РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 63, № 2, 2023

Ice and Snow

2023

СОДЕРЖАНИЕ

Том 63, номер 2, 2023

Ледники и ледниковые покровы

Снежный покров и снежные лавины

Подземные льды и наледи

Морские, речные и озёрные льды

Обзорные статьи

Contents

Vol. 63, No. 2, 2023

Glaciers and Ice Sheets

Snow Cover and Avalanches

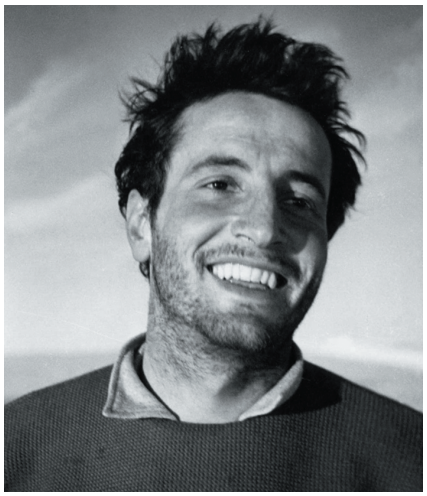
Ground Ice and Icings

Sea, River and Lake Ice

Review Articles

ПАМЯТИ КЛОДА ЛОРИУСА

EDN: RVDMGI



Клод Лориус, 1955 г., фотография с http://www.claude-lorius.com/
Claude Lorius, 1955, photo from http://www.claude-lorius.com/

21 марта 2023 г. не стало Клода Лориуса – замечательного ученого, полярника, исследователя Антарктиды и Гренландии.

Я познакомился с Клодом в 1969 г. в Кембридже, на международном симпозиуме по гидрологии ледников, и с тех пор между нами завязалась по-настоящему крепкая дружба. Уже в следующем году начались согласованные работы по Международному антарктическому гляциологическому проекту (МАГП), частью которых стало начало бурения Советской Антарктической экспедицией глубокой скважины на станции Восток. В последующем мы с Клодом договорились о совместных работах на этой скважине – работы продолжались не одно десятилетие и завершились выдающимися результатами. И роль Клода Лориуса в получении уникальных материалов была решающей.

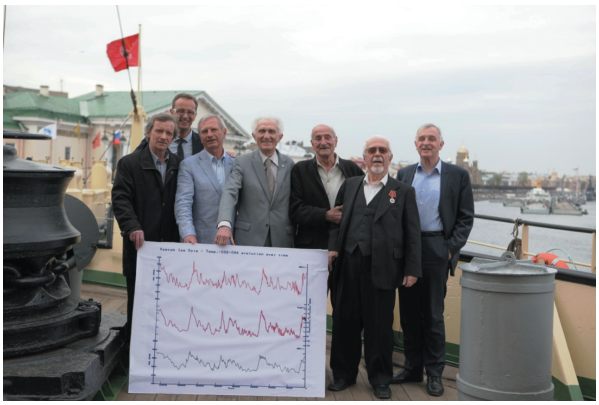


Рис. 2. Клод Лориус вместе с коллегами в 2015 г. в Санкт-Петербурге на борту ледокола “Красин” во время специальной встречи, посвященной совместным исследованиям антарктического керна. Фотография предоставлена В.М. Котляковым.

Fig. 2. Claude Lorius and his colleagues in 2015 in St. Petersburg aboard the icebreaker “Krasin” during a special meeting dedicated to joint Antarctic ice core research. Photo courtesy of V.M. Kotlyakov.

Клод Лориус окончил физический факультет университета в Гренобле – городе, где он прожил всю свою сознательную жизнь. Здесь на моих глазах в 1979 г. им была создана Лаборатория гляциологии и геофизики, где получены уникальные результаты при исследовании ледяных кернов из советской скважины на станции Восток. В своей полярной деятельности (с 1957 по 1984 г.) он участвовал и был руководителем более 20 французских и международных экспедиций в Антарктиду и Гренландию. В 1987–1990 гг. он возглавлял Международный научный комитет по изучению Антарктики. Исследования К. Лориуса, в том числе выполненные совместно с советскими учеными, внесли важнейший вклад в палеоклиматологию последних 400 тыс лет; они известны научному сообществу всего мира.

Клод Лориус нередко приезжал в Ленинград и Москву для обсуждения результатов совместных исследований. В 1994 г. он был избран членом Парижской Академии наук, и в том же году его избрали иностранным членом Российской академии наук. В 1999 г. вместе с супругой он участвовал в праздновании 275-летнего юбилея Российской академии наук. В нашей долгой дружбе мы путешествовали вместе в Кабардино-Балкарии и Грузии, в Казахстане и Узбекистане, на Байкале, по Волге от Москвы до Санкт-Петербурга.

В 2009 г. Клод Лориус стал командором ордена Почетного легиона Французской Республики. Жизнь Лориуса – это пример служения науке и дань многолетней и искренней дружбе.

В.М. Котляков

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 2, с. 157–173

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.324.6

ЛЕДНИКИ В ГОРАХ РОССИИ (КАВКАЗ, АЛТАЙ, КАМЧАТКА) В ПЕРВОЙ ЧЕТВЕРТИ XXI ВЕКА

© 2023 г. В. М. Котляков[1], Т. Е. Хромова[1,*], Г. А. Носенко[1], А. Я. Муравьев[1], С. А. Никитин[1]

[1] Институт географии РАН, Москва, Россия

*e-mail: tkhromova@gmail.com

Поступила в редакцию 21.02.2023 г.
После доработки 09.03.2023 г.
Принята к публикации 31.03.2023 г.

Проведённые в последнее время исследования позволили получить детальную картину изменений ледников в наиболее обеспеченных данными горных районах России. Для оледенения Кавказа получены данные на временные срезы 1911, 1952, 2000, 2014, 2018 и 2020 г.; для Алтая – на 1850, 1952, 2003 и 2018 г. Для крупных узлов оледенения Центрального Алтая – Катунского, Южно- и Северо-Чуйского хребтов дополнительно на 1968, 2008, 2017 г. В обоих районах выявлены устойчивое сокращение площади ледников с начала XX в. и ускорение темпов сокращения в начале XXI в. Для исследования ледников Камчатки были использованы данные Каталога ледников СССР и снимки с разных спутников и за разные годы (2007–2019). Выявлено множество ледников, ранее не зарегистрированных в Каталоге ледников СССР. Площадь оледенения в разных районах Камчатки со времени первой каталогизации изменялась крайне неравномерно, что связано со значительными различиями в морфологии ледников. Ледники вулканических районов увеличили свои размеры или оставались стационарными; здесь нет тенденции к сокращению ледников из-за мощной поверхностной морены, состоящей из вулканогенного материала. Сравнение данных Каталога ледников СССР (1965–1982) и Каталога ледников России (2017–2019) показывает сокращение площади оледенения с середины XX в. до конца второй декады XXI в. во всех горных районах России за исключением вулканических областей Камчатки.

Ключевые слова: горные ледники, Россия, изменения ледников, космические изображения

DOI: 10.31857/S2076673423020114, **EDN:** RVBDMJ

На Кавказе и Алтае выявлены устойчивое сокращение площади ледников с начала XX в. и ускорение темпов сокращения в начале XXI в. На Камчатке в районах, удалённых от активных вулканов, также наблюдалось сокращение площади ледников, но в вулканических областях ледники увеличили свои размеры или оставались стационарными из-за бронирования поверхности мощной толщей морены, состоящей из вулканогенного материала.

ВВЕДЕНИЕ

Современное потепление климата повсеместно приводит к возрастанию таяния ледников, что усиливает риск катастрофических природных явлений в горах и вызывает трансформацию приледниковых ландшафтов, изменяющую уклад жизни и хозяйства местных жителей. Всё это придаёт актуальность информации о состоянии ледниковых систем и прогноза их изменений в ближайшем будущем.

На территории России в настоящее время ледники располагаются в Арктической зоне, Субарктике и в умеренных широтах. Первая системная оценка ледников на территории России была дана в Каталоге ледников СССР (Каталог ледников, 1965–1982; Виноградов, 1984) – многотомном издании 1965–1982, созданном большим коллективом советских ученых в 1965–1982 гг. Это был первый в мире каталог ледников, покрывающих обширную территорию; впоследствии, в соответствии с программой Международного гидрологического десятилетия он стал её частью. Каталог был создан на основе аэрофотоснимков середины XX века, топографических карт 1960-х годов и данных полевых наблюдений. Каталог не содержит цифровых контуров ледников, а включает только таблицы с параметрами ледников, схемы их расположения и описания.

По данным этого Каталога в середине XX в. на территории России насчитывалось 8538 ледников общей площадью 60099.71 км^2 (Каталог ледников, 1965–1982). Несколько небольших по разме-

ру ледниковых систем не представлены в Каталоге ледников СССР, так как были исследованы позже. Эти ледниковые системы находятся в Чукотском и Колымском нагорьях, в Байкальском и Баргузинском хребтах (Котляков и др., 2011; Чернова и др., 2011); в них насчитывалось всего 252 ледника общей площадью 69.16 км^2 (Котляков и др., 2015). Следующим после Каталога ледников СССР источником данных о ледниках стал Атлас снежно-ледовых ресурсов мира (1997), в котором десятки карт посвящены ледниковым системам России и отдельным ледникам.

С начала 1990-х годов широкое распространение получила спутниковая информация, активно используемая для массовых оценок состояния оледенения. В середине 1990-х годов был инициирован международный проект "Глобальные измерения наземного льда и космоса" (GLIMS – Global Land Ice Measurements from Space) (http://www.glims.org/About/regionoverview), в рамках которого космическая информация стала доступна широкому кругу исследователей. Один из региональных центров проекта GLIMS создан в Институте географии РАН. В зону ответственности этого центра входят районы оледенения на территории России и других стран бывшего СССР, обеспеченные данными Каталога ледников СССР.

Результаты исследования горных ледников России с использованием космических изображений, полученных в рамках проекта GLIMS с 2000 по 2015 г., легли в основу монографии "Современные изменения ледников горных районов России" (Котляков и др., 2015). В этой книге детально рассмотрены районы горного оледенения на территории России, история исследования ледников и их современные изменения, происходившие с середины XX в. вплоть до начала второго десятилетия нынешнего столетия. Особое внимание авторы обращали на методы получения новых данных и способы их обработки, точность получаемых результатов и возможности их сопоставления с результатами, полученными в прошлом. В процессе подготовки монографии стало понятно, что к середине второго десятилетия XXI в. территория России была обеспечена результатами таких исследований неравномерно.

На сайтах международного проекта GLIMS (https://www.glims.org/) и всемирного каталога ледников RGI (The Randolph Glacier Inventory) (https://www.glims.org/RGI/index.html) для большинства горных районов России можно найти в основном результаты автоматического дешифрирования снимков Landsat, полученных в разные годы в период 2000–2013 гг. Эти данные завышают количество ледников и площадь оледенения в районах широкого распространения крупных многолетних снежников и снежников-перелетков и недооценивают площади оледенения районов, где на ледниках широко развита поверхностная морена. Использование космических снимков разного разрешения, полученных в разное время, применение разных методов и подходов к процессу дешифрирования и анализу полученных результатов усложняло сравнительную оценку современного состояния ледников в разных районах.

Для системной оценки современного состояния и изменений ледниковых систем на территории России в Институте географии РАН был создан новый каталог ледников, основанный на единых исходных данных, подходах и методах обработки спутниковых снимков и организации данных с использованием геоинформационных технологий (Хромова и др., 2021). Каталог аккумулирует результаты анализа снимков Sentine l-2, полученных в основном в 2017–2019 гг. и представляет собой информационную основу для дальнейшего исследования ледниковых районов России. Структура базы данных включает основные параметры ледников и совместима с глобальными и национальными архивами. Дополнительно разработана классификация возможных катастрофических явлений ледникового генезиса: динамически неустойчивые ледники, ледниковые озера, айсберги. Созданная база данных (www.glacru.ru) дала возможность оценить современное состояние и изменения ледников на территории России. В конце второй декады XXI века в России насчитывались 22 ледниковые системы общей площадью 54 531 ± 1039.55 км^2. Со времени составления Каталога ледников СССР по материалам середины XX века, площадь сократилась на 5603.9 км^2, или на 9.3% (Хромова и др., 2021).

Накопленные к настоящему времени данные позволили провести детальный анализ оледенения крупнейших горно-ледниковых районов России. Результаты представлены в данной статье.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГОРНОМ ОЛЕДЕНЕНИИ РОССИИ

Для получения актуальной информации о ледниках России в качестве основного массива данных использованы снимки со спутника Sentinel-2 с пространственным разрешением 10 м за 2017–2019 гг., свободные от облачности и полученные в конце периода абляции. В сложных случаях привлекались дополнительные данные более высокого разрешения (WorldView-2, GeoEye). При отсутствии снимков Sentinel-2 надлежащего качества использовали снимки с других спутников за годы, близкие к основному периоду исследований (Landsat, ASTER). Границы ледников по спутниковым снимкам дешифрировали в ручном экспертном режиме, так как автоматическое

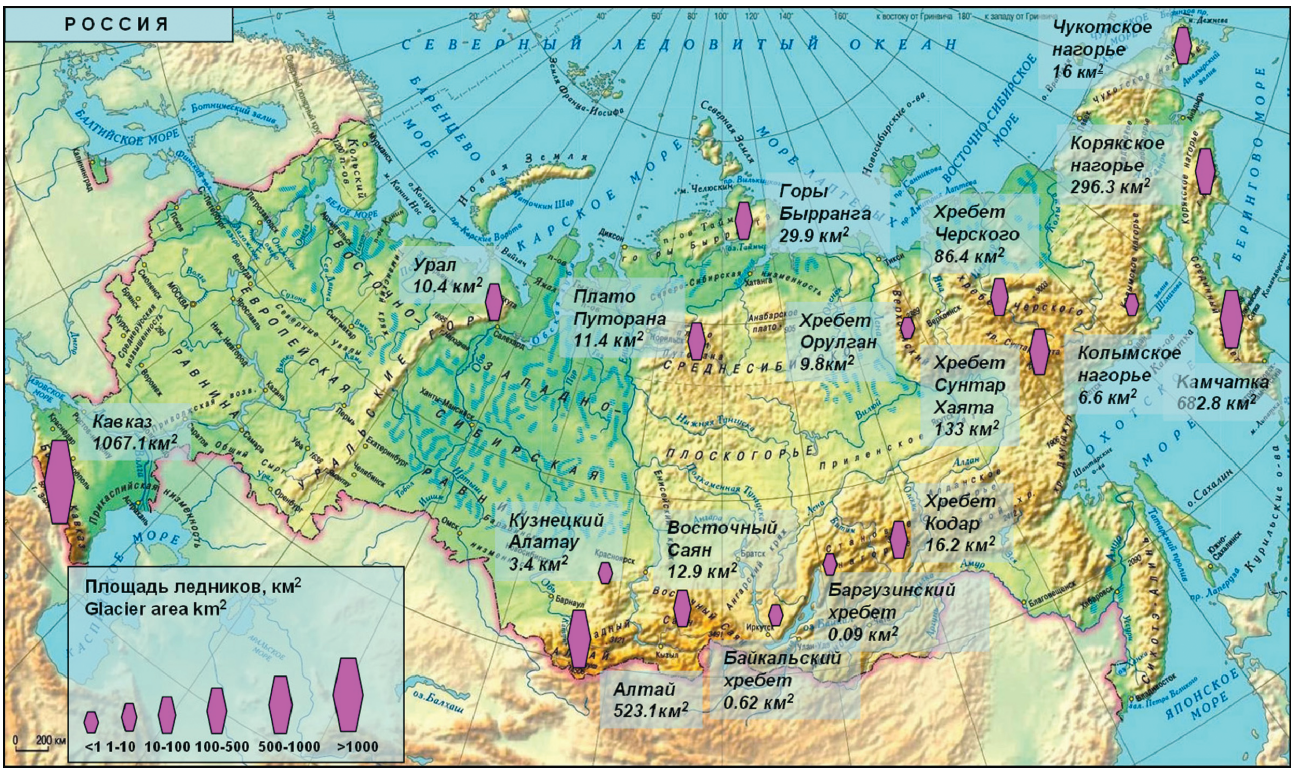


Рис. 1. Оледенение горных районов России по данным спутниковых снимков 2017–2019 гг. (Хромова и др., 2021).
Fig. 1. Glaciation of mountain regions of Russia according to satellite images 2017–2019 (Хромова и др., 2021).

дешифрирование, особенно в районах распространения малых ледников, дает результаты с большой степенью неопределенности.

По результатам дешифрирования космических снимков на территории континентальной России во втором десятилетии XXI в. насчитывается 5877 ледников общей площадью 2906 ± ± 205.95 км^2 (табл. 1). Самые крупные по площади ледниковые системы располагаются в горах Кавказа (1067.1 ± 79.7 км^2), Камчатки (682.8 ± ± 29.0 км^2) и Алтая (523.1 ± 38.3 км^2) (рис. 1) (Хромова и др., 2021).

Самая многочисленная группа – это небольшие ледниковые системы, площадь которых не превышает 100 км^2. В нее входят Урал (10.4 ± 1.7 км^2), плато Путорана (11.4 ± 1.7 км^2), горы Бырранга (29.9 ± 4.4 км^2), хребет Черского (86.4 ± 7.7 км^2), Чукотское нагорье (16 ± 1.4 км^2), хребетм Кодар (16.2 ± 1.2 км^2) и Восточный Саян (12.9 ± 1.5 км^2). Ледниковые системы площадью менее 1 км^2 располагаются в хребте Орулган и Колымском нагорье на северо-востоке России, Кузнецком Алатау на юге Западной Сибири, Баргузинском и Байкальском хребтах в Прибайкалье.

Горные ледниковые системы в континентальной части России представлены преимущественно небольшими ледниками. Основное количество ледников на территории Алтая и Кавказа – это ледники от 0.01 до 1 км^2. Размеры ледников на Урале, в ледниковых системах хребтов Черского, Сунтар-Хаята, Орулган, Кодар, Восточного Саяна, Корякского нагорья, Колымского нагорья, Чукотского нагорья находится в диапазоне от 0.01 до 0.5 км^2.

В континентальных ледниковых системах преобладают ледники северных и северо-восточных экспозиций, как по площади, так и по количеству. Ледники Полярного Урала, хребтов Орулган и Кодар расположены преимущественно на восточных склонах и получают питание при западных ветрах. Ледники хребтов Черского и Сунтар-Хаята, расположенные на северных склонах, – при южных ветрах с Охотского моря. Оледенение Срединного хребта на Камчатке относительно равномерно распределено между восточными и западными экспозициями, что говорит о примерно равном питании с Охотского и Берингова морей. На юго-восточной Камчатке преобладает питание с востока. Ледниковые системы Алтая и Восточного Саяна имеют максимумы распределения оледенения на северо-восточной стороне хребтов, что отражает питание ледников при юго-западных ветрах.

Каровые ледники по численности доминируют практически во всех ледниковых районах кон-

Таблица 1. Ледники горных районов России по спутниковым данным 2017–2019 гг.

	Ледниковая система	Общее число ледников	Площадь ледников, км^2	Средние высоты ледников, м над ур. моря			Преобладающий морфологический тип (по количеству ледников)	Преобладающая экспозиция (по количеству ледников)	Приледниковые озера (число)	Нестабильные ледники (число)	Спутник, год съёмки
				минимальные	максимальные	средние					
1	Урал	97	10.4 ± 1.7	400	1440	833	присклоновые, каровые	восток, северо-восток, юго-восток	38	0	Sentinel-2, 2018 г.
2	Плато Путорана	71	11.4 ± 1.7	320	1540	890	присклоновые, каровые	северо-восток	17	0	Sentinel-2, 2018–2019 гг.
3	Горы Бырранга	213	29.9 ± 4.4	180	1110	722	присклоновые	восток, северо-восток	9	0	Sentinel-2, 2019 г.
4	Хребет Орулган	72	9.8 ± 1.1	1660	2060	1860	каровые, карово-долинные	северо-восток	0	0	Sentinel-2, 2018 г.
5	Хребет Черского	188	86.4 ± 7.7	1540	2980	2108	каровые, висячие, долинные	северо-восток, восток	0	0	Sentinel-2, 2016–2017 гг. Landsat 8 2014–2016 гг. ASTER 2017 г.
6	Хребет Сунтар-Хаята	251	133.0 ± 10.1	2130	2760	2428	каровые, карово-висячие	запад, северо-запад	4	0	Sentinel-2, 2018 г.
7	Колымское нагорье	39	6.6 ± 0.7	490	1830	906	каровые, карово-долинные	запад, восток	0	0	Sentinel-2, 2016–2019 гг.
8	Корякское нагорье	890	296.3 ± 26.5	190	2420	845	каровые, карово-долинные	запад, северо-запад	158	0	Sentinel-2, 2018–2019 гг.
9	Чукотское нагорье	63	16.0 ± 1.4	160	1110	541	каровые, крово-долинные	запад, восток	21	0	Sentinel-2, 2017–2019 гг.

Таблица 1. Окончание

	Ледниковая система	Общее число ледников	Площадь ледников, км^2	Средние высоты ледников, м над ур. моря			Преобладающий морфологический тип (по количеству ледников)	Преобладающая экспозиция (по количеству ледников)	Приледниковые озера (число)	Нестабильные ледники (число)	Спутник, год съёмки
				минимальные	максимальные	средние					
10	Кавказ	2046	1067.1 ± 79.7	1690	5650	3353	каровые, висячие, карово-висячие	северо-восток, северо-запад	1830	23	Sentinel-2, 2017–2018 гг.
11	Алтай	988	523.1 ± 38.3	2050	4480	3000	каровые, висячие, карово-висячие	северо-восток, северо-запад, восток	640	0	Sentinel-2, 2016–2019гг.
12	Кузнецкий Алатау	101	3.4 ± 0.9	1180	2080	1480	присклоновые	восток, северо-восток	34	0	Sentinel-2, 2018–2019 г.
13	Восточный Саян	78	12.9 ± 1.5	1480	3460	2374	каровые, присклоновые	восток, северо-восток	19	0	Sentinel-2, 2018–2019 гг.
14	Байкальский хребет	8	0.62 ± 0.04	1490	2200	1853	каровые	восток, юго-восток	1	0	WorldView-2, 2012 г.
15	Баргузин-ский хребет	1	0.09 ± 0.01	1990	2160	2075	карово-долинные	севро-восток	1	0	Sentinel-2, 2018 г.
16	Хребет Кодар	39	16.2 ± 1.2	1860	2710	2230	карово-долинные, каровые	восток	20	0	Sentinel-2, 2019 г.
17	Камчатка	732	682.8 ± 29.0	330	4510	1555	каровые, склоновые	северо-запад, запад	18	2	Sentinel-2, 2016–2019 гг., WorldView-2, 2010–2014 гг., GeoEye-1, 2011–2013 гг., ASTER, 2012–2013 гг., Landsat 8, 2013–2015 гг., IKONOS, 2007 г.
	Всего	5877	**2906** ± 205.9						**2810**	**25**	

тинентальной России. Особенности морфологии ледников Камчатки связаны с вулканической деятельностью: здесь распространены кратерные и кальдерные ледники. Кроме “обычных” ледников, колебания которых обусловлены изменениями климата, в ледниковых системах на территории России встречаются и нестабильные ледники. Режим таких ледников (в том числе пульсирующих) определяется в первую очередь их динамической неустойчивостью, связанной с морфологическим строением. Такие ледники встречаются в горах Кавказа и Камчатки.

Прорывы приледниковых озёр и, как следствие, образование селевых потоков относятся к опасным явлениям гляциального генезиса. Приледниковые озёра существуют почти во всех ледниковых районах России. Самое большое их количество (1830) идентифицировано на Кавказе. Немало их и на Алтае (640). На Полярном Урале приледниковые озёра известны у трети ледников, встречаются они и в Корякском нагорье (известно 158 озёр). Лучше всего такие озёра изучены на Кавказе и Алтае. Приледниковые озёра не были обнаружены лишь в хребтах Орулган и Черского, а также на Колымском нагорье.

Сравнение данных, полученных в ходе подготовки последнего Каталога ледников, с данными Каталога ледников СССР позволили оценить изменения основных параметров горных ледников с середины XX в. до середины второй декады XXI в. (Хромова и др., 2021). Не были обнаружены маленькие ледники, существовавшие ранее в Хибинах. Для ряда районов, находящихся в субарктической зоне, получены совсем небольшие значения сокращения общей площади или даже её увеличения. Это связано, в первую очередь, с тем, что в Каталог ледников СССР и в итоги последующих исследований вошли данные не обо всех ледниках в этих районах. Позже были обнаружены новые ледники в горах Бырранга, Колымского нагорья, гор Путорана.

Сокращение площади ледниковых систем горных районов России находится в диапазоне от 63% (Урал) до 13% (Кодар). Самые крупные ледниковые системы Кавказа, Камчатки и Алтая уменьшили свои площади соответственно на 25, 22 и 39%. Уже после выхода в свет всех частей Каталога ледников СССР были обнаружены не учтенные ледники общей площадью 69 км^2, которая, по нашим данным, уменьшилась на 9.7 км^2, или на 12.3%.

В настоящее время в горных районах России ледниковые системы Кавказа, Алтая и Камчатки наиболее обеспечены результатами гляциологических исследований. Полученные многочисленные данные позволяют оценить состояние ледников в этих районах во второй декаде XXI века и их изменения с середины XX века.

КАВКАЗ

Горная система Большого Кавказа шириной от 30 до 180 км, расположенная между Черным и Каспийским морями, протянулась примерно на 1300 км с запада-северо-запада на восток-юго-восток. Большой Кавказ подразделяется на западный, центральный и восточный сектора со средней высотой 3200, 4100 и 3700 м соответственно. Самый высокий центральный сектор расположен между вершинами Эльбрус (5642 м) и Казбеги (5047 м). Большой Кавказ находится на пути средиземноморских и атлантических циклонов, которые несут влагу с запада и юго-запада. Почти 70% ледников Кавказа расположено в его центральном секторе. Максимальное количество осадков (около 3200 мм за год) выпадает на южном склоне западного региона. Их годовое количество уменьшается до 2000 мм в центральной части и до 1000 мм в восточной части Большого Кавказа (Volodicheva, 2002).

Кавказ наравне с Альпами остаётся одним из самых изученных в гляциологическом отношении районов земного шара. История инвентаризации ледников в этом районе начинается с топографической съёмки конца XIX века. Первый каталог ледников Кавказа был подготовлен военными топографами с 1881 по 1910 г. и опубликован в начале XX в. (Подозерский, 1911). В нём дано описание 1329 ледников общей площадью 1967.4 км^2. Следующая масштабная инвентаризация была проведена спустя более полувека, когда по данным аэрофотосъёмки середины XX в. был составлен Каталог ледников СССР (1965–1982), где были зафиксированы 2002 ледника общей площадью 1421.78 км^2.

Созданная в Институте географии РАН база данных о состоянии ледников Кавказа на 2018 г. представляет собой часть нового Каталога ледников России. По результатам обработки спутниковых снимков Sentinel 2, полученных в июле и сентябре 2017 г. и в августе и сентябре 2018 г., на Кавказе обнаружено 2046 ледников общей площадью 1067 ± 79.7 км^2. На 97 крупных ледников (площадью более 5 км^2) приходится более трети (440 км^2) площади оледенения Кавказа. Больше половины ледников (и по площади, и по количеству) расположены на северном макросклоне Большого Кавказа. За время, прошедшее после составления Каталога ледников СССР, оледенение Кавказа сократилось на 28.2%. При этом площадь ледников северного макросклона Большого Кавказа уменьшилась немного больше (на 28.5%), чем южного (27.6%). По другим данным (Tielidze, Wheate, 2018) в 2014 г. на Кавказе было 2020 ледников общей площадью 1193.2 ± 54 км^2, а оледенение сокращалось на 0.44% в год в 1960–1986 гг. и на 0.69% в год в 1986–2014 гг. Полученные нами результаты показывают, что за 1986–2018 гг. оле-

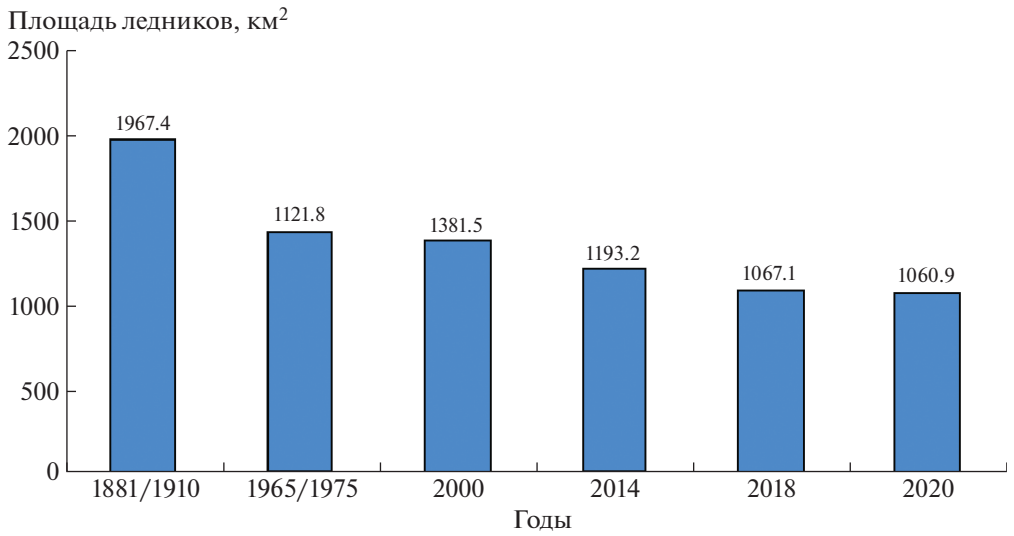


Рис. 2. Сокращение площади ледников Кавказа за 1881/1910–2020 гг.
Fig. 2. Reduction of the area of the glaciers of the Caucasus for 1881/1910–2020.

денение сократилось на 415 км^2 (0.87% в год), что показывает ускорение деградации ледников Кавказа. С 1997 по 2017 г. общая площадь ледников Эльбруса уменьшилась с 125.76 ± 0.65 до 112.20 ± ± 0.58 км^2, со скоростью сокращения 0.54% в год. Сокращение площади происходило не только из-за отступания языков ледников, но и из-за увеличения площади существующих нунатаков и появления новых скальных выходов ниже 4500 м (Ледники и климат Эльбруса, 2020).

Для всей территории Кавказа по результатам дешифрирования космической съёмки к настоящему времени получены данные о площади ледников на 2000, 2014, 2018 и 2020 г. (Хромова и др. 2021; Tielidze et al., 2022). В сочетании с историческими базами данных Подозерского и Каталога ледников СССР мы имеем возможность проследить динамику изменения площади ледников с конца XIX до конца второй декады XXI века (рис. 2).

Ледники Кавказа уменьшили свои размеры за это время на 46%, теряя в среднем в XX в. около 0.2% площади в год, а в начале XXI в. 1.15%. Ледники на севере Большого Кавказа имеют относительно меньшую скорость изменения площади, чем ледники на юге. Такие свидетельства можно объяснить разными экспозициями и высотами. Показано значительное сокращение ледников на Большом Кавказе в период с 2000 по 2020 г. Общая потеря площади льда между этими двумя периодами составила –1.16%/г. В восточной части наблюдалось самое высокое абсолютное сокращение –1.82%/г, в то время как в массиве Эльбрус самое низкое –0.57%/г., в западном регионе также были несколько более высокие темпы изменений (–1.45%/г). Эльбрусский массив имеет самую большую среднюю площадь ледников, которая изменилась с 6.07 км^2 в 2000 г. до 3.98 км^2 в 2020 г. (Tielidze et al., 2022). Новые данные подтверждают выводы об ускорении отступания ледников Кавказа, начавшемся на рубеже XX и XXI в. Эти результаты хорошо соотносятся с данными об изменении высоты поверхности ледников Кавказа, которые показывают, что скорость потери массы ледников увеличилась с 0.42 ± 0.61 м в.э. год$^{-1}$ за 2000–2010 гг., до 0.64 ± ± 0.66 м в.э. год$^{-1}$ за 2010–2019 гг. (Hugonnet et al., 2021).

Метеорологические данные свидетельствуют о том, что летние температуры воздуха повысились и почти достигли максимума 50-х годов прошлого века (12.5°C) в 2000–2019 гг. В то же время в зимних осадках в эти годы четко обозначился отрицательный тренд. А сроки окончания периода абляции в последнее десятилетие сместились на более позднее время, увеличив продолжительность периода таяния. (Рототаева и др., 2019). В целом также возможно, что увеличение приходящей коротковолновой солнечной радиации в высокие горы Кавказа, наблюдаемое с 1980-х годов (10 Вт/м^2 за 10 лет), сыграло значительную роль в ускоренной потере площади ледников в последние годы. Эта тенденция связана с ослаблением процессов образования высокой и низкой облачности, что связано с увеличением повторяемости антициклонов в теплое время года (Toropov et al., 2019).

На основе визуального дешифрирования космических снимков Sentinel-2 MSI было выявлено 368 озёр, расположенных на высотах от 1000 до 3300 м над ур. моря в пределах российской части Кавказа. 12 озер расположены в Республике Ады-

гея, 71 – в Краснодарском крае, 194 – в Карачаево-Черкессии, 60 – в Осетии, 3 – в Чечне и 5 – в Дагестане. 226 озёр находятся не далее 5 км от краевых частей ледников и представляют наибольшую потенциальную опасность. Большинство приледниковых озёр расположены на Западном и Центральном Кавказе. Всего в пределах Большого Кавказа насчитывается около 1830 озёр общей площадью около 95.8 км^2 (при подсчёте не учитывались озёра площадью менее 500 м^2, кроме карстовых областей) (Khromova et al., 2019).

На Кавказе 23 ледника известны своими подвижками (в их числе четыре пульсирующих – Колка, Девдоракский, Хрумкол и Муркар) (Котляков и др., 2014а). Самый крупный из таких ледников Большой Азау (16.42 км^2), самый маленький (0.14 км^2) – ледник № 267 по Каталогу ледников СССР. В диапазоне от 0.14 до 7 км^2 находятся 10 ледников. Площадь трех ледников превышает 10 км^2: Большой Азау, Уллучиран и Мижиргичиран. Морфологические типы этих ледников – долинные, карово-долинные, сложно-долинные, конических вершин.

Самый известный пульсирующий ледник на Кавказе – ледник Колка, небольшой карово-долинный ледник, расположенный на северном склоне массива Казбек–Джимарай-Хох в верховьях реки Геналдон. Он известен своими подвижками, которые происходили неоднократно – в 1834, 1902, 1969 г. (Рототаев и др., 1983) и последняя из них – в 2002 г. (Котляков и др., 2014а). Такому режиму способствует строение ледника, который расположен в глубоком цирке и питается лавинами и обвалами с крутого правого склона. Поверхность ледника покрыта мощным слоем обломочного материала, который предохраняет его от интенсивного таяния, а незначительный уклон ложа и сужение на выходе из кара препятствуют плавному перемещению льда вниз по долине. Эти обстоятельства способствуют постепенному накоплению избыточных масс льда и, при достижении критической величины, приводят к резкой разгрузке, которая сопровождается быстрым продвижением языка ледника вниз по долине со скоростью, на порядок превышающей прежнюю.

В 2022 г. исполнилось 20 лет со дня катастрофы, произошедшей в Кармадонской долине в сентябре 2002 г., когда ледник был выброшен целиком из своего ложа, и по Геналдонской долине на 16 км пронесся на огромной скорости разрушительный ледово-водно-каменный сель. Разносторонние исследования геологов и гляциологов определили предпосылкой уникального события сочетание ряда экстремальных факторов, и в первую очередь – активизацию эндогенных процессов, связанных с вулканическим аппаратом Казбека (Котляков и др., 2014а). До сих пор продолжаются попытки найти объяснение произошедшей катастрофы, но в настоящее время первостепенным становится вопрос о возможности её повторения. Практически сразу после подвижки в опустевшем цирке ледника Колка начался процесс формирования нового ледникового тела. Институт географии РАН продолжает проводить наблюдения за необычным в настоящее время явлением – восстановлением этого опасного ледника.

Для оценки актуальных изменений границ ледника Колка использовались космические снимки Sentinel-2, полученные на протяжении периода абляции 2022 г., результаты наблюдений предыдущих лет, а также снимок WorldView-2 2019 г. Для определения изменений, произошедших за 2021/22 балансовый год, был выбран снимок от 16.09.2022, практически совпадающий с завершением периода абляции (последующие съёмки показали появление устойчивого снежного покрова на поверхности ледника). По сравнению с 2021 г. фронт ледника продвинулся на 57 м (средняя величина продвижения по 6 линиям тока на языке). Это свидетельствует о том, что восстановление ледника Колка продолжается с постепенно возрастающей скоростью: за 2021 г. ледник продвинулся на 43 м, несмотря на неблагоприятные метеорологические условия последних лет (рис. 3).

Летние температуры воздуха, определяющие интенсивность процессов абляции, остаются высокими. Хотя зимние осадки находятся на среднем многолетнем уровне, период абляции ледника Колка закончился в 2022 г. практически в то же время, что и в прошлом, и это не способствует накоплению его массы. Главными факторами формирования баланса массы ледника остаются лавинное питание, усиленная абляция льда и нестационарный процесс бронирования ледника обломочным материалом. В условиях неопределенности дальнейшего развития ситуации необходимо продолжение мониторинга процесса его восстановления с использованием современных наземных и дистанционных методов.

АЛТАЙ

Горный Алтай – самая высокая часть Алтае-Саянской горной системы – располагается на стыке границ четырех стран: Монголии, Китая, Казахстана и России. В центральной его части горные хребты и массивы поднимаются до 3000–4000 м над ур. моря и несут на себе многочисленные и разнообразные формы современного оледенения. Ледники по территории распределяются неравномерно, группируясь вокруг наиболее высоких горных вершин и массивов (Тронов, 1925; Атлас..., 1997).

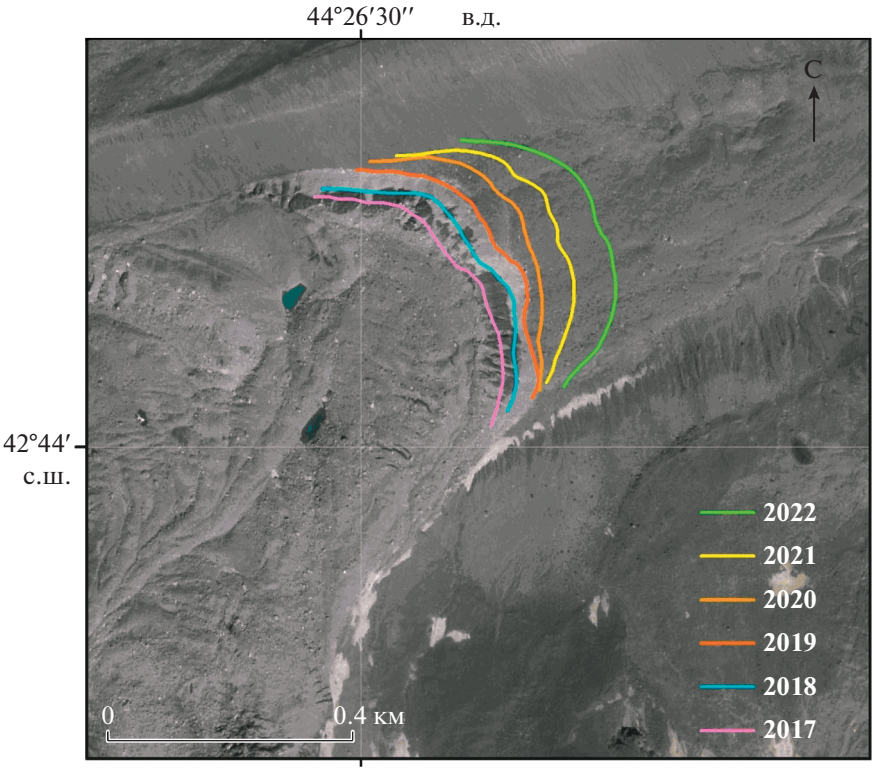


Рис. 3. Положение фронта возрождного после катастрофы 2002 г. ледника Колка в 2017–2022 гг. (в качестве подложки использован снимок WorldView-2 от 08.09.2019).

Fig. 3. The position of the front of the Kolka Glacier revived after the 2002 catastrophe in 2017–2022 (WorldView-2 image from 08.09.2019 was used as a substrate).

Климат Алтая определяется тремя основными факторами: положением в умеренных широтах Северного полушария, господством западного переноса воздушных масс с Атлантики и влиянием в зимнее время мощного азиатского антициклона с малооблачной морозной погодой. Количество осадков уменьшается с запада на восток, а высота границы питания ледников увеличивается в этом направлении от 2200 до 3200 м. По данным трех метеостанций – Аккем (2050 м), Кара-Тюрек (2600 м) и Актру (2025 м), расположенных в непосредственной близости от ледниковой зоны, во второй половине XX в. и в начале XXI в. в этом регионе происходило устойчивое повышение летних температур и рост годовой суммы осадков (Котляков и др., 2015).

По данным Каталога ледников СССР, оледенение Алтая в 1960–70-х годах занимало более 1500 км^2, в том числе около 800 км^2 в северо-восточном секторе этого горного региона – в России. В рамках подготовки нового каталога ледников России были исследованы космические снимки Sentinel 2, полученные в августе 2018 и августе 2019 гг. Обнаружено 988 ледников общей площадью 523.14 ± 38.3 км^2. Размеры ледников колеблются от 0.01 до 20.46 км^2 (Большой Талдуринский ледник).

Преобладают небольшие ледники площадью до 0.5 км^2. При этом половина всей площади оледенения приходится на 5% ледников площадью более 2 км^2 каждый. Такое распределение оледенения характерно для большинства горно-ледниковых районов на территории России. Высотный диапазон современных ледников Алтая составляет 2050–4480 м над ур. моря, что свидетельствует о благоприятных орографических условиях. Наибольшее количество ледников располагаются на северо-восточных, северо-западных и восточных склонах. Морфология ледников Алтая типична для горных ледниковых районов России. В пределах российской части Алтая наиболее распространены каровые и висячие ледники, но площадь их в целом существенно меньше, чем уступающих по количеству долинных и кароводолинных ледников. На Алтае обнаружено 640 приледниковых озёр. Идентифицировано 82 прорывоопасных озера общей площадью 2.7 км^2.

Современное оледенение российского Алтая – это ледниковая система, состоящая из 15 узлов оледенения (рис. 4, табл. 2). Самое крупное скоп-

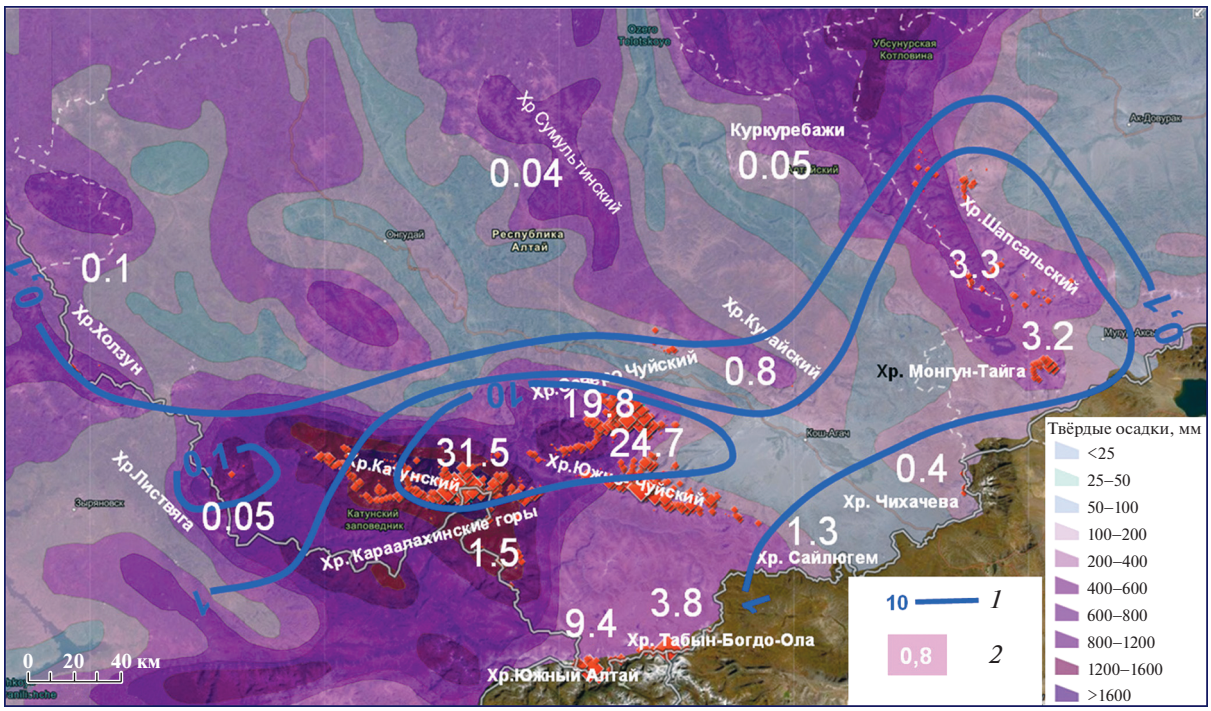


Рис. 4. Распределение площади оледенения на территории Алтая по отдельным хребтам (показано на основе карты твердых осадков из Атласа снежно-ледовых ресурсов мира). *1* – изолинии распределения площади ледников на отдельных хребтах, %; *2* – их доля в общей площади ледниковой системы российского Алтая, %.

Fig. 4. Distribution of glaciation area in the Altai glacier systems (shown based on the map of solid precipitation from the Atlas of Snow and Ice Resources of the World). *1* – isolines of the area distribution of glaciers on individual ridges, %; *2* – their share in the total area of the glacial system of the Russian Altai, %.

ление ледников (76% площади оледенения Алтая) находится в Центральном Алтае в хребтах Катунский, Северо-Чуйский, Южно-Чуйский, Кара-Алахинский. Лишь 0.15% ледников лежит к западу в хребтах Холзун, Листвяга, 1% – в четырёх небольших группах к северо-востоку от центральной части, 3.3% – на хребте Шапшальский, 3.7% – к югу от него в хребтах Сайлюгем, Чихачева и массиве Монгун-Тайга, 13% на хребте Южный Алтай и горном узле Табын-Богдо-Ола на границе России с Монголией.

Хребты, несущие эти ледниковые системы, имеют разную ориентацию и распределены неравномерно на площади около 1 тыс. км^2 (Котляков и др., 2014б). Наибольший вес (31.5%) имеет площадь оледенения Катунского хребта. На расположенные в непосредственной близости Северо- и Южно-Чуйские хребты приходится 44.3% площади оледенения российского Алтая. На карте эти хребты попадают в область “больше 10%”. Доля остальных ледниковых систем изменяется симметрично оси ЗЮЗ–ВСВ, проходящей через массив Белухи. К ССЗ от этой оси доля каждой из систем уменьшается сначала до целых и десятых процента (ледниковые системы Холзун – 0.1%, Курайского – 0.8%, Шапшала – 3.2%), а еще далее к север-северо-западу – до сотых долей процента: хребты Сумультинский, Куркуребажи – по 0.04–0.05%. К ЮЮВ от основной оси располагаются системы массива Монгун-Тайга (3.1%), Табын-Богдо-Ола (3.7%), Южный Алтай (9.3%), а далее к юг-юго-востоку – системы хребтов Сайлюгем (0.2%), Чихачева (0.4%).

Такое распределение соответствует субширотному направлению хребтов и уменьшению их высот к северу и югу от Катунского поднятия. Это происходит на фоне увеличения твердых осадков на юго-запад и северо-запад от Катунского хребта, которое зафиксировано на карте твердых осадков из Атласа снежно-ледовых ресурсов мира (см. рис. 4). Таким образом, понижение высот несущих хребтов не компенсируется увеличением аккумуляции и приводит к уменьшению размеров ледниковых узлов. Это подтверждается и определенной устойчивостью во времени пространственной структуры оледенения Алтая (см. табл. 2).

Оледенение Алтая во вторую декаду XXI в. сохраняет в целом структуру, соответствующую орографии региона. Можно отметить лишь рост вклада крупных узлов оледенения в общую площадь ледниковой системы Алтая. Это относится к Катунскому, Северо-Чуйскому хребтам и Южному Алтаю. Исключение составляет Южно-Чуй-

Таблица 2. Распределение площади ледников по узлам оледенения Алтая в разные годы

Номер	Название хребта	1850 км^2	1952 км^2	2003 км^2	2018 км^2	1850%	1952%	2003%	2018%
1	Катунский	328.7	281.5	266.9	199	31.1	31.5	32.3	36.3
2	Южно-Чуйский	262.3	220.7	201.8	118.1	24.8	24.7	24.4	21.6
3	Северо-Чуйский	208.2	177.0	164.2	112.8	19.7	19.8	19.9	20.6
4	Южный Алтай	96.7	82.7	77.1	57.20	9.1	9.3	9.3	10.4
5	Табын-Богдо-Ола	39.9	33.4	28.1	20.90	3.8	3.7	3.4	3.8
6	Шапшальский	37.5	29.1	26.3	12.46	3.5	3.3	3.2	2.3
7	Монгун-Тайга	34.0	27.8	25.5	16.50	3.2	3.1	3.1	3.0
8	Караалахинские горы	16.8	13.5	12.2	2.90	1.6	1.5	1.5	0.53
9	Сарымсакты	12.9	10.3	9.3	4.32	1.2	1.2	1.1	0.8
10	Курайский	9.2	7.0	6.4	1.60	0.9	0.8	0.8	0.3
11	Чихачева	4.8	4.0	3.7	1.30	0.4	0.4	0.4	0.2
12	Холзун	1.2	0.9	0.8	0.60	0.1	0.1	0.1	0.1
13	Куркуребажи	0.7	0.5	0.4	0	0.07	0.06	0.04	0
14	Сумультинский	0.5	0.4	0.4	0	0.06	0.05	0.04	0
15	Листвяга	0.5	0.4	0.4	0.2	0.06	0.05	0.04	0.04
В целом		1058.6	892.8	826.8	547.9	100	100	100	100

Таблица 3. Изменения среднегодовой скорости изменений сокращения площади ледников Горного Алтая ΔS (%/год) в разные периоды времени с 1968 по 2017 г.

Название хребта	$\Delta S_{1968-2008}$ (%/год)	$\Delta S_{1968-2017}$ (%/год)	$\Delta S_{2008-2017}$ (%/год)
Катунский	0.47	0.53	0.81
Южно-Чуйский	0.52	0.58	0.87
Северо-Чуйский	0.37	0.52	1.21
Всего	0.46	0.54	0.93

ский хребет. Доля небольших очагов оледенения в общей площади оледенения Алтая незначительно сократилась, так как преобладающие в этих районах маленькие ледники в последнее время тают ускоренными темпами (см. табл. 2).

Данные на разные временные срезы получены по различным методикам и с разной точностью: для 1850 г. реконструкция размеров ледников выполнена по конечным моренам (Окишев, 2011); Каталог ледников СССР предоставляет данные за 1952 г., полученные на основе анализа аэрофотосъёмки и топографических карт, значения площади для 2003 г. получены путём коррекции данных Каталога (1952 г) с учетом темпов деградации оледенения на основе данных дистанционного зондирования для отдельных ледников (Никитин, 2009); снимки высокого разрешения позволили получить наиболее точную картину состояния оледенения Алтая на 2018 г. (Хромова и др., 2021).

Для более корректной оценки изменений площади ледников были проведены специальные исследования (Торопов и др., 2020). Для этого выбраны наиболее изученные и обеспеченные данными дистанционного зондирования узлы оледенения Центрального Алтая – Катунский, Южно- и Северо-Чуйские хребты. Были использованы данные космических съёмок Sentinel-2, выполненных 15 августа 2017 г. Для оценки скорости изменений ледников в пределах этой территории были подобраны космические снимки CORONA (3 сентября 1968 г.) и ALOS PRISM (13 августа 2008 г.). Пространственное разрешение снимков Sentinel-2, CORONA и ALOS PRISM составляет 10, 3 и 2.5 м соответственно.

Результаты исследования космических снимков показывают, что сокращение ледников Горного Алтая наблюдалось на всем протяжении второй половины XX в. и в начале текущего столетия. За период, прошедший после составления Каталога ледников СССР (1952–2018 гг.), ледники российского Алтая сократились на 40%. За 65 лет исчезли 143 ледника, а 108 разделилось на 2–5 частей. Скорость деградации ледников в 2008–2017 гг. увеличилась вдвое (рис. 5). Оледенение трёх основных хребтов Алтая сократилось на 37.7%. Са-

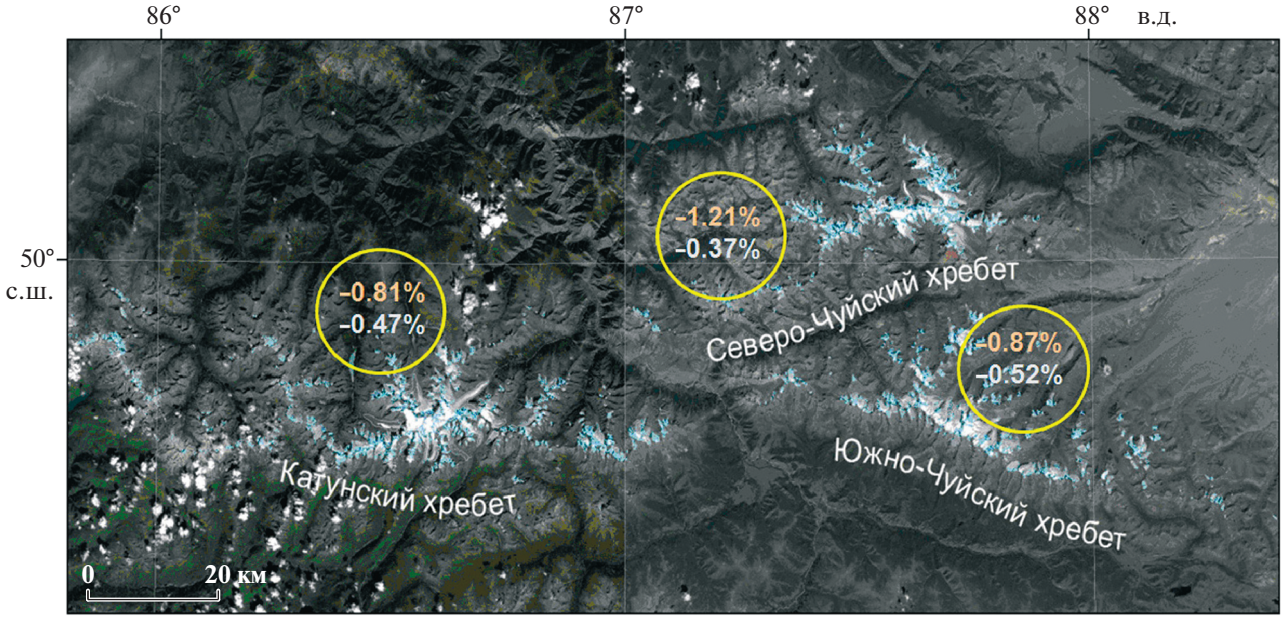


Рис. 5. Изменения скорости сокращения ледников Центрального Алтая с 1968 по 2017 г. (цифры в кружках: белого цвета – 1968–2008 гг., оранжевого цвета – 2008–2017 гг.).

Fig. 5. Changes in the rate of reduction of the Central Altai glaciers from 1968 to 2017 (figures in circles: white – 1968–2008, orange – 2008–2017).

мая большая доля сокращения площади наблюдается в Южно-Чуйском хребте – 46.5%; ледники Северо-Чуйского хребта сократились на 37.7%, а Катунского – на 31.9%. Различия в динамике ледников демонстрируют влияние местных морфологических и климатических особенностей на этот процесс.

Сокращение ледников в горах Алтая согласуется с результатами долгосрочной программы измерения баланса массы на трех ледниках: Малый Актру, Левий Актру и Водопадный (ледник № 125). Эти ледники входят в “эталонную” сеть ледников, где уже более 30 лет измерения баланса массы проводятся в рамках Всемирной службы мониторинга ледников (WGMS 2017). В 2012 г. наблюдения были приостановлены, но ныне запущена программа восстановления наблюдений.

Тенденция усиления таяния ледников хорошо согласуется с наблюдаемым увеличением расхода воды в р. Катунь на 9% в 2008–2017 гг. по сравнению с 1940–1968 гг. (при неизменной сумме осадков). Анализ трендов метеорологических величин на основе станционных данных и результатов реанализа ERA-Interim показал, что статистически значимое потепление в регионе происходит только в теплое полугодие и не превышает 0.5°C/10 лет. Вследствие этого турбулентный теплообмен атмосферы с ледниками за последние 40 лет увеличился на 4 Вт/м^2, что вызвало увеличение за год слоя стаивания на 100 мм в водном эквиваленте (в.э.). Однако основной причиной сокращения ледников Алтая служит рост приходящей коротковолновой радиации, который составил 5 Вт/м^2 за 10 лет и увеличил слой стаивания на 365 мм в.э. в год. Положительный тренд радиационного баланса хорошо согласуется с уменьшением количества общей облачности, что связано с увеличением дивергенции влаги, геопотенциала и ослаблением зональной циркуляции в средней тропосфере (Торопов и др., 2020).

КАМЧАТКА

Полуостров Камчатка расположен в средних широтах, вытянут в меридиональном направлении и соединен с материком к северу от 60° с.ш. сравнительно узким перешейком. Западное побережье полуострова омывает Охотское море, восточное – Тихий океан. Камчатка относится к зоне избыточного увлажнения. Источники поступления осадков – Охотское и Берингово моря. Климатические условия района определяются особенностями атмосферной циркуляции над Беринговым морем и северо-восточной частью Охотского моря. В зимний период здесь развивается антициклоническая деятельность, определяемая Колымским гребнем Сибирского антициклона, а в остальное время господствует активная циклоническая деятельность, обусловленная Алеутским минимумом, достигающая максимума в сентябре и октябре. Отепляющее влияние океана зимой обеспечивает на Камчатке сравнительно высокую среднюю годовую температуру воздуха

(Глазырин и др., 1985). Климатический фон и рельеф полуострова благоприятствуют существованию современного оледенения.

В рамках подготовки каталога ледников России были актуализированы данные о современном состоянии оледенения Камчатки (Хромова и др., 2021). Районы и узлы оледенения Камчатки рассредоточены по большей части полуострова, площадь которого составляет порядка 270 тыс. км^2. В сочетании с высокой повторяемостью дней с облачностью это делает практически невозможным получение по космическим снимкам информации о пространственном положении границ ледников всей Камчатки за короткий период порядка 1–2 лет. Дополнительно процесс дешифрирования границ ледников усложняется наличием развитой поверхностной морены на ледниках в районах активного вулканизма, что существенно повышает требования к техническим параметрам используемых снимков. Разрешающей способности снимков Sentinel-2, Landsat и ASTER часто недостаточно для качественного дешифрирования границ здешних ледников. Пространственное положение границ большей части (72%) ледников Камчатки было определено в результате дешифрирования снимков Sentinel-2 2016–2019 гг. Границы остальных 28% ледников, расположенных преимущественно в районах активного вулканизма, дешифрировались по широкому спектру спутниковых снимков (WorldView-2, GeoEye-1, Landsat 8, ASTER) 2010–2015 гг. Границы пяти ледников Валагинского хребта были определены по спутниковым снимкам IKONOS 2007 г.

В результате на Камчатке обнаружено 732 ледника общей площадью около 680 км^2 (Хромова и др., 2021). По данным Каталога ледников СССР в середине XX в. на Камчатке насчитывалось 405 ледников общей площадью 874 км^2. Исследования оледенения Камчатки в последние годы выявили множество ледников, ранее не зарегистрированных в Каталоге, поэтому прямое сравнение количества и площади ледников с данными современных исследований затруднено. Из 465 ледников северной части Срединного хребта, идентифицированных на современных спутниковых снимках, 216 не были учтены в Каталоге ледников СССР. Площадь оледенения в разных районах Камчатки со времени каталогизации изменялась крайне неравномерно. Так, оледенение Кроноцкого полуострова за 1957–2013 гг. сократилось на 27.6% (Муравьев, 2017), а оледенение вулканического массива Алней-Чашаконджа потеряло за 1950–2010 гг. 19.5% площади. На Ичинском вулкане с 1950 по 2010–2014 гг. площадь ледников практически не изменилась благодаря мощному моренному покрову, бронирующему языки ледников. На Ключевской группе вулканов площадь оледенения по той же причине возросла с 1950 по 2010–2015 гг. на 4.3% (8.7 км^2) (А.Я. Муравьев, Я.Д. Муравьев, 2016).

Динамика ледников районов активного вулканизма Камчатки принципиально отличается от динамики ледников районов, удаленных от активных вулканов (например, Кроноцкий полуостров и северная часть Срединного хребта). Изменения ледников, расположенных вблизи активных вулканов, зависят, прежде всего, от вулканической деятельности (Муравьев, 2017). Мы не наблюдаем сокращения площади ледников районов активного вулканизма (Ключевская и Авачинская группы вулканов) в период с середины XX по начало XXI в. Более того, в районе Ключевского вулкана некоторые ледники непрерывно наступают с середины XX в. (например, Эрмана и Богдановича). При этом фронты большинства ледников Ключевской группы вулканов в настоящее время находятся в квазистационарном состоянии (Муравьев, Муравьев, 2016). Это происходит, в первую очередь, благодаря мощной поверхностной морене, сложенной вулканогенным материалом, которая предохраняет языки ледников от поверхностной абляции. По аналогичной причине с 1971 г. почти непрерывно наступает расположенный в Авачинской группе вулканов ледник Козельский (Муравьев, 2020).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получена детальная картина изменений ледников в горных районах России, наиболее обеспеченных сведениями о ледниках в XX веке и материалами современных космических съёмок. Для оледенения Кавказа получены данные на временные срезы 1911, 1952, 2000, 2014, 2018 и 2020 г.; для Алтая – на 1850, 1952, 2003 и 2018 г. Для крупных узлов оледенения Центрального Алтая – Катунского, Южно- и Северо-Чуйского хребтов дополнительно на 1968, 2008, 2017 г. В обоих районах выявлено сокращение площади ледников с начала XX в. и ускорение темпов сокращения в начале XXI в. Ледники Кавказа и Алтая уменьшили свои размеры за это время на 46% и 48% соответственно. В среднем ледники Кавказа в XX в. теряли около 0.2% в год, Алтая – 0.15%, а в начале XXI века 1.15 и 1.7% соответственно. Выявлены различия в темпах сокращения площади внутри регионов. Ледники на севере Большого Кавказа имеют относительно меньшую скорость изменения, чем ледники на юге. В восточной части Кавказа за 2000–2020 гг. наблюдалось самое высокое абсолютное сокращение –1.82%/г, в то время как в массиве Эльбрус самое низкое – 0.57%/г. В западном регионе также были несколько более высокие темпы изменений (–1.45%/г).

В горах Алтая самая большая доля сокращения площади (1968–2017 гг.) наблюдается в Южно-Чуйском хребте – 46.5%; ледники Северо-Чуй-

ского хребта сократились на 37.7%, а Катунского – на 31.9%. Различия в динамике ледников демонстрируют влияние местных морфологических и климатических особенностей на этот процесс. Сокращение площади оледенения в обоих регионах проходило на фоне ухудшения метеоусловий, определяющих существование ледников. На Кавказе отмечены повышение летней температуры воздуха и сокращение количества зимних осадков. На Алтае также происходит потепление в летний период, что приводит к увеличению турбулентного теплообмена атмосферы с ледниками, которое в свою очередь вызывает увеличение годового слоя стаивания. В обоих регионах отмечен рост коротковолновой радиации, что вносит существенный вклад в ускорение таяния ледников в последние годы.

Для исследования ледников Камчатки были использованы данные Каталога ледников СССР (1950/1957) и снимки с разных спутников в период 2007–2019 гг. Выявлены ледники, ранее не зарегистрированные в Каталоге ледников СССР. Из 465 ледников северной части Срединного хребта, идентифицированных на современных спутниковых снимках, 216 не были учтены в Каталоге ледников СССР. Площадь оледенения в разных районах Камчатки со времени первой каталогизации изменялась крайне неравномерно, что связано со значительными различиями в морфологии ледников. Ледники вулканических районов увеличили свои размеры или оставались стационарными; здесь нет тенденции к сокращению ледников из-за мощной поверхностной морены, состоящей из вулканогенного материала.

Сравнение данных Каталога ледников СССР (по состоянию на 1950–70-е годы) и Каталога ледников России (2017–2019 гг.) показывает сокращение площади оледенения с середины XX в. до конца второй декады XXI в. во всех горных районах России за исключением вулканических областей Камчатки. Сокращение площади находится в диапазоне от 63% (Урал) до 13% (Кодар). Самые крупные ледниковые системы Кавказа, Камчатки и Алтая уменьшили свои площади соответственно на 25, 22 и 39%.

Ускорение темпов сокращения размеров ледников требует совершенствования методов исследования, выбора оптимальных сроков повторных инвентаризаций, которые могут различаться от региона к региону или даже внутри региона в зависимости от трендов скорости изменений ледников. Получение массовых данных в короткие сроки невозможно без усовершенствования методов дешифрирования спутниковых снимков, включая комбинирование автоматизированных и экспертных подходов. Увеличение объемов данных, рост количества информации требуют расширение информационной инфраструктуры для их хранения и анализа.

Благодарности. В статье использованы результаты, полученные по теме госзадания № FMGE-2019-0004.

Acknowledgments. The paper includes the results obtained in the framework of the following research projects: State assignment № FMGE-2019-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Ред. В.М. Котляков. М.: Российская академия наук, 1997. 392 с.

Виноградов О.Н. Завершение работ по созданию Каталога ледников СССР // МГИ. 1984. Вып. 51. С. 10–16.

Глазырин Г.Е., Муравьев Я.Д., Виноградов В.Н. О климатическом фоне оледенения Камчатки // Гляциологические исследования. 1985. № 27. С. 51–66.

Каталог ледников СССР. М.: Л.: Гидрометеоиздат, 1965–1982.

Котляков В.М., Хромова Т.Е., Зверкова Н.М., Чернова Л.П., Носенко Г.А. Две новые ледниковые системы на северо-востоке Евразии // ДАН. 2011. Т. 437. № 1. С. 108–113.

Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Десинов Л.В., Осокин Н.И., Чернов Р.А. Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше. М.: Издат. дом "Кодекс", 2014а. 184 с.

Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Рототаева О.В., Никитин С.А., Зверкова Н.М. Современные изменения ледников горных районов России. М., Тов-во научных изданий КМК, 2015. 288 с.

Котляков В.М., Чернова Л.П., Зверкова Н.М., Хромова Т.Е. Полтора столетия сокращения ледников Казахстанского и Российского Алтая // ДАН. 2014б. Т. 458. № 6. С. 701–705.

Ледники и климат Эльбруса / Ред. В.Н. Михаленко. М.; СПб.: Нестор-История, 2020. 372 с.

Муравьев А.Я. Колебания ледников Камчатки во второй половине XX – начале XXI вв. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: "Реглет", 2017. 23 с.

Муравьев А.Я. Распределение и морфология современных ледников Камчатки // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 3. С. 325–342. https://doi.org/10.31857/S2076673420030043

Муравьев А.Я., Муравьев Я.Д. Колебания ледников Ключевской группы вулканов во второй половине XX – начале XXI века // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 480–492. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4

Никитин С.А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамика // МГИ. 2009. Вып. 107. С. 87–96.

Окишев П.А. Рельеф и оледенение Русского Алтая. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 2011. 380 с.

Подозерский К.И. Ледники Кавказского хребта // Зап. Кавказского отдела РГО. Кн. 29. Вып. 1. 1911. С. 1–200.

Рототаев К.П., Ходаков В.Г., Кренке А.Н. Исследование пульсирующего ледника Колка. М.: Наука, 1983. 169 с.

Рототаева О.В., Носенко Г.А., Керимов А.М., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Никитин С.А., Керимов А.А., Тарасова Л.Н. Изменения баланса массы ледника Гарабаши (Эльбрус) на рубеже XX–XXI вв. Лёд и Снег. 2019; 59 (1): 5–22. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-5-22

Торопов П.А., Алешина М.А., Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Никитин С.А. Современная деградация горного оледенения Алтая, её последствия и возможные причины // Метеорология и гидрология. 2020. Вып. 5. С. 118–130.

Тронов Б.В. Каталог ледников Алтая // Изв. РГО. 1925. Т. 57. Вып. 2. С. 107–159.

Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф., Муравьев А.Я., Никитин С.А., Лаврентьев И.И. Новый Каталог ледников России по спутниковым данным (2016–2019 гг.) // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 3. С. 341–358. https://doi.org/10.31857/S2076673421030093

Чернова Л.П., Хромова Т.Е., Зверкова Н.М., Носенко Г.А., Муравьев А.Я. Гляциологические провинции России и пояс минимальной снежности континента // Лёд и Снег. 2011. № 2 (114). С. 5–11.

GLIMS – Global Land Ice Measurements from Space // Электронный ресурс. http://www.glims.org/About/regionoverview (Дата обращения: 11.03.2023)

Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F. et al. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century // Nature. 2021. 592. P. 726–731. https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z

Khromova T., Nosenko G., Nikitin S., Muraviev A., Popova V., Chernova L., Kidyaeva V. Changes in the mountain glaciers of continental Russia during the twentieth to twenty-first centuries // Regional Environment Change. 2019. No 19. P. 1229–1247. https://doi.org/10.1007/s10113-018-1446-z

RGI (The Randolph Glacier Inventory) // Электронный ресурс. https://www.glims.org/RGI/index.html (Дата обращения: 11.03.2023)

Tielidze L.G., Wheate R.D. The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan) // The Cryosphere. 2018. № 12. P. 81–94 https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018

Tielidze L.G., Nosenko G.A., Khromova T.E., Paul F. Strong acceleration of glacier area loss in the Greater Caucasus between 2000 and 2020 // The Cryosphere. 2022. V. 16. P. 489–504, https://doi.org/10.5194/tc-16-489-2022

Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century // Intern. Journ. of Climatology, 2019. V. 39. P. 4703–4720.

Volodicheva N. The Caucasus. The Physical Geography of Northern Eurasia / Ed. M. Shahgedanova. Oxford: Oxford University Press, 2002. P. 350–376.

Citation: Kotlyakov V.M., Khromova T.Y., Nosenko G.A., Muraviev A.Y., Nikitin S.A. Glaciers in the Russian mountains (Caucasus, Altai, Kamchatka) in the first quarter of the 21st century. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2023, 63 (2): 157–173. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423020114

Glaciers in the Russian Mountains (Caucasus, Altai, Kamchatka) in the First Quarter of the 21st Century

V. M. Kotlyakov[a], T. Y. Khromova[a,#], G. A. Nosenko[a], A. Y. Muraviev[a], and S. A. Nikitin[a]

[a] *Institute of geography RAS, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: tkhromova@gmail.com*

The conducted studies allowed us to obtain a detailed picture of glaciation changes in the mountain regions of Russia, most provided with information about glaciers in the twentieth century. For the Caucasus glaciation, the data were obtained for the time periods 1911, 1952, 2000, 2014, 2018 and 2020; for Altai – for 1850, 1952, 2003 and 2018. For large glaciation nodes of the Central Altai – Katun, South and North Chuya Ridges additionally for 1968, 2008, and 2017. In both areas, a decrease in the area of glaciers since the beginning of the twentieth century and acceleration of the rate of reduction in the early twenty-first century have been revealed. The glaciers of the Caucasus and Altai reduced their size during this time by 46% and 48%, respectively. On average, in the twentieth century the glaciers of the Caucasus lost about 0.2% of the area per year, in the Altai – 0.15%, and in the early twentieth century 1.15 and 1.7% respectively. To study Kamchatka glaciers, we used data from the Glacier Inventory of the USSR (1950/1957) and images from different satellites in the period 2007–2019. The glaciers that were not previously registered in the Glacier Inventory of the USSR were identified. The greatest number of such glaciers is in the northern part of the Midnight Ridge, where out of 465 glaciers identified on modern satellite images, 216 were not included in the Glacier Inventory of the USSR. The area of glaciation in different regions of Kamchatka has changed extremely unevenly since the first cataloguing, which is associated with significant differences in glacier morphology. Glaciers of volcanic areas increased their size or remained stationary; here there is no tendency for glaciers to decrease due to the thick surface moraine consisting of volcanogenic material. Comparison of data from the Glacier

Inventory of the USSR (as of the 1950s–70s) and the Glacier Inventory of Russia (2017–2019) shows a decrease in glaciation area from the mid-20th century to the end of the second decade of the 21st century in all mountainous regions of Russia except only the volcanic regions of Kamchatka. The area reduction ranges from 63% (Ural) to 13% (Kodar). The largest glacial systems of the Caucasus, Kamchatka and Altai have reduced their areas by 25, 22 and 39%, respectively

Keywords: mountain glaciers, Russia, glacier changes, space images

REFERENCES

Atlas snezhno-ledovyh resursov mira. World Atlas of Snow and Ice Resources. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 392 p [In Russian].

Vinogradov O.N. Completion of works on creation of Catalogue of glaciers of the USSR. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1984. 51: 10–16 [In Russian].

Glazyrin G.E., Muravyev Ya.D., Vinogradov V.N. On the climatic background of Kamchatka glaciation. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1985, 27: 51–66 [In Russian].

Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. Moscow, Leningrad: Hydrometeoizdat, 1965–1982 [In Russian].

Kotlyakov V.M., Khromova T.E., Zverkova N.M., Chernova L.P., Nosenko G.A. Two new glacial systems in northeastern Eurasia. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2011, 437 (1): 108–113 [In Russian].

Kotlyakov V.M., Rototaeva O.V., Nosenko G.A., Desinov L.V., Osokin N.I., Chernov R.A. Karmadonskaya katastropha: chto slychilos I chto zhdat dalshe. The Karmadon catastrophe: what happened and what to expect next. Moscow: Publishing house "Kodeks", 2014a: 184 p [In Russian].

Kotlyakov V.M., Khromova T.E., Nosenko G.A., Popova V.V., Chernova L.P., Muravyev A.Ya. Sovremennye izmeneniya lednikov v gornyh raionah Rossii. Modern changes in glaciers in mountainous regions of Russia. Moscow: KMC Scientific Publishing House, 2015: 288 p [In Russian].

Kotlyakov V.M., Chernova L.P., Zverkova N.M., Khromova T.E. A century and a half of glacier reduction in the Kazakhstan and Russian Altai *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2014b, 458(6): 701–705 [In Russian].

Ledniki i klimat Elbrusa. Glaciers and climate of Elbrus. Moscow: Sankt Peterburg: Nestor-History, 2020: 372 p. [In Russian].

Muravyev A.Ya. Kolebaniya lednikov Kamchatki vo vtoroi chasti XX – nachale XXI veka. Fluctuations of Kamchatka glaciers in the second half of XX – early XXI centuries. D. thesis for the degree of Candidate of Geographical Sciences. Moscow: Reglet, 2017: 23 p. [In Russian].

Muravyev A.Ya. Distribution and morphology of modern Kamchatka glaciers. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 3(60): 325–342 [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673420030043

Muravyev A.Ya., Muravyev Ya.D. Fluctuations of glaciers of the Klyuchevskaya group of volcanoes in the second half of XX – the beginning of XXI centuries. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016. 4 (56): 480–492 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4

Nikitin S.A. Regularities of distribution of glacial ice in the Russian Altai, assessment of its reserves and dynamics *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2009, 107: 87–96 [In Russian].

Okishev P.A. Reliefi oledenenie Rossiiskogo Altaya. Relief and glaciation of the Russian Altai. Tomsk: Publishing house of Tomsk State University, 2011: 380 p. [In Russian].

Podozersky K.I. Ledniki Kavkazskogo khrebta. Glaciers of the Caucasus Range. Notes of the Caucasian department of the Russian Geographical Society Book 29. V. 1. 1911: 1–200 [In Russian].

Rototaev K.P., Khodakov V.G., Krenke A.N. Issledovanie pylsiruyushego lednika Kolka. Study of the pulsating Kolka glacier. Moscow: Nauka, 1983: 169 p. [In Russian].

Rototaeva O.V., Nosenko G.A., Kerimov A.M., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Nikitin S.A., Kerimov A.A., Tarasova L.N. Changes of the mass balance of the Garabashy Glacier, Mount Elbrus, at the turn of 20th and 21st centuries. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 1 (59): 5–22 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-5-22

Toropov P.A., Aleshina M.A., Nosenko G.A., Khromova T.E., Nikitin S.A. Modern degradation of mountain glaciation of Altai, its consequences and possible causes. *Meteorologia i gidrologia*. Meteorology and hydrology. 2020, 5: 118–130 [In Russian].

Tronov B.V. Katalog lednikov Kavkaza. Catalogue of glaciers of Altai. Izvestiya RGO. V. 57. Issue. 2. 1925: 107–159 [In Russian].

Khromova T.E., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Muravyov A.Y., Nikitin S.A., Lavrentiev I.I. New Catalogue of Russian Glaciers by Satellite Data (2016–2019). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021. 3 (61): 341–358 [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673421030093

Chernova L.P., Khromova T.E., Zverkova N.M., Nosenko G.A., Muravyev A.Ya. Glaciological provinces of Russia and the belt of minimum continental snowiness. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2011. 2 (114): 5–11 [In Russian].

GLIMS – Global Land Ice Measurements from Space. Retrieved from: http://www.glims.org/About/regionoverview (Last access: 11 March 2023)

Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F. et al. Accelerated global glacier mass loss in the early

twenty-first century. Nature. 2021, 592: 726–731. https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z

Khromova T., Nosenko G., Nikitin S., Muraviev A., Popova V., Chernova L., Kidyaeva V. Changes in the mountain glaciers of continental Russia during the twentieth to twenty-first centuries. Regional Environment Change. 2019, 19: 1229–1247. https://doi.org/10.1007/s10113-018-1446-z

RGI (The Randolph Glacier Inventory) Retrieved from: https://www.glims.org/RGI/index.html (Last access: 11 March 2023).

Tielidze L.G., Wheate R.D. The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan). The Cryosphere. 2018, 12: 81–94. https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018

Tielidze L.G., Nosenko G.A., Khromova T.E., Paul F. Strong acceleration of glacier area loss in the Greater Caucasus between 2000 and 2020.The Cryosphere. 2022, 16: 489–504. https://doi.org/10.5194/tc-16-489-2022

Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century. Intern. Journ. of Climatology. 2019, 39: 4703–4720.

Volodicheva N. The Caucasus. The Physical Geography of Northern Eurasia Ed. M. Shahgedanova. Oxford: Oxford University Press, 2002: 350–376.

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 2, с. 174–187

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.32

УСЛОВИЯ НА ЛОЖЕ И ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКОВОГО КУПОЛА ВАВИЛОВА (СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ) ВО ВРЕМЯ ЕГО ПОДВИЖКИ ПО ДАННЫМ АЭРОРАДИОЗОНДИРОВАНИЯ

© 2023 г. А. Ф. Глазовский[1,*], Н. А. Кабанов[2], Ю. Я. Мачерет[1], А. М. Солдатенко[2]

[1] Институт географии РАН, Москва, Россия

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

*e-mail: glazovsky@igras.ru

Поступила в редакцию 21.02.2023 г.
После доработки 09.03.2023 г.
Принята к публикации 31.03.2023 г.

По данным измерений времени запаздывания и амплитуд радиоотражений от ложа ледникового купола Вавилова, полученным в период быстрой подвижки его западной части, определены значения коэффициента отражения от ложа по мощности, которые коррелируют с высокими скоростями (более 1000 м/год) движения ледника в области, наступившей на участок мелководья.

Ключевые слова: Арктика, ледниковый купол, ледниковая подвижка, коэффициент отражения от ложа, Северная Земля, ледник, аэрорадиозондирование

DOI: 10.31857/S2076673423020072, **EDN:** RUMMLO

ВВЕДЕНИЕ

Выводные ледники и ледяные потоки в Арктике и Антарктике представляют собой основные артерии, по которым ледниковые купола и ледниковые покровы сгружают лёд в окружающие моря, теряя свою массу. Они отличаются большими скоростями движения (порядка сотен метров в год и более), поставляют большие объёмы льда в море в виде айсбергов и оказывают существенный вклад в повышение уровня Мирового океана. Некоторые из них испытывают резкие подвижки (сёрджи), во время которых скорость их движения и расход льда возрастают на несколько порядков, что сопровождается значительным продвижением фронта ледников и усиленным айсбергообразованием.

Анализ динамического поведения и стабильности таких ледников, скорости их движения, расхода льда и реакции на изменения климата является актуальной научной проблемой. Для её решения требуется знать свойства ложа, по которому движутся ледники. Эти свойства не только заметно варьируют от места к месту под ледником, но и могут существенно колебаться, переключаться или перестраиваться со временем. Труднодоступность ложа для прямых исследований заметно затрудняет решение проблемы. В то же время привлечение геофизических данных, прежде всего данных радиозондирования, для оценки условий на ложе ледников сейчас практически ограничено областями Антарктического и Гренландского ледниковых покровов (Fujita et al., 2012; MacGregor, et al., 2015; Chu et al., 2016, 2018, 2021; Schlegel et al., 2022) и применялось лишь для ледников Свальбарда (Pettersson et al., 2011; Мачерет и др., 2021). Эти данные редко применялись для ледников в других районах горного и полярного оледенения (Cacituia, 2015; Мачерет и др., 2021; Rutishauser et al., 2022) и никогда – для ледников Российской Арктики, где они использовались главным образом для определения толщины и объёма ледников и их подледного рельефа.

В этой статье мы впервые применяем данные аэрорадиозондирования для оценки условий на поверхности и на ложе западной части ледникового купола Вавилова на Северной Земле в период её подвижки. Для этого мы используем данные измерений амплитуды отраженных сигналов и по ним оцениваем коэффициент отражения от поверхности и ложа ледника, диэлектрические свойства льда и пород ложа, их гидротермическое состояние и степень трещиноватости ледниковой толщи и их отличия внутри и вне участков быстрого движения льда по данным космических съёмок, чтобы выяснить связь скорости движения ледника с условиями на его поверхности и на ложе.

Радиолокационные измерения выполнялись с борта вертолета Ка-32, базировавшемся на научно-экспедиционном судне “Академик Трешни-

ков”, выполнявшем в 2014–2016 гг. исследования в районе архипелагов Новая Земля, Земля Франца-Иосифа и Северная Земля (Сочнев и др., 2018). 15.09.2014 полёты были выполнены в западной части ледникового купола Вавилова (79.30° с.ш., 95.47° в.д.) на о. Октябрьской революции (Северная Земля), где по данным космических съёмок в 2012 г. началась крупная ледниковая подвижка, сопровождавшаяся образованием сильно трещиноватого ледяного потока в теле купола и выдвижением в акваторию Карского моря ледниковой лопасти (площадью 134.1 км^2 и объёмом не менее 4 км^3 в 2014 г.) (Бушуева и др., 2018; Willis et al., 2018; Zheng et al., 2019).

АППАРАТУРА, МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ И ОБРАБОТКА ДАННЫХ АЭРОРАДИОЗОНДИРОВАНИЯ

Для измерений применялся моноимпульсный радиолокатор ВИРЛ-7 с центральной частотой 20 МГц, снабженный автоматической системой цифровой регистрации радарных и навигационных GPS данных (Vasilenko et al., 2011). Его передающее, приемное и регистрирующее устройства вместе с источниками питания и передающей и приемной антеннами длиной по 6 м, GPS-приемником, системой синхронизации по оптоволоконному кабелю и видеокамерой размещались на деревянной ферме крестообразной формы длиной 12 м, подвешенной на 20-метровом полипропиленовом тросе под фюзеляжем вертолета.

Регистрация радарных и навигационных GPS-данных велась в автоматическом режиме с интервалом 0.2 с при скорости полета вертолета около 120 км/час. Длительность зондирующего импульса составляла 25 нс, период дискретизации – 5 нс. Для привязки радарных данных применялся GPS-приемник Garmin GPSMAP 76, обеспечивавший точность определения координат и высоты полета около 5 м.

Для визуализации и дальнейшей обработки радарных данных использовался пакет программ RadexPro (Кульницкий и др., 2001). Модуль Picking применяли для пикировки (оцифровки) времени запаздывания отраженных сигналов от поверхности и ложа, модуль Apply Statics – для определения начального времени запаздывания зондирующих импульсов. Амплитуда отраженного сигнала от моря, поверхности и ложа ледника измерялась с помощью модуля SSAA как средняя квадратическая амплитуда во временно́м окне, симметричном относительно пикировки и полностью перекрывающем длительность отраженных сигналов на радарограммах. Предварительно мы оценили размер импульса отражения для различных трасс и опытным путем выбрали значения, чтобы в окно попадал весь импульс: ложе ледника – 100 нс (20 отсчётов); поверхность ледника – 80 нс (16 отсчётов); поверхность воды – 90 нс (18 отсчётов) Амплитуды рассчитывались по необработанным радарограммам: к данным предварительно не применялись частотная фильтрация и амплитудная коррекция.

Отражения от поверхности ледника и воды пикировались по границе положительная/отрицательная фаза (max/min). Ложе ледника пикировалось как по max/min, так и по min/max в зависимости от прослеживаемости ложа на радарограмме. Пример результатов измерений вдоль одного из профилей аэрорадиозондирования показан на рис. 1. Видно, что амплитуда излученного сигнала везде меньше амплитуды отражений от поверхности ледника и, на некоторых участках, меньше амплитуды отраженного от ложа сигнала. Такое соотношение может иметь место, если амплитуда излученного сигнала регистрировалась не полностью, а была ограничена динамическим диапазоном приемного и регистрирующего устройств. Поэтому для дальнейших вычислений мы использовали только амплитуды отражений от поверхности и ложа ледника.

Данные измерений времени запаздывания отражений от поверхности и ложа ледника были использованы для построения картосхем толщины льда и подледного рельефа в западной части ледникового купола Вавилова (рис. 2). Для высоты поверхности ледника брались данные, полученные во время измерений (с поправкой на разницу высоты уровня моря по WGS-84 и по радарным данным). Немногочисленные, но все же имеющиеся батиметрические данные были взяты с топокарты масштаба 1:200 000.

Положение профилей аэрорадиозондирования в западной части ледникового купола Вавилова показано на рис. 2, *а*.

ОЦЕНКА ОТРАЖАЮЩИХ СВОЙСТВ ПОВЕРХНОСТИ И ЛОЖА ЛЕДНИКА ПО ДАННЫМ АЭРОРАДИОЗОНДИРОВАНИЯ

Коэффициент отражения от поверхности и ложа. По данным аэрорадиозондирования измерялись времена запаздывания и среднеквадратические (RMS) амплитуды отраженных сигналов от поверхности и ложа ледника во временно́м окне, соответствующем трехкратной длительности зондирующего импульса. Эти данные использовались для оценки коэффициента отражения R по мощности от поверхности и ложа ледника (RC0 и

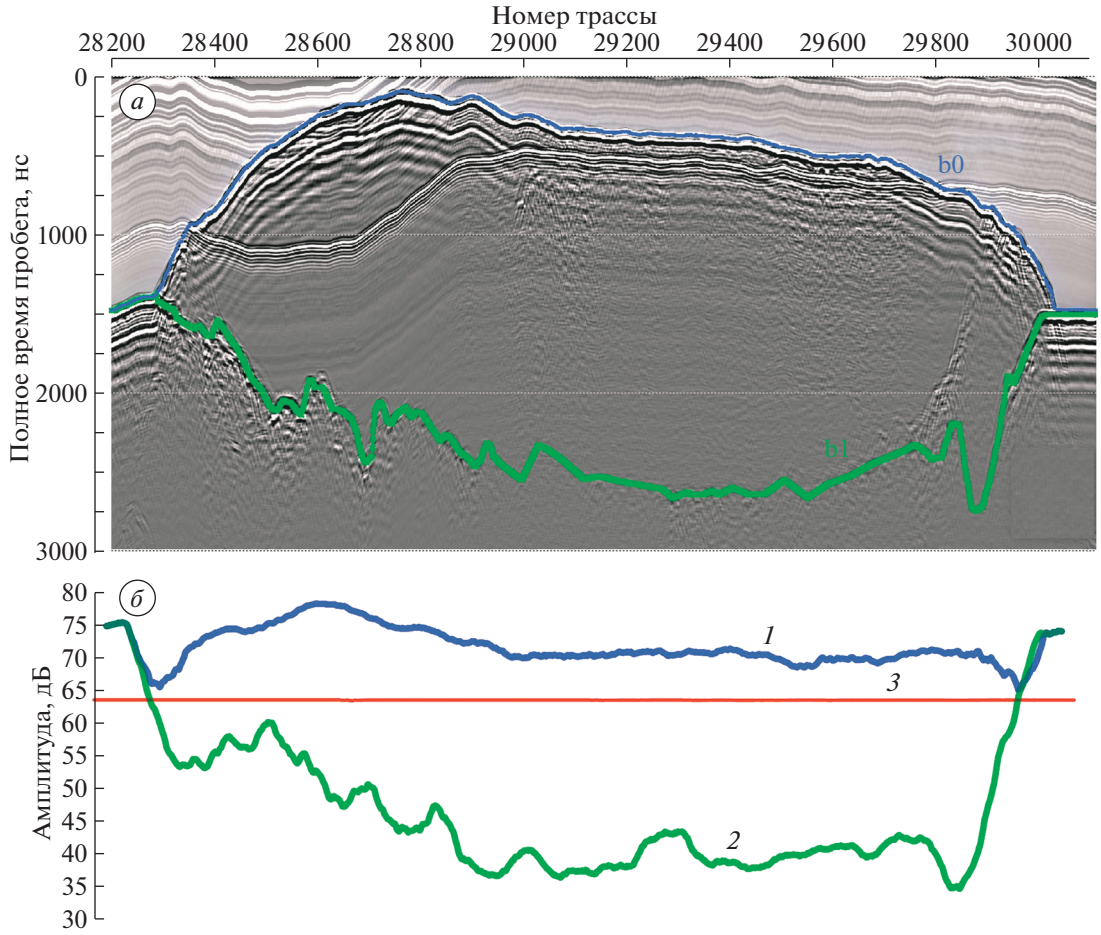


Рис. 1. Пример радарной записи 035_014_10 с отпикированными отражениями от поверхности (b0) и ложа (b1) ледника (*а*) и осредненные по 50 трассам амплитуды этих отражений (*б*) от поверхности (*1*) и ложа (*2*). Линия (*3*) показывает амплитуду зондирующего импульса.

Fig. 1. Example of radar record 035_014_10 with picked reflections from the surface (b0) and bedrock (b1) of the glacier (*a*) and the amplitudes of these reflections (*б*) from the surface (*1*) and bed (*2*) averaged over 50 traces. The line (*3*) shows the amplitude of the sounding pulse.

RCb) с применением уравнения радиолокации, представленного в виде (Bamber, 1989):

$$10\lg\frac{P_r}{P_t} = 20\lg\left[\frac{G\lambda_0}{8\pi\left(H+\frac{z}{\sqrt{\varepsilon'}}\right)}\right] + 10\lg R - 2Bz - 10\lg L, \quad (1)$$

где P_r и P_t – мощность принятых и излученных сигналов; G – усиление антенн; λ_0 – длина волны локатора в воздухе (15 м для локатора ВИРЛ-7); H – высота антенн над поверхностью ледника; ε' – относительная диэлектрическая проницаемость льда, z – толщина ледника; B – удельное поглощение и рассеяние радиоволн в леднике, дБ/м; L – потери в кабелях, дБ. Это уравнение не учитывает небольшие (–0.7 дБ) потери N_T за счёт двукратного прохождения радиоволн границы раздела воздух–лед. В член $2Bz$ в формуле (1) входит величина B – удельное поглощение и рассеяние радиоволн в леднике. Его величина принята равной 4.25 дБ/100 м – средней величине между величинами 4.0 и 4.5 дБ/100 м, типичными для ледников Арктики (Bamber, 1989).

Калибровка отражений по мощности. Для калибровки отражений по мощности использованы записи, сделанные с разных высот полета на участке маршрута, проходящего над морской поверхностью. В случае полета над морем уравнение радиолокации можно представить в виде известной левой и неизвестной правой части:

$$20\lg\left(\frac{\lambda}{8\pi H}\right) - 10\lg\left(R_{sea}\right) = 10\lg\left(\frac{P_r}{P_t}\right) + 10\lg(L) - 20\lg(G), \quad (2)$$

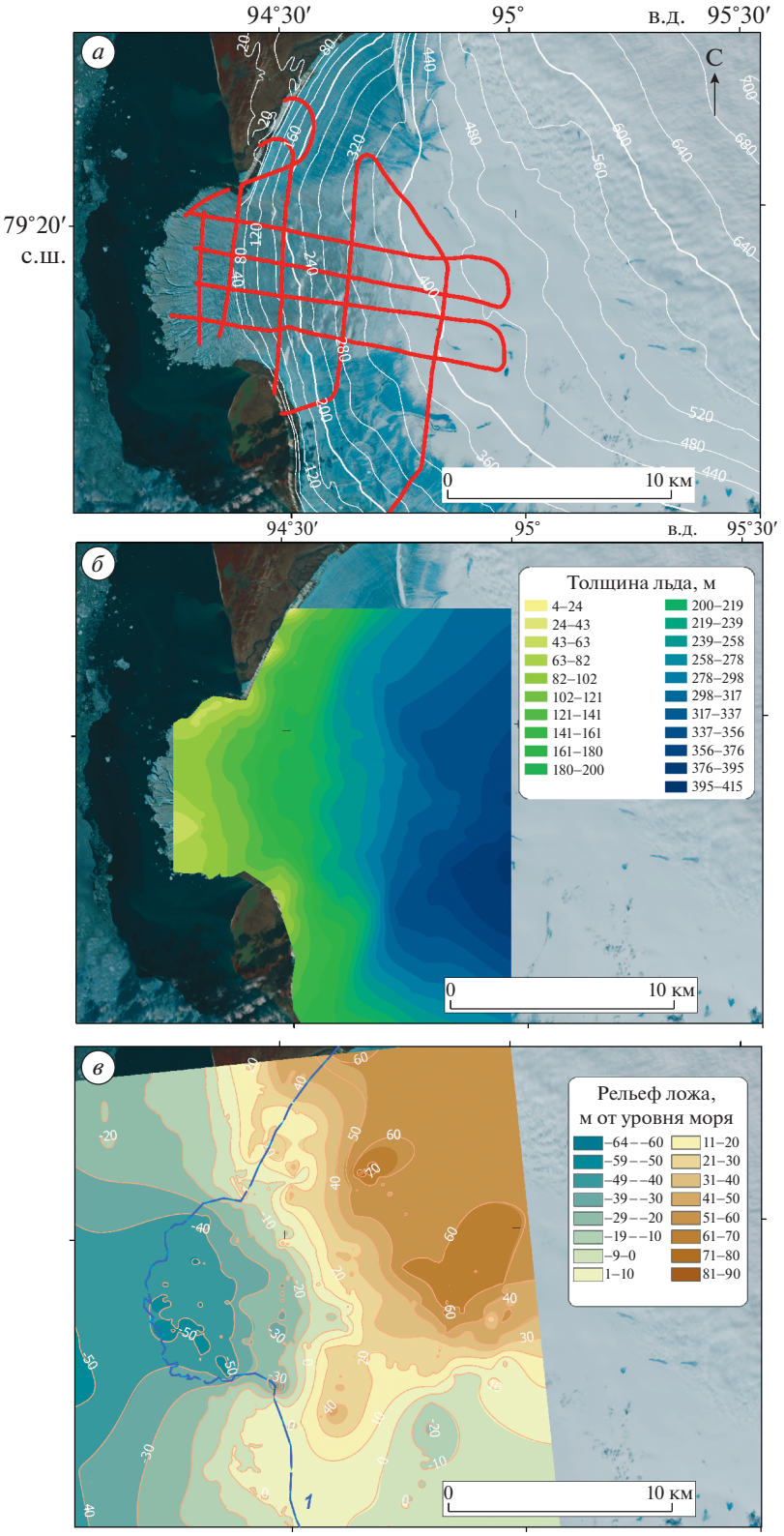


Рис. 2. Положение профилей аэрорадиозондирования в западной части ледникового купола Вавилова (*а*), картосхемы толщины льда (*б*) и подледного рельефа (*в*) по этим данным. Для карты подледного рельефа использовались также данные батиметрии у фронта ледника. Линия (*1*) показывает положение края ледникового купола в августе 2014 г.

Fig. 2. Location of airborne RES profiles in the western part of the Vavilov Ice Cap (*a*), and maps of ice thickness (*б*) and subglacial topography (*в*) based on these data. For the subglacial topography map, the bathymetry data near the glacier front were also used. The line (*1*) shows the ice cap margin in August 2014.

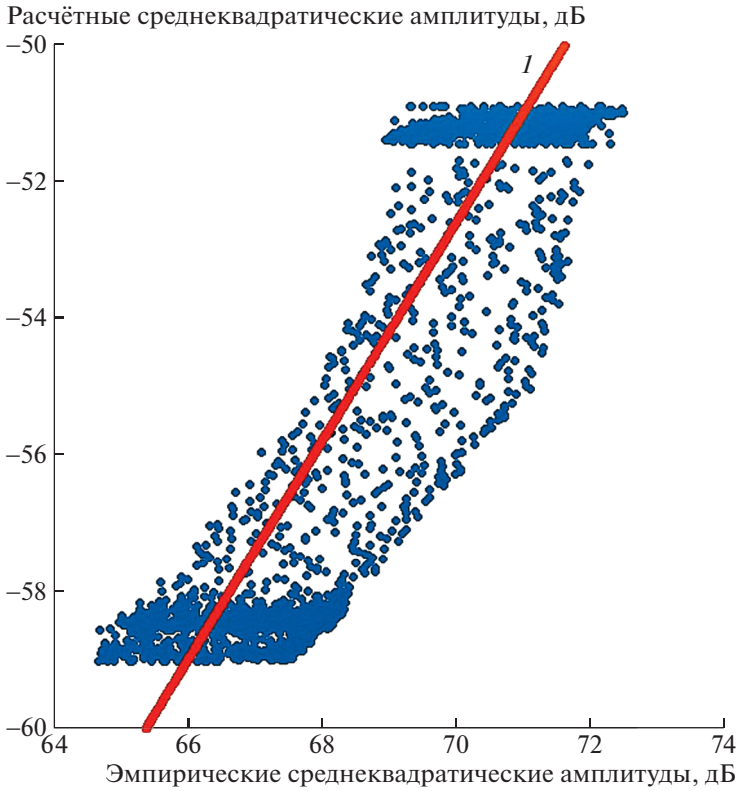


Рис. 3. Калибровка измеренных значений отраженных сигналов. По горизонтальной оси эмпирические среднеквадратические амплитуды отражений от поверхности моря, дБ; по вертикальной оси её рассчитанные значения с учётом геометрической поправки за высоту полета и постоянного коэффициента отражения по мощности от морской воды, дБ. (*1*) – калибровочная линия.

Fig. 3. Calibration of the measured values of the reflected signals. On the horizontal axis, the empirical RMS amplitudes of reflections from the sea surface, dB; and on the vertical axis, its calculated values taking into account the geometric correction for the flight altitude and the constant power reflection coefficient from sea water, dB. (*1*) is a calibration line.

где R_{sea} – коэффициент отражения по мощности от морской воды, рассчитанный для температуры 4°C и солености 30‰ с помощью уравнений (5–8) и равный –0.7 дБ.

Полагая, что мощность отражений от поверхности моря, выраженная через среднеквадратическую амплитуду отражений $20\lg(\mathrm{RMS}_{sea})$, пропорциональна правой неизвестной части уравнения, т.е.:

$$\mathrm{m} \times 20\lg\left(\mathrm{RMS}_{sea}\right) + \mathrm{C} = \\ = 10\lg\left(\frac{P_r}{P_t}\right) + 10\lg\left(L\right) - 20\lg\left(G\right) \quad (3)$$

мы находим коэффициенты m и C из эмпирической связи RMS_{sea} с известной левой частью уравнения, используя связь геометрических потерь в воздухе $20\lg(15/(8\pi H)$ с высотой полета H над ур. моря.

Решение было получено численным методом и оптимизировано таким образом, чтобы эмпирический коэффициент отражения по мощности от участка нетрещиноватой ледниковой поверхности соответствовал теоретическому значению –11 дБ (при её диэлектрической проницаемости ε_{ice}, равной 3.19). В результате было получено общее калибровочное уравнение для оценки коэффициента отражения по мощности:

$$R = 1.6 \times 20\lg\left(\mathrm{RMS}\right) - 162.61 - \\ - 20\lg\left(\frac{\lambda_0}{8\pi\left(H + \frac{z}{\sqrt{\varepsilon_{ice}}}\right)}\right) + 2Bz, \quad (4)$$

Неопределенность расчётов по этой формуле, оцененная по разбросу эмпирических данных относительно теоретических значений, лежит в пределах ±1.5 дБ (рис. 3).

Коэффициент отражения от плоской границы раздела двух сред. Для немагнитных сред амплитудный коэффициент отражения r выражается через абсолютную величину как (Tulaczyk, Foley, 2020)

Таблица 1. Типичные диапазоны диэлектрических свойств некоторых материалов на частоте 100 МГц (Daniels, 2004)

Материал	Проводимость, См/м	Относительная диэлектрическая проницаемость
Глина сухая/влажная	0.1–1/0.1–1	2–6/5–40
Песчаник сухой/влажный	10^{-6}–10^{-5}/10^{-4}–10^{-2}	2–5/5–10
Песок сухой/влажный	10^{-7}–10^{-3}/10^{-3}–10^{-2}	2–6/10–30
Известняк сухой/влажный	10^{-8}–10^{-6}/10^{-2}–10^{-1}	7/8
Сланцы сухие/насыщенные	10^{-3}–10^{-2}/10^{-3}–10^{-1}	4–9/9–16

$$|r| = \sqrt{\frac{(\alpha_1 - \alpha_2)^2 + (\beta_1 - \beta_2)^2}{(\alpha_1 + \alpha_2)^2 + (\beta_1 + \beta_2)^2}}, \quad (5)$$

где

$$\alpha = \omega\left[\frac{\mu\varepsilon}{2}\sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\varepsilon^2\omega^2}} + 1\right]^{\frac{1}{2}};$$
$$\beta = \omega\left[\frac{\mu\varepsilon}{2}\sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\varepsilon^2\omega^2}} - 1\right]^{\frac{1}{2}} \quad (6)$$

и где $\omega = 2\pi f$ – круговая частота, Гц, μ – магнитная проницаемость, ε – диэлектрическая проницаемость, σ – проводимость среды.

В средах с низкими потерями параметр $\sigma/(\varepsilon\omega) = \psi \ll 1$ и $\sigma \ll 1$.

Для малопоглощающих сред, к каким относится и ледниковый лед, $\sigma/(\varepsilon\omega) = \psi \ll 1$ и $\sigma \ll 1$ и β_1 и $\beta_2 \ll 1$, и

$$r = \sqrt{\frac{\alpha_1 - \alpha_2}{\alpha_1 + \alpha_2}} = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}}, \quad (7)$$

т.е. зависит только от относительной диэлектрической проницаемости ε_1 и ε_2 верхней и нижней сред. Для воздуха $\varepsilon_1 = 1$, для льда $\varepsilon_2 = 3.19$, для морской воды $\varepsilon = 87$ (Tulaczek, Foley, 2020). Коэффициент отражения по мощности от границы сред 1 и 2 определяется соотношением

$$R_{1,2} = 20\lg\frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}}. \quad (8)$$

Для плоской границы раздела воздух–лёд и воздух–морская вода коэффициент отражения по мощности, согласно уравнению (4), равен соответственно –11 и –1.9 дБ. Для калибровки по мощности отражений использован участок полёта над морем, на котором высота полета изменялась от 200 до 500 м. По величине $R_{1,2}$ можно оценить относительную диэлектрическую проницаемость нижней среды ε_2', зная или оценивая диэлектрическую проницаемость верхней среды ε_1':

$$\varepsilon_2' = \varepsilon_1'\left(\frac{1 + 10^{0.05R_{1,2}}}{1 - 10^{0.05R_{1,2}}}\right)^2. \quad (9)$$

Зависимость коэффициента отражения по мощности R от диэлектрической проницаемости $\varepsilon_г$ и проводимости σ пород ложа, построенная для частоты 20 МГц по уравнениям (5–8), показана на рис. 4.

Из рис. 4 следует, что данные измерений коэффициента отражения от ложа могут быть использованы для оценок отражающих свойств ложа ледников и по величине коэффициента отражения – для оценки их диэлектрической проницаемости и возможных подстилающих пород. С учётом имеющихся данных (табл. 1), такими породами на ложе купола Вавилова могут быть сухие или влажные глины, песок, известняк и сланцы.

В Антарктиде такая оценка позволила выделить участки с сухим и влажным ложем (Bentley et al., 1998), с высокой и низкой относительной отражательной способностью ложа (Pettersson et al., 2011), с примерзанием и таянием на ложе (Fujita et al., 2012).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКА

Поверхность ледника является первой контрастной границей, через которую проходит сигнал георадара. В зависимости от условий на поверхности отраженный и преломленный импульсы значительно преобразуются. В рамках работы поверхность ледника изучали независимыми подходами. Комплекс методов включал в себя следующие подходы: выделение зон трещиноватости по внешним признакам на космических снимках; анализ амплитуды отражений от поверхности ледника по результатам радиолокации; анализ радарных космических изображений Sentinel-1 в режиме EW GRD на центральной частоте 5.405 ГГц в поляризациях HH и HV от 04.12.2014 (Modified..., 2014); кластерный анализ на основе алгоритмов машинного обучения по данным ра-

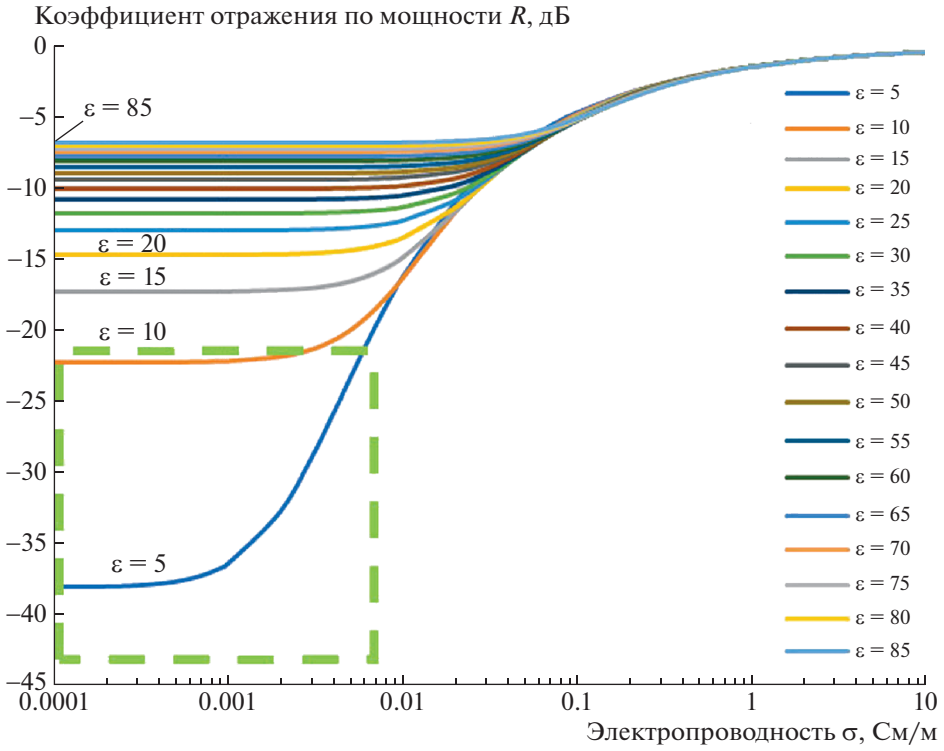


Рис. 4. Коэффициент отражения по мощности (*R*, дБ) на частоте 20 МГц как функция электропроводности (σ, См/м) и относительной диэлектрической проницаемости материала (ε), находящегося подо льдом. Кривые построены для значений относительной проницаемости материала от 5 до 85 (с шагом 5). Для льда принята относительная проницаемость 3.19 и электропроводность 10^{-5} См/м. Зеленым пунктиром выделена область значений коэффициента отражений на ложе купола Вавилова.

Fig. 4. The power reflection coefficient (*R*, dB) plotted for the case of 20 MHz frequency as a function of electrical conductivity (σ, Sm m^{-1}), and relative permittivity (ε) of the sub-ice material. The relative permittivity curves are plotted from 5 to 85 (at the increment of 5). For ice, we use relative permittivity of 3.19 and the electrical conductivity of Sm m^{-1}. The green dashed line highlights the area of reflection coefficient values obtained for the Vavilov ice cap bed.

диолокации; общая интерпретация полученных результатов и дифференциация условий на поверхности ледника.

Для получения общей картины о строении поверхности ледника применялись алгоритмы, основанные на машинном обучении. В качестве объектов на вход алгоритма подавались трассы воздушной радиолокационной съёмки, признаками объектов (каждой трассы) были амплитуды первых 50 отсчётов начиная с пикировки поверхности ледника (полоса в 250 мкс на радарограмме). Использовались методы K-средних и агломеративной кластеризации. Таким образом, алгоритм оценивал схожесть трасс по форме сигнала и разделял их на соответствующие кластеры.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ СКОРОСТЕЙ ДВИЖЕНИЯ ЛЕДНИКА

Для определения скоростей движения льда в западном бассейне купола Вавилова на период, максимально близкий ко времени радарной съёмки, были использованы три изображения Landsat-7 от 10, 12 и 28 августа 2014 г., имеющие минимальное покрытие облаками и в достаточной степени отражающие структуру ледниковой поверхности бассейна в языковой его части. В качестве метода использовался прием “feature tracking”, заключающийся в идентификации одинаковых элементов на разновременных изображениях и определении величины их смещения. В данном случае использовался программный инструментарий открытого доступа Glacier Image Velocimetry GIV (Van Wyk de Vries, Wickert, 2021), с возможностями предварительной фильтрации и улучшения изображений, где последующая корреляция выполняется в частотной области. Участок из исходного изображения A и область поиска на изображении B преобразуются с помощью алгоритма быстрого преобразования Фурье, сравниваются, а затем преобразуются обратно. Этот дополнительный шаг повышает скорость работы алгоритма сопоставления. Последний этап сопоставления включает в себя подгонку пика максимума корреляции, обычно гауссовой кривой, по значениям корреляции в соседних ячейках. Расчёты

были выполнены для сетки с ячейкой 60 × 60 м, определены смещения, рассчитаны векторы и модули скоростей движения. Для дальнейшего использования выполнено медианное сглаживание поля скоростей с заполнением пропусков по ближайшим соседним ячейкам. Построенная карта поля скоростей движения показывает, что скорости закономерно нарастают к краю лопасти, с максимальными скоростями вдоль оси потока, достигая в краевой части значений более 2.5 км/год (рис. 5).

Была построена карта изокоррелят между полем коэффициентов отражения от ледникового ложа и полем скорости движения ледника. Численное значение коэффициента корреляции двух величин определялось как косинус угла между направлениями наибольших градиентов двух полей этих характеристик для каждой их совместной точки. Для этого сначала строились карты направления по сторонам света для этих полей, затем вычислялось поле разницы этих аспектов и косинуса угла этой разницы. При полном совпадении направления наибольших градиентов полей – косинус угла (и соответственно коэффициент корреляции) между ними равен 1, при ортогональном положении он равен 0. Корреляция положительная, если уклоны полей однонаправленны, и отрицательная – при разнонаправленности уклонов.

УСЛОВИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ И ЛОЖЕ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЛЕДНИКОВОГО КУПОЛА ВАВИЛОВА ПО ДАННЫМ АЭРОРАДИОЗОНДИРОВАНИЯ И КОСМИЧЕСКИХ СЪЁМОК

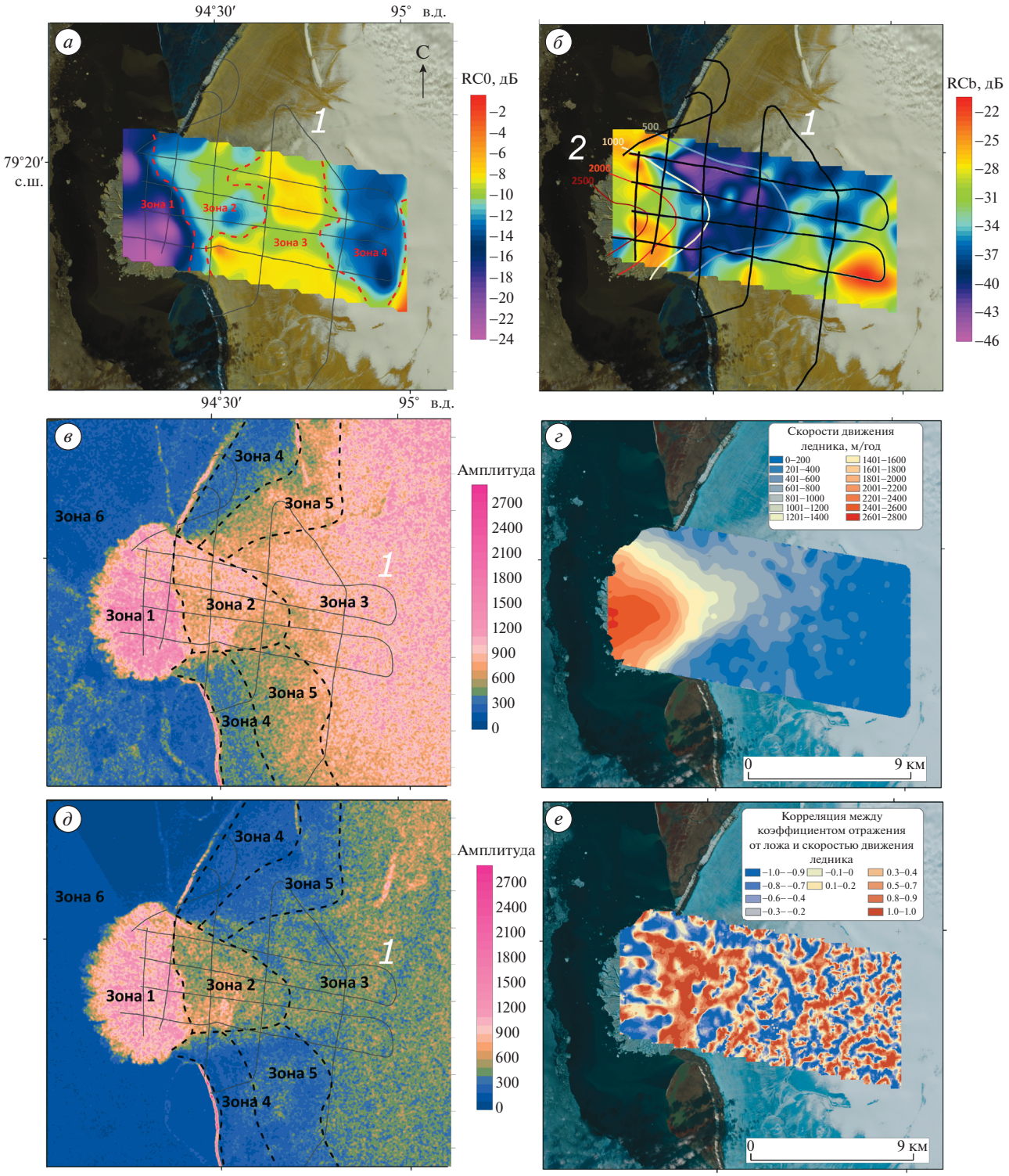
Условия на поверхности и ложе. По данным аэрорадиозондирования и космических съёмок условия на поверхности и ложе ледника характеризуют коэффициенты отражения от этих границ, интенсивность отражений от поверхности ледника и поверхностная скорость его движения по данным измерений со спутников Sentinel-1 и Landsat-7 (см. рис. 5).

Сравнение данных аэрорадиозондирования и спутниковых съёмок, приведенных на рис. 5, показывает следующее.

1. На карте коэффициента отражения от поверхности ледника RC0 (рис. 5, *а*). выделяются 4 характерные зоны. Зона № 1 располагается в западной части и характеризуется наименьшими амплитудами RC0 от –24 до –14 дБ. В этой части поверхности ледника широко развиты густые трещины, с множеством блоков. В связи с этим отражения от поверхности испытывают сильное рассеяние, что приводит к значительному падению амплитуды отраженного сигнала и величины RC0. Зона № 2 располагается восточнее зоны № 1 и характеризуется близкими к среднему значениями отражений RC0 от –13 до –8 дБ. В этой части ледника широко распространены глубокие трещины, пронизывающие толщу ледника, которые также уменьшают уровень отражений от поверхности ледника и её величину. Зона № 3 располагается в центральной части ледяного потока и тянется с юга на север, обрамляя зону № 2 с восточной стороны. Для данной зоны характерны максимальные значения амплитуды отражений RC0 от –5 до –0.6 дБ. Поверхность ледника в этой части менее трещиновата, отчасти покрыта снегом и по всей видимости обводнена, с чем и может быть связан высокий уровень отраженного сигнала. Зона № 4 располагается еще восточнее и находится дальше остальных от фронта ледника и выше них. Амплитуды отражений от кровли здесь значительно отличаются от соседней зоны № 3 и варьируют в диапазоне значений RC0 от –10 до –16 дБ. При этом амплитуды отражений в этой зоне меньше, чем в зоне № 2, для которой характерна трещиноватость. Возможно, падение уровня сигнала в зоне № 4 может быть связано с тем, что она находится уже в фирновой области ледника.

Рис. 5. Условия на поверхности и ложе в западной части ледникового купола Вавилова и поверхностная скорость движения льда по данным аэрорадиозондирования и спутниковых съёмок.
(*а*) Коэффициент отражения, дБ, от поверхности ледника внутри и вне зоны сильной трещиноватости; интенсивность отражения от поверхности ледника по данным радарной съёмки со спутника Sentinel-1 на частоте 5.405 ГГц с горизонтальной HH (*в*) и вертикальной HV (*д*) поляризациями (Modified..., 2014). Профили зондирования (*1*); (б) коэффициент отражения, дБ от ложа ледника на участках быстро и медленно движущегося льда по данным аэрорадиозондирования. (*2*) изотахи движения льда, 500, 1000, 2000 и 2500 м/год. Их цвет соответствует шкале на рис. 5, *г*; (*г*) поверхностная скорость движения ледника, м/год, рассчитанная на основе изображений Landsat-7 от 10, 12 и 28 августа 2014 г.; (*е*) корреляционная связь между коэффициентом отражения по мощности от ложа ледника и его поверхностной скоростью.

Fig. 5. Surface and bedrock conditions in the western part of the Vavilov Ice Cap and surface glacier velocity from airborne radio-echo sounding and satellite imagery data.
(*а*) Reflection coefficient, dB, from the glacier surface inside and outside the zone of strong fracturing; reflection intensity from the glacier surface according to Sentinel-1 radar imagery at 5.405 GHz with horizontal HH (*в*) and vertical HV (*д*) polarizations (Modified..., 2014). (*1*) is sounding tracks; (*б*) reflection coefficient, dB from the glacier bed in the areas of fast- and slow-moving ice according to airborne radio-echo sounding data. (*2*) isotahs of ice motion, 500, 1000, 2000 and 2500 m/year. Their color corresponds to the scale in Fig. 5 г; (*г*) surface velocity of the glacier, m/year, calculated from Landsat-7 images from August 10, 12, and 28, 2014.; (*е*) correlation between the power reflection coefficient from the glacier bed and its surface velocity.


а
94°30′
95° в.д.
79°20′ с.ш.
С
1
Зона 1
Зона 2
Зона 3
Зона 4
RC0, дБ
−2
−4
−6
−8
−10
−12
−14
−16
−18
−20
−22
−24
б
2
1
500
1000
2000
2500
RCb, дБ
−22
−25
−28
−31
−34
−37
−40
−43
−46
в
Зона 4
Зона 5
Зона 6
Зона 1
Зона 2
Зона 3
Амплитуда
2700
2400
2100
1800
1500
1200
900
600
300
0
г
Скорости движения ледника, м/год
0–200
201–400
401–600
601–800
801–1000
1001–1200
1201–1400
1401–1600
1601–1800
1801–2000
2001–2200
2201–2400
2401–2600
2601–2800
0
9 км
д
е
Корреляция между коэффициентом отражения от ложа и скоростью движения ледника
−1.0–−0.9
−0.8–−0.7
−0.6–−0.4
−0.3–−0.2
−0.1–0
0.1–0.2
0.3–0.4
0.5–0.7
0.8–0.9
1.0–1.0

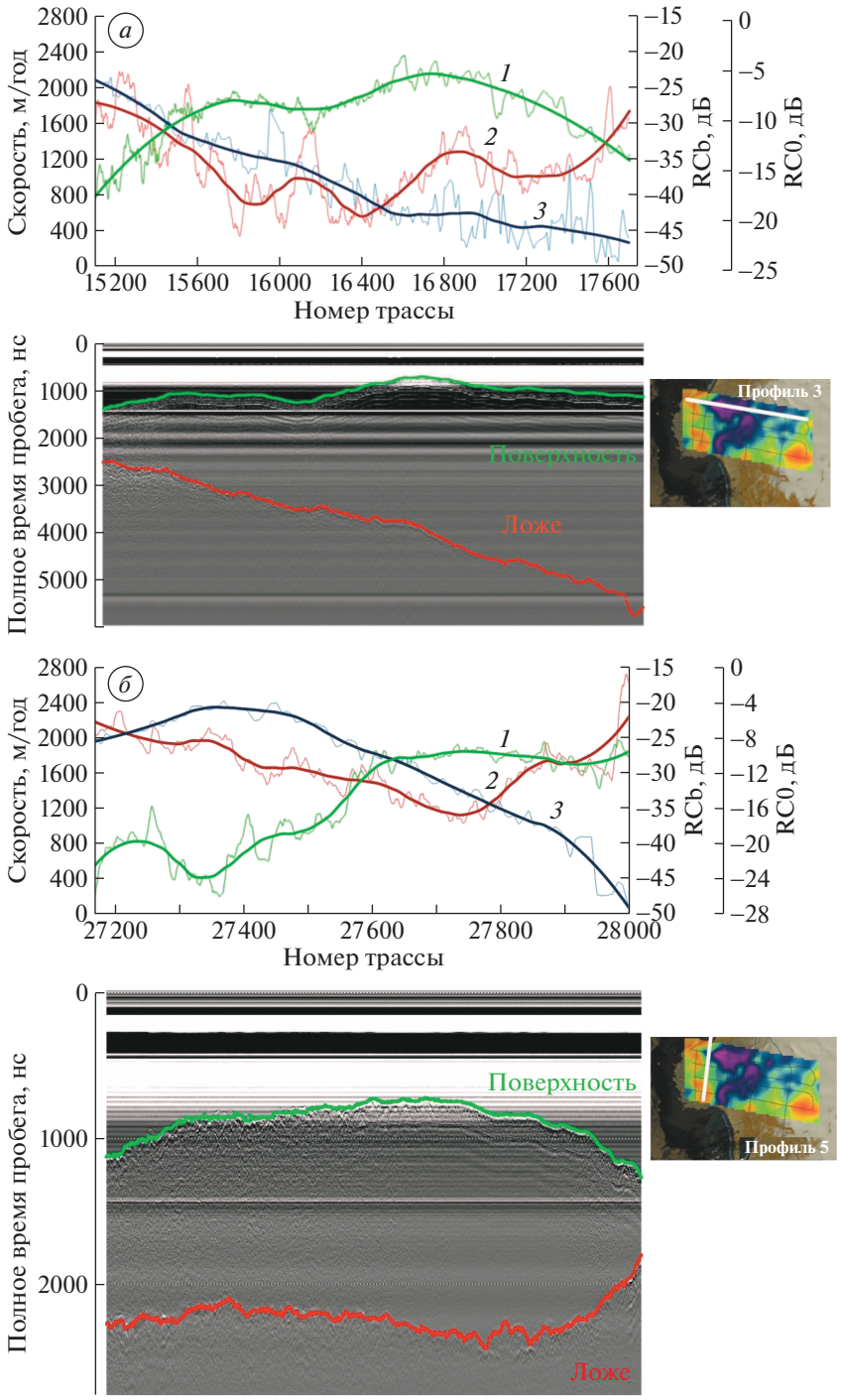


Рис. 6. Коэффициент отражения от поверхности (*1*) и ложа (*2*) ледника и поверхностная скорость движения ледника (*3*) на продольном (*а*) и поперечном (*б*) профилях по данным аэрорадиозондирования 15 сентября 2014 г. и снимкам Landsat-7 от 10, 12 и 28 августа 2014 г.

Fig. 6. Reflection coefficient from the surface (*1*) and bedrock (*2*) of the glacier and the surface velocity of the glacier (*3*) on the longitudinal (*a*) and transverse (*b*) profiles according to airborne radio-echo sounding data from September 15, 2014, and Landsat-7 images from August 10, 12, and 28, 2014.

2. По радарным данным со спутника Sentinel-1 на поверхности ледникового купола выделяется шесть характерных зон (см. рис. 5, *в*–*д*). Зона № 1 характеризуется повышенной амплитудой отражения сигнала в обеих поляризациях. При этом в НН поляризации в южной половине данной зоны наблюдается повышение уровня сигнала. Зона № 2, в отличие от зоны № 1, по-разному проявля-

ется в HH и HV поляризациях. Амплитуды отражений в HH поляризации в среднем почти вдвое выше. Зона № 3 схожа с зоной № 2, однако наблюдаются повышение амплитуд в HH поляризации и понижение в HV. Зона № 4 в обеих поляризациях характеризуется относительно низкими значениями отражений со средней амплитудой около 200. Такое понижение значений может быть связано с обводненными участками поверхности ледника. Зона № 5 представляет собой зону градиента повышений значений амплитуд от зоны № 3 к зоне № 3. Зона № 6 описывается минимальными амплитудами для всей исследованной области и соответствует морской поверхности. В целом на однородных гладких участках, таких как морская поверхность, амплитуды отражений в С-диапазоне были минимальны, в то время как на участках высокой степени трещиноватости (зона № 1) они достигали максимума.

3. Сравнение данных по коэффициенту отражения от ложа ледника показало его положительную корреляцию с темпами движения ледника в области, которая соответствует быстродвижущейся части ледниковой лопасти, наступившей в результате её подвижки на участок мелководья перед прежним фронтом ледника. На этом участке коэффициент отражения от ложа на 20 дБ выше, чем на соседних участках медленно движущегося льда. Такая разница может быть связана не только с изменениями условия обводнения ложа на этих участках, что дало бы разницу около 10 дБ, но и с тем, что ледник наступил на морские рыхлые отложения, обладающие большей электропроводимостью и, в связи с этим, высокими коэффициентами отражения (см. рис. 5). Вся область полученных значений коэффициента отражения от ложа, лежащая в диапазоне от –22 до –42 дБ, соответствует участкам быстро и медленно движущегося льда (см. рис. 4), где этим значениям отвечают значения относительной диэлектрический проницаемости материала ε от 5 до 10 и его электропроводности от 10^{-5} до 10^{-2} См/м.

Сравнение того же набора данных для продольных и поперечных профилей (рис. 6) показало, что на участках профилей, где скорости превышают 1000 м/год, наблюдается корреляционная связь коэффициента отражений от ложа и скорости движения ледника. Далее при уменьшении скорости корреляция теряется, однако проявляется связь с коэффициентом отражения от поверхности ледника.

ВЫВОДЫ

1. Предложенная методика расчёта коэффициентов отражения по мощности от поверхности и ложа ледника по измеренным амплитудам отражений от этих границ подходит в случае, если используются калиброванные по мощности значения амплитуд. Они могут быть получены по данным измерений амплитуды при полёте на разных высотах над ур. моря (с известным коэффициентом отражения по мощности) или при измерениях амплитуды отражений с помощью ступенчатого аттенюатора на входе приёмного устройства моноимпульсного или импульсного радиолокатора.

2. Установлено, что коэффициент отражения от поверхности ледника существенно зависит от степени её трещиноватости. Измерения коэффициента отражения от ложа ледника позволяют выявить участки с высокими и низкими отражающими свойствами подледного ложа на участках быстрого и медленного движения льда, и дают возможность оценить диэлектрическую проницаемость пород ложа, и по её величине оценить характер пород, подстилающих ледник.

3. Выявлено, что в западной части ледникового купола Вавилова коэффициент отражения от ложа изменяется от –22 до –42 дБ и на участках быстро и медленно движущегося льда отличается на 20 дБ, тесно коррелирует с поверхностной скоростью движения и выдвинувшейся в море после начавшейся в 2012 г. подвижки нижней части ледника. Это может быть связано с обводнением ложа на этом участке и наступанием ледника на морские рыхлые отложения, обладающие повышенной электропроводимостью, и в связи с этим высокими коэффициентом отражения.

4. Разработанная методика обработки интерпретации данных аэрорадиолокационных измерений с 20 МГц локатором ВИРЛ-7 и изображений Sentinel-1 и Landsat-7 может быть применена в других районах горного и полярного оледенения для оценки связи характеристик поверхности и ложа ледников со скоростью их движения. В этом отношении наибольший интерес представляют выводные ледники Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и Северной Земли, где в 2014–2015 гг. с вертолета Ка-32 выполнялись измерения толщины льда и подледного рельефа с целью оценки их айсберговой опасности.

Благодарности. Данная работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант 22-27-0699. Авторы благодарны двум анонимным рецензентам за внимательное прочтение рукописи и сделанные замечания.

Acknowledgments. This work was implemented with the support from Russian Science Foundation grant 22-27-00699. The authors are grateful to the two anonymous reviewers for their detailed reading of the manuscript and their comments.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бушуева И.С., Глазовский А.Ф., Носенко Г.А. Развитие подвижки в западной части ледникового купола

Вавилова на Северной Земле в 1963–2017 гг. // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 293–306. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-293-306

Кульницкий Л.М., Гофман П.А., Токарев М.Ю. Математическая обработка данных георадиолокации и система RADEXPRO // Разведка и охрана недр. 2001. № 3. С. 6–11.

Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Василенко Е.В., Лаврентьев И.И., Мацковский. В.В. Сравнение гидротермической структуры двух ледников Шпицбергена и Тянь-Шаня по данным радиозондирования // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 2. С. 165–178. https://doi.org/10.31857/S2076673421020079

Сочнев О.Я., Корнишин К.А., Тарасов П.А., Сальман А.Л., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Ефимов Я.О., Мамедов Т.Э. Исследование ледников Российской Арктики для обеспечения айсберговой безопасности работ на шельфе // Нефтяное хозяйство. 2018. № 10. С. 92–97. https://doi.org/10.24887/0028-2448-2018-10-92-97

Bamber J.L. Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses deduced from airborne radio echo-sounding data // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. № 119. P. 30–37. https://doi.org/10.3189/002214389793701392

Bentley C.R., Lord N., Liu C. Radar reflections reveal a wet bed beneath stagnant Ice Stream C and a frozen bed beneath ridge BC, West Antarctica // Journ. of Glaciology. 1998. V. 44. № 146. P. 149–155. https://doi.org/10.3189/S0022143000002434

Cacitua G., Urde J.A., Wiilson R., Leriaux T., Hernandez J., Rivera A. 50 MHz helicopter-borne data for determination of glacier thermal regime in the central Chilean Ands. //Annals of Glaciology. 2015. 56. № 70. P. 193–201. https://doi.org/10.3189/2015Ao670A953

Chu W., Schroeder D.M., Seroussi H., Creyts T.T., Palmer S.J., Bell R.E. Extensive winter subglacial water storage beneath the Greenland Ice Sheet // Geophysical Research Letters. 2016. V. 43. № 24. 12484–12492. https://doi.org/10.1002/2016GL071538

Chu W., Hilger A.M., Culberg R., Schroeder D.M., Jordan T.M., Seroussi H., Young D.A., Blankenship D.D., Vaughan D.G. Multi-System Synthesis of Radar Sounding Observations of the Amundsen Sea Sector from the 2004–2005 Field Season // Journ. of Geophysical Research Earth Surface. 2021. V. 126. e2021JF006296. https://doi.org/10.1029/2021JF006296

Chu W., Schroeder D.M., Seroussi H., Creyts T.T., Bell R.E. Complex basal thermal transition near the onset of Petermann Glacier, Greenland // Journ. of Geophysical Research: Earth Surface. 2018. V. 123. P. 985–995. https://doi.org/10.1029/2017JF004561

Daniels D.J. (ed.) Ground Penetrating Radar. 2nd Edition. The institution of electrical engineers. 2004. 723 p.

Dowdeswell J.A., Gorman M.R., Glazovsky A., Macheret Yu.Ya. Airborne radio-echo sounding of the ice caps on Franz Josef Land in 1994. Data of Glaciological Studies. 1996. № 80. P. 248–255.

Fujita S., Holmlund P., Matsuoka K., Enomoto H. Fukui K., Nakazawa F., Sugiyama S., Surdyk S. Radar diagnosis of the subglacial conditions in Dronning Maud Land, East Antarctica // The Cryosphere. 2012. V. 6. P. 1203–1219. https://doi.org/10.5194/tc-6-1203-2012

MacGregor J.A., Li J., Paden J.D., Catania G.A., Clow G.D., Fahnestock M.A., Gogineni S.P., Grimm R.E., Morlighem M., Nandi S., Seroussi H., Stillman D.E. Radar attenuation and temperature within the Greenland Ice Sheet // Journ. Geophys. Res. Earth Surf. 2015. V. 120. P. 983–1008. https://doi.org/10.1002/2014JF003418

Modified Copernicus Sentinel data/Sentinel Hub. 2014. // Электронный ресурс. https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser. Sinergise Ltd (Дата обращения: 26.01.2022).

Pettersson R., Christoffersen P., Dowdeswell J.A., Pohjola V., Hubbard A. Strozzi T. Ice thickness and basal conditions of Vestfonna Ice Cap, Eastern Svalbard // Geografiska Annaler Series A Physical Geography. 2011. V. 93. P. 311–322. https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2011.00438.x

Rutishauser A., Blankenship D.D., Young D.A., Wolfenbarger N.S., Beem L.H., Skidmore M.L., Dubnick A., Criscitiell A.S. Radar sounding survey over Devon Ice Cap indicates the potential for a diverse hypersaline subglacial hydrological environment// The Cryosphere. 2022. V. 16. P. 379–395. https://doi.org/10.5194/tc-16-379-2022

Schlegel R., Murray T., Smith A.M., Brisbourne A.M., Booth A.D., King E.C., Clark R.A. Radar derived subglacial properties and landforms beneath Rutford Ice Stream, West Antarctica // Journ. of Geophysical Research: Earth Surface. 2022. V. 127. e2021JF006349. https://doi.org/10.1029/2021JF006349

Tulaczyk S.M., Foley N.T. The role of electrical conductivity in radar wave reflection from glacier beds // The Cryosphere. 2020. V. 14. P. 4495–4506. https://doi.org/10.5194/tc-14-4495-2020

Van Wyk de Vries M., Wickert A.D. Glacier Image Velocimetry: an open-source toolbox for easy and rapid calculation of high-resolution glacier velocity fields // The Cryosphere. 2021 V. 15. P. 2115–2132. https://doi.org/10.5194/tc-15-2115-2021

Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovsky K. A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 206. P. 1113–1118. https://doi.org/10.3189/002214311798843430

Willis M.J., Zheng W., Durkin IV W.J., Pritchard M.E., Ramage J.M., Dowdeswell J.A., Benham T.J., Bassford R.P., Stearns L.A., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Porter C.C. Massive destabilization of an Arctic ice cap // Earth and Planetary Science Letters. 2018. V. 502. P. 146–155. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.049

Zheng W., Pritchard M.E., Willis M.J., Stearns L.A. The possible transition from glacial surge to ice stream on Vavilov Ice Cap // Geophysical Research Letters. 2019. V. 46. P. 13892–13902. https://doi.org/10.1029/2019GL084948

Citation: Glazovsky A.F., Kabanov N.A., Macheret Yu.Ya., Soldatenko A.M. Conditions on the bedrock and surface of the Vavilov ice cap (Severnaya Zemlya) during its surge according to airborne radar data *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (2): 174–187. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423020072

Conditions on the Bedrock and Surface of the Vavilov Ice Cap (Severnaya Zemlya) During its Surge According To Airborne Radar Data

A. F. Glazovsky[a,#], N. A. Kabanov[b], Yu. Ya Macheret[a], and A. M. Soldatenko[b]

[a] *Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[b] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: glazovsky@igras.ru*

The glacier surge at Vavilov Ice Cap, Severnaya Zemlya, Russia (79°18′ N, 94°40′ E) began as early as the mid-1960s with a slow advance of its margin in the western part. Since 2012, the advance switched to the phase of catastrophic movement, which reached its climax in 2016, when the glacier velocity reached 9.2 km a^{-1}. An ice fan with an area of about 140 km^2 advanced into the Kara Sea water area 11 km from the shore, and a strongly crevassed ice stream was formed in the ice cap itself, which continues to move now with speeds of about 2 km a^{-1}. The dynamic instability of Vavilov Ice Cap can be triggered by changes in basal conditions, which are still poorly known. In this study, we used airborne radio-echo sounding data acquired in September 2014 over the ice cap to characterize its surface and bedrock conditions. Based on the delay time and reflection amplitudes, the power reflection coefficient (PRC) from glacier surface and bedrock was estimated. For its calibration, we used the amplitude of reflections from the sea surface registered from different altitudes. The bedrock PRC values were converted to dielectric permittivity and compared with the glacier surface velocities in 2014 obtained from Landsat-7 images. We found a high positive correlation between the bedrock PRCs and velocities in the area with glacier speed higher than 1000 m a^{-1}. In this area, the PRC is 20 dB higher than in the neighboring slower moving areas. Such a difference may be because the ice stream advanced on marine loose sediments with higher dielectric permittivity and conductivity and a higher reflection coefficient. The range of estimated bedrock PRCs corresponds to bed materials with relative dielectric permittivity from 5 to 10 and electrical conductivity from 10^{-5} to 10^{-2} Sm m^{-1}.

Keywords: Arctic, ice cap, surge, power reflection coefficient from bedrock, Severnaya Zemlya, airborne radio-echo sounding

REFERENCES

Bushueva I.S., Glazovsky A.F., Nosenko G.A. Surge development in the western sector of the Vavilov Ice Cap, Severnaya Zemlya, 1963–2017. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (3): 293–306 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-293-306

Kulnitsky L.M., Gofman P.A., Tokarev M.Yu. Mathematical processing of georadar data and RADEXPRO system. *Razvedka i okhrana nedr.* Prospect and Protection of mineral resources. 2001, 3: 6–11 [In Russian]

Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Vasilenko E.V., Lavrentiev I.I., Matskovsky V.V. Comparison of hydrothermal structure of two glaciers in Spitsbergen and Tien Shan based on radio-echo sounding data. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2021, 61 (2): 165–178 [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673421020079

Sochnev O.Ya., Kornishin K.A., Tarasov P.A., Sal'man A.L., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Efimov Ya.O., Mamedov T.Ye. Study of glaciers in Russian Arctic for providing of iceberg safety of work on sea shelf. Neftianoe hoziaystvo. Oil Economy 2018, 10: 92–97 [In Russian]. https://doi.org/10.24887/0028-2448-2018-10-92-97

Bamber J.L. Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses deduced from airborne radio echo-sounding data. Journ. of Glaciology. 1989, 35 (119): 30–37. https://doi.org/10.3189/002214389793701392

Bentley C.R., Lord N., Liu C. Radar reflections reveal a wet bed beneath stagnant Ice Stream C and a frozen bed beneath ridge BC, West Antarctica. Journ. of Glaciology. 1998, 44 (146): 149–155. https://doi.org/10.3189/S0022143000002434

Cacitua G., Urde J.A., Wiilson R., Leriaux T., Hernandez J., Rivera A. 50 MHz helicopter-borne data for determination of glacier thermal regime in the central Chilean Ands. Annals of Glaciology. 2015, 56 (70): 193–201. https://doi.org/10.3189/2015Ao670A953

Chu W., Schroeder D.M., Seroussi H., Creyts T.T., Palmer S.J., Bell R.E. Extensive winter subglacial water storage beneath the Greenland Ice Sheet. Geophysical Research Letters. 2016, 43 (24): 12484–12492. https://doi.org/10.1002/2016GL071538

Chu W., Hilger A.M., Culberg R., Schroeder D.M., Jordan T.M., Seroussi H., Young D.A., Blankenship D.D., Vaughan D.G. Multi-System Synthesis of Radar Sounding Observations of the Amundsen Sea Sector from the 2004–2005

Field Season. Journ. of Geophysical Research Earth Surface. 2021, 126: e2021JF006296. https://doi.org/10.1029/2021JF006296

Chu W., Schroeder D.M., Seroussi H., Creyts T.T., Palmer S.J., Bell R.E. Extensive winter subglacial water storage beneath the Greenland Ice Sheet. Geophysical Research Letters. 2018, 123: 985–995. https://doi.org/10.1029/2017JF004561

Daniels D.J. (ed.) Ground Penetrating Radar. 2nd Edition. The institution of electrical engineers. 2004: 723 p.

Dowdeswell J.A., Gorman M.R., Glazovsky A., Macheret Yu.Ya. Airborne radio-echo sounding of the ice caps on Franz Josef Land in 1994. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1996, 80: 248–255.

Fujita S., Holmlund P., Matsuoka K., Enomoto H. Fukui K., Nakazawa F., Sugiyama S., Surdyk S. Radar diagnosis of the subglacial conditions in Dronning Maud Land, East Antarctica. The Cryosphere. 2012, 6: 1203–1219. https://doi.org/10.5194/tc-6-1203-2012

MacGregor J.A., Li J., Paden J.D., Catania G.A., Clow G.D., Fahnestock M.A., Gogineni S.P., Grimm R.E., Morlighem M., Nandi S., Seroussi H., Stillman D.E. Radar attenuation and temperature within the Greenland Ice Sheet. Journ. Geophys. Res. Earth Surf. 2015, 120: 983–1008. https://doi.org/10.1002/2014JF003418

Modified Copernicus Sentinel data/Sentinel Hub. 2014. Retrieved from: https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser , Sinergise Ltd. (Last access: 26 January 2022)

Pettersson R., Christoffersen P., Dowdeswell J.A., Pohjola V., Hubbar A. Strozz T. Ice thickness and basal conditions of Vestfonna Ice Cap, Eastern Svalbard. Geografiska Annaler Series A Physical Geography. 2011. 93: 311–322. https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2011.00438.x

Rutishauser A., Blankenship D.D., Young D.A., Wolfenbarger N.S., Beem L.H., Skidmore M.L., Dubnick A., Criscitiell A.S. Radar sounding survey over Devon Ice Cap indicates the potential for a diverse hypersaline subglacial hydrological environment. The Cryosphere. 2022, 16: 379–395. https://doi.org/10.5194/tc-16-379-2022

Schlegel R., Murray T., Smith A.M., Brisbourne A.M., Booth A.D., King E.C., Clark R.A. Radar derived subglacial properties and landforms beneath Rutford Ice Stream, West Antarctica. Journ. of Geophysical Research Earth Surface, 2022, 127: e2021JF006349. https://doi.org/10.1029/2021JF006349/

Tulaczyk S.M., Foley N.T. The role of electrical conductivity in radar wave reflection from glacier beds. The Cryosphere. 2020, 14: 4495–4506. https://doi.org/10.5194/tc-14-4495-2020

Van Wyk de Vries M., Wickert A.D. Glacier Image Velocimetry: an open-source toolbox for easy and rapid calculation of high-resolution glacier velocity fields. The Cryosphere. 2021, 15: 2115–2132. https://doi.org/10.5194/tc-15-2115-2021

Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovsky K. A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications. Journ. of Glaciology. 2011, 57 (206): 1113–1118. https://doi.org/10.3189/002214311798843430

Willis M.J., Zheng W., Durkin IV W.J., Pritchard M.E., Ramage J.M., Dowdeswell J.A., Benham T.J., Bassford R.P., Stearns L.A., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Porter C.C. Massive destabilization of an Arctic ice cap. Earth and Planetary Science Letters. 2018, 502: 146–155. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.049

Zheng W., Pritchard M.E., Willis M.J., Stearns L.A. The possible transition from glacial surge to ice stream on Vavilov Ice Cap // Geophysical Research Letters. 2019, 46: 13892–13902. https://doi.org/10.1029/2019GL084948

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 2, с. 188–198

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.345;557.79

РАСЧЁТ И ПРОГНОЗ ЛЕДНИКОВОГО ПИТАНИЯ В РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ

© 2023 г. В. Г. Коновалов[1,*]

[1] Институт географии РАН, Москва, Россия

*e-mail: vladgeo@gmail.com

Поступила в редакцию 05.12.2022 г.
После доработки 26.01.2023 г.
Принята к публикации 31.03.2023 г.

Впервые разработан и проверен метод регионального предсказания с месячной заблаговременностью годовой абляции *Ab* на высоте фирновой границы $Z_{fg} = Z_{\mathrm{mean}}$ как функции прогнозируемой средней летней температуры воздуха T_s. Для определения T_s в начале мая установлены региональные зависимости T_s от температуры воздуха апреля T_4. Разработан метод прогноза годового и вегетационного стока р. Рона (Швейцария, Альпы) на 2025–2054 гг.

Ключевые слова: ледниковый сток, Евразия, Северная Америка, Центральная Европа, Центральная Азия, региональный расчёт, абляция, заблаговременность прогноза

DOI: 10.31857/S2076673423020102, **EDN:** RUYAEL

ВВЕДЕНИЕ

Параметризация физических процессов в форме эмпирических одно- и многофакторных линейных уравнений регрессии широко применяется в гидрологических и климатических расчетах. Применение этого метода в гляциологии затруднено отсутствием многолетних данных о режиме оледенения. Работа направлена на решение двух важных проблем гидрологии ледников: 1) разработку метода параметризации и расчёта ежегодных изменений ледникового стока в крупных речных бассейнах Северного полушария на основе: получения и применения линейных зависимостей от времени региональных морфологических характеристик – площади оледенения F_{gl}, высоты начала ледников Z_{beg}, их конца Z_{end} и средней высоты $Z_{\mathrm{mean}} = (Z_{\mathrm{beg}} + Z_{\mathrm{end}}) \times 0.5$; моделирование влияния внутригодовых и многолетних изменений на ледниках высоты линии равновесия аккумуляции и абляции (далее – ELA, equilibrium line altitude) на состав типов тающей поверхности ледников и объем ледникового питания; применение приближённого расчёта удельной годовой абляции как функции средней летней температуры воздуха; 2) разработку прогноза ледникового питания с заблаговременностью один месяц для ежегодных величин и не менее одного года для средних многолетних.

Информационной основой для гидрологических и гляциологических расчётов служили многолетние измерения стока (Bodo; EauFrance; Federal Office for the Environment FOEN) на гидропостах в бассейнов рек Евразии (Катунь, Баксан), Северной Америки (Юкон, Маккензи, Лиард), Центральной Европы (Рона, Инн), Центральной Азии (Пяндж, Вахш, Зеравшан, Нарын, Гунт, Сох); данные мониторинга параметров оледенения в бассейне р. Рона за 1971–2016 гг. (Fischer et al., 2014; Fluctuations of Glaciers Database, 2017; Paul et al, 2020); многолетние измерения осадков и температуры воздуха на метеорологических станциях, расположенных на территории Швейцарии (Federal Office of Meteorology and Climatology MeteoSwiss), Памира и Тянь-Шаня (Williams, Konovalov, 2008).

Реконструкция высотно-площадных характеристик оледенения с годичным разрешением временных рядов F_{gl}, Z_{end}, Z_{beg}, Z_{mean} выполняется по ограниченным данным регионального мониторинга оледенения. Приведён пример численного описания и анализа ежегодной реконструированной динамики параметров оледенения в верховье р. Рона (гидропост Порт-дю-Се) на основе исходных данных, опубликованных в (Fluctuations of Glaciers Database, 2017; RGI Consortium, 2017; Paul et al., 2020). Многолетнее региональное изменение в 1971–2015 гг. величины F_{gl} и взвешенных по площади параметров ледников: Z_{end}, Z_{beg}, Z_{mean}, $Z_{\mathrm{abl}} = (Z_{\mathrm{end}} + Z_{\mathrm{mean}}) \times 0.5$ – высота области абляции, $Z_{\mathrm{ac}} = (Z_{\mathrm{mean}} + Z_{\mathrm{beg}}) \times 0.5$ – высота области аккумуляции иллюстрирует рис. 1.

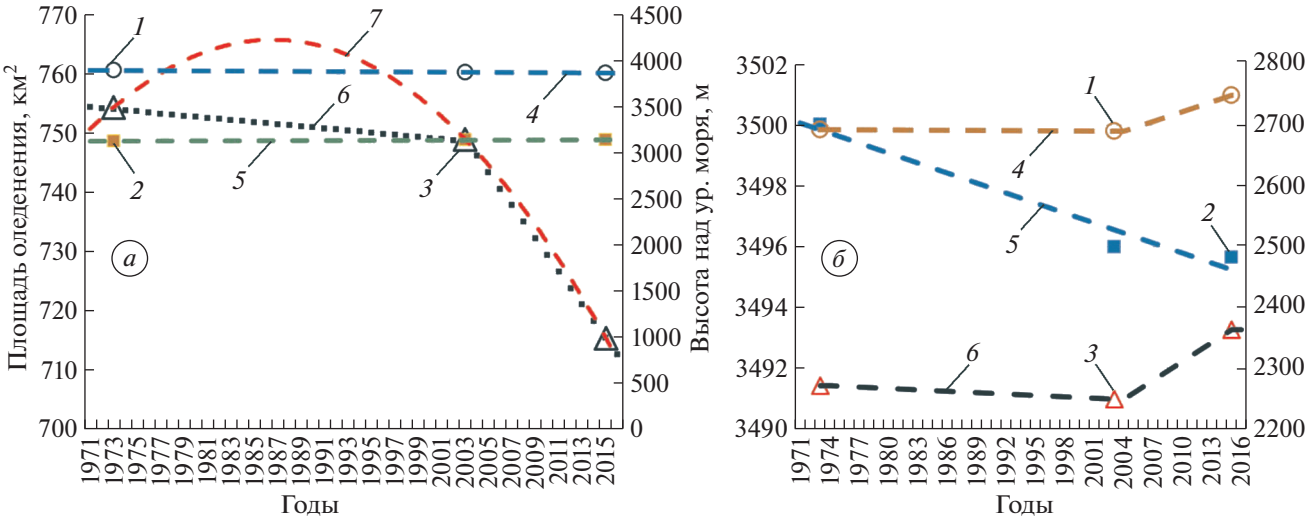


Рис. 1. Изменение параметров оледенения в верховье р. Рона в 1971–2015 гг.
а: измеренные параметры оледенения *1* – Z_{beg}; *2* – Z_{mean}; *3* – F_{gl} в 1971, 2003, 2015 г.; *4–6* – линейная фильтрация Z_{beg}, Z_{mean}, F_{gl}; *7* – квадратичная аппроксимация параметра F_{gl}.
б: параметры оледенения *1* – Z_{abl}, *2* – Z_{ac}, *3* – Z_{end} в 1971, 2003, 2015 г.; *4–6* – линейная фильтрация Z_{abl}, Z_{ac}, Z_{end}. Левая ось ординат – относится к Z_{ac}, правая – к Z_{abl} и Z_{end}.

Fig. 1. Change of glaciation parameters in the upper Rhone River during 1971–2015.
a: measured parameters of glaciation *1* – Z_{beg}; *2* – Z_{mean}; *3* – F_{gl} in 1971, 2003, 2015; *4–6* – linear filtration of Z_{beg}, Z_{mean}, F_{gl}; *7* – quadratic approximation of the F_{gl} parameter.
б: parameters of glaciation *4* – Z_{abl}; *5* – Z_{ac}; *6* – Z_{end} in 1971, 2003, 2015; *4–6* – linear filtration of Z_{abl}, Z_{ac}, Z_{end}. The left axis of the ordinate refers to Z_{ac}, the right – to Z_{abl} and Z_{end}.

Предварительная аппроксимация $F_{gl}(k)$ в виде квадратичной формулы $F_{gl}(k) = f(k^2, k, \text{const})$ показала *нецелесообразность* применения такой зависимости, поскольку нет климатических оснований для роста F_{gl} с 1973 до 2003 г. Здесь и далее k – порядковый номер года в эмпирической выборке. В данном случае более обосновано применение метода линейной фильтрации для описания ежегодной динамики площади ледников F_{gl} и Z_{end}, Z_{beg}, Z_{mean} в отдельных частях интервала 1973–2015 гг.

Аналогичные графики и результаты реконструкции ежегодных значений F_{gl}, Z_{end}, Z_{abl}, Z_{beg}, Z_{mean}, Z_{ac} получены после обработки ограниченных данных мониторинга состояния ледников в бассейнах притоков р. Терек (Северный Кавказ) и р. Западная Кызылсу (Памир). Эти результаты служат ключевой входной информацией для регионального расчёта таких характеристик, зависящих от высоты Z, как удельная абляция/таяние льда, фирна и снега; осадки, температура воздуха и упругость водяного пара в воздухе.

МЕТОДИКА РАСЧЁТА АБЛЯЦИИ

Как показано в работе (Коновалов, 2021), годовой объём W_{gl1} таяния на площади оледенения F_{gl} в первом приближении можно принять равным произведению F_{gl} и годового слоя абляции $Ab(Z_{mean})$ на средней высоте ледников $Z_{mean} = (Z_{end} + Z_{beg}) \times 0.5$:

$$W_{gl1} = Ab(Z_{mean})F_{gl}, \quad (1)$$

где Ab – годовой слой абляции (таяния) в мм на высоте Z_{mean} как функция характерной температуры воздуха $T = T(Z)$ на высоте Z_{mean}. Здесь Z_{end}, Z_{beg} – соответственно высоты конца и начала распределения $F_{gl} = F_{gl}(Z)$. Необходимо также выполнение условия линейного изменения $Ab = Ab(Z)$ и постоянства учета временны́х колебаний параметров Z_{end}, Z_{beg}.

Распространенным (Кренке, Ходаков, 1966; Кренке, 1982; Коновалов, 1985; Hock, 1999; Коновалов, Пиманкина, 2016; Вилесов, 2016; Коновалов, 2021) методом определения слоя $Ab = Ab(Z)$ служат эмпирические уравнения $Ab = f(T)$. В частности, по данным о температуре воздуха и абляции в 11 районах наблюдений, 10 из которых расположены в Северном полушарии, а один в Антарктиде, в работе (Кренке, Ходаков, 1966) была получена условно “глобальная” зависимость годовой абляции от средней летней температуры воздуха $Ab = f(T_s)^3$. В этой работе (Кренке, Ходаков, 1966) и более поздних публикациях (Вилесов и др., 1980; Вилесов, 2016) установлено пространственное изменение эмпирических коэффициентов в формуле $Ab = f(T_s)^3$.

Таблица 1. Региональные характеристики средней температуры воздуха T_4 и T_s

Регион		Швейцария	Австрия	Памир	Северный Кавказ	Тянь-Шань
Годы		1971–2016	1971–2016	1966–2005	1946–2005	1960–1992
N_{mst} *		19	9	20	6	18
Z_{mst}, м (интервал) **		273–3580	280–3105	329–4169	702–2927	760–3639
Z_{mst}, м (среднее)		941	938	2244	1645	1868
Long, east***		6.13°–10.98°	9.61°–5.91°	67.61°–73.91°	41.73°–46.25°	69.52°–78.48°
Lat, north		46.00°–48.45°	46.83°–48.62°	36.73°–39.73°	42.37°–43.73°	39.83°–42.85°
ϒ град °C км $^{-1}$ ****		–6.44...–6.18	–6.10...–5.85	–6.44...–5.96	–5.23...–5.22	–7.50...–6.64
T_4 °C *****	$T(Z_{mst})$	6.4	5.8	6.7	4.8	6.3
	S	0.71	1.82	2.00	1.97	0.39
	S/σ	0.13	0.32	0.30	0.46	0.32
T_s °C	$T(Z_{mst})$	15.5	15.1	17.3	14.1	16.3
	S	0.81	1.31	2.12	1.20	0.18
	S/σ	0.16	0.24	0.31	0.30	0.24

* N_{mst} – число метеостанций; **Z – высота над ур. моря; ***Long и Lat – географические координаты (долгота и широта); ****ϒ град °C км $^{-1}$ – вертикальный градиент температуры воздуха в регионе; Для всех переменных, где значения разделены знаком тире, слева от тире приведены минимальные величины, а справа – максимальные; *****$T_4(Z)$, $T_s(Z)$ – соответственно, однофакторные зависимости температуры воздуха апреля и июня–августа от высоты местности Z; S – среднеквадратичная ошибка расчета T; S/σ – критерий качества расчётной формулы.

Для приближенных региональных расчетов годовой абляции $Ab = f(T)$ использована формула (2), предложенная в работе (Кренке, 1982):

$$Ab = 1.33\left(T_s + 9.66\right)^{2.85}, \qquad (2)$$

где Ab – удельная абляция (таяние + испарение) в мм, T_s – средняя летняя температура воздуха за июнь–август в °C на высоте Z_{mean}. Ввиду крайне незначительного вклада слоя испарения в величине Ab, формула (2) наиболее пригодна для определения слоя таяния M поверхности ледника. Поэтому в качестве оценок M на ледниках Северного полушария будем принимать во внимание результаты расчёта по формуле (2).

Изменение вертикального профиля $T_s(Z)$ в результате известного явления “скачка температуры воздуха” μT_s при переходе с грунтовой поверхности на ледниковую учтено в бассейнах рек Западная Кызылсу (Памир) и Рона (Альпы) по региональной эмпирической формуле (3), полученной в работе (Ходаков, 1978):

$$\log \mu T_s = 0.28 F_{gl} - 0.07. \qquad (3)$$

Результаты определения $W_{gl1}(k)$ по формулам (1–3) носят приближенный характер, так как не учитывают изменение типов деятельной поверхности на площади F_{gl} (лёд под мореной, открытый лед, фирн, зимний и летний снег) в течение принятого интервала времени. Кроме того, остается открытым вопрос радикального учета пространственных изменений эмпирических параметров в формуле (2).

Прогнозы ледникового питания. Научная основа метода – расчёт и прогноз временнóго ряда температуры воздуха $T_s(Z_{mean})$, которая служит аргументом для определения слоя абляции на площади оледенения F_{gl}. По исходным данным, перечисленным в табл. 1, получены ежегодные вертикальные профили температуры воздуха $T_4 = T_4(Z)$, $T_s = T_s(Z)$ и формулы для расчета T_s как функции T_4 с коэффициентом детерминации более 0.90. Таким образом, в региональном масштабе впервые установлено, что температура воздуха апреля T_4 обеспечивает с месячной заблаговременностью прогноз T_s и соответственно прогноз слоя годовой абляции на высоте Z_{mean}. При этом региональный расчёт $T_4(Z_{mean})$ и $T_s(Z_{mean})$ в k-e годы выполняется по формуле (4):

$$T\left(Z_{mean}\right) = -\alpha_0\left(k\right) Z_{mean}\left(k\right) + \beta_0\left(k\right), \qquad (4)$$

где Z – высота над ур. моря, α_0, β_0 – эмпирические параметры, которые имеют многолетний ход и определяются отдельно для профилей $T_4 = T_4(Z)$ и $T_s = T_s(Z)$.

Основополагающее значение для прогноза $Ab = f(T_s)$ с месячной заблаговременностью имеет вертикальный профиль средней месячной температуры воздуха $T_4 = T_4(z, t)$, который получаем по данным метеорологических станций в начале

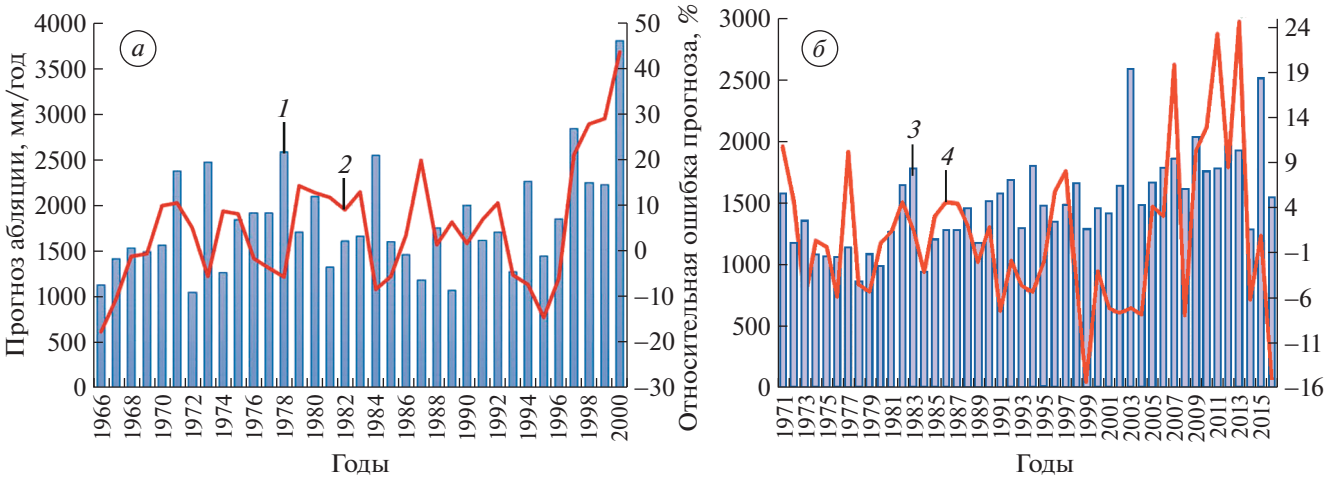


Рис. 2. Прогноз удельной абляции $Ab(t)$ мм/год на высоте $Z_{mean} = Z_{fg}$ и относительная разность между $Ab(Z_{fg})$ и $Ab^*(Z_{fg})$ в %. *а: 1* и *2* – в бассейне р. Западная Кызылсу; *б: 3* и *4* – в бассейне р. Рона.

Fig. 2. Forecast of specific ablation $Ab(t)$ mm/year at an altitude of $Z_{mean} = Z_{fg}$ and the relative difference between $Ab(Z_{fg})$ and $Ab^*(Z_{fg})$ in %. *a: 1* and *2* – in the basin of the Western Kyzylsu river; *б: 3* and *4* –in the basin of the Rhone River.

мая, и впервые найденные региональные зависимости $T_s = f(T_4, t)$. Установлено, что для решения задачи прогноза многолетний ход эмпирических параметров в линейных формулах $T_s = f(T_4, t)$ следует аппроксимировать с помощью метода и компьютерной программы “Гусеница” (Голяндина, 2004). В итоге прогноз годовой абляции на высотах $Z_{fg}(t)$ в конкретном речном бассейне выполняется по выражениям $T_{s*} = f(T_4, t)$, $Ab^* = f(T_{s*})$ и $F_{gl} = F_{gl}(t)$. Средняя относительная ошибка расчета $Ab = f(T_s)$ по зависимостям $T_s = T_s(z, t)$ в бассейнах рек Роны и Кызылсу составила, соответственно, 1.6 (6.7%) и 5.0 (10.5%), в скобках приведены относительные ошибки прогноза в этих же бассейнах. Прогнозные значения $Ab^* = f(T_{s*}, t + 1)$ считаем действительными до сентября текущего года. После этого во временны́х рядах $Ab = f(T_s, t)$ и $T_s = f(T_4, t)$ результаты расчета и прогнозные значения параметров заменяются фактическими. И так далее до следующего случая прогноза $Ab^* = f(T_{s*})$.

Многолетнее изменение прогнозируемых величин $Ab^*(Z_{fg})$ и ошибки прогнозов относительно $Ab(Z_{fg})$, в качестве иллюстрации решения поставленной проблемы, представлены на рис. 2. Экстремальное значение $Ab(Z_{fg})$ гидрологического режима оледенения в бассейне р. Рона в 2003 г. (см. рис. 2, *б*) подтверждается (Klimawandel in der Schweiz, 2020), общим для Швейцарии за 1960–2016 гг. максимумом температуры воздуха и отрицательными значениями баланса массы оледенения в 2003 г. вследствие аномального таяния на пяти справочных альпийских ледниках (Fluctuations of Glaciers Database, 2017). Дополнительные характеристики к результатам прогноза $Ab(Z_{fg})$ содержатся в табл. 2.

Исследование и прогноз индекса ледникового питания. Региональное исследование пространственно-временных колебаний индекса ледникового питания δ, предложенного в работе (Шульц, 1965), выполнено автором по многолетним ежегодным измерениям стока в бассейнах рек Евразии, Северной Америки, Центральной Европы и Центральной Азии. Индекс δ равен отношению между объёмами стока W либо средними расходами воды Q за периоды июль–сентябрь (Q_{7-9}) и март–июнь (Q_{3-6}). Считается, что объём W_{7-9} обусловлен преобладанием ледникового питания реки, а объем W_{3-6} – снегового. Результаты расчётов индекса δ приведены в табл. 2, где учтены данные (Bodo; Fluctuations of Glaciers Database, 2017; RGI Consortium, 2017; Paul et al., 2020).

В итоге анализа зависимости $\delta = \delta(t)$ установлены важные региональные выводы относительно динамики и последствий изменения составляющих речного стока. Так, градиент уравнения линейного тренда для индекса δ во всех рассмотренных речных бассейнах имеет отрицательное значение, что указывает на сокращение ледниково-снегового питания, точнее – только его ледниковой составляющей. Несмотря на это, годовой сток уменьшился только в трёх бассейнах, а в остальных наблюдалось увеличение годового стока Q_{year}, вследствие роста Q_{3-6}, который перекрывал уменьшение Q_{7-9}.

Изменение в течение 1905–2054 гг. средних многолетних объёмов речного стока р. Рона за календарный год W_{year}, вегетационный период (апрель–сентябрь) W_{veg} и отношения δ иллюстриру-

Таблица 2. Региональные характеристики оледенения и стока в речных бассейнах

Река	F_b*	F_{gl}/F_b**	Q_{year}***	Годы наблюдений	Nk****	Градиент линейного тренда $y = f(t)$*****				
						δ_{mn}	δ_{gr}	Q_{7-9}	Q_{3-6}	Q_{year}
Северная Евразия										
Катунь	58400	0.90	611.6	1936–2000	65	0.96	0.0	–1.04	–0.95	–0.71
Баксан	2100	6.67	34.2	1931–2007	77	2.50	–0.007	–0.01	0.09	0.04
Центральная Азия										
Пяндж	113000	6.10	1082.3	1932–2009	78	1.56	–0.001	1.49	1.84	1.42
Вахш	29500	12.30	619.4	1935–2010	76	1.88	–0.007	–0.45	2.08	0.43
Зеравшан	10200	5.47	161.2	1914–2009	96	2.35	–0.008	0.34	0.52	0.31
Нарын	10500	11.90	91.2	1933–2008	76	1.85	–0.001	0.42	0.28	0.24
Гунт	13700	3.22	106.8	1940–2005	66	2.60	–0.009	–0.04	0.30	0.11
Сох	2480	9.72	44.1	1933–2009	77	3.43	–0.004	0.36	0.14	0.14
Северная Америка										
Юкон	831390	2.59	6425.9	1957–2017	61	1.69	–0.001	5.25	7.95	16.03
	293265		2391.6	1951–2002	52	1.55	–0.003	4.58	6.63	6.09
Маккензи	1680000	0.09	9052.5	1943–2016	74	1.41	–0.003	5.63	26.97	14.04
	1570000	0.10	6784.5	1959–2000	42	1.40	–0.005	–8.64	21.57	7.87
Лиард	222000	0.35	1910.7	1960–2000	41	1.39	–0.004	–7.92	19.66	7.81
Центральная Европа										
Рона	96359	0.82	1697.6	1920–2014	95	0.50	0.0	–2.70	–1.76	–0.27
	5089	14.05	180.2	1905–2019	115	1.12	–0.005	–1.00	0.15	0.003
Инн	25665	1.58	737.6	1930–1984	55	0.87	–0.003	–0.02	0.01	–0.02
	11983		353.9	1827–1930	104	1.05	–0.001	–0.12	0.33	0.05

*F_b – площадь бассейна, км^2; **F_{gl}/F_b – относительная площадь оледенения F_{gl}, %; ***Q_{year} – средний годовой расход воды, м^3/сек; ****N_k – число лет наблюдений; *****δ_{mn} – среднее значение параметра δ; δ_{gr} – градиент уравнения линейного тренда $\delta = \delta(t)$; Q_{7-9} и Q_{3-6} – соответственно, средние многолетние расходы в м^3/сек за периоды июль–сентябрь и март–июнь.

Таблица 3. Средние значения δ и составляющих стока р. Рона в 1905–2054 гг.

Переменная	Интервалы лет				
	1905–1934	1935–1964	1965–1994	1995–2024	2025–2054
δ	1.44	1.34	1.08	0.97	0.80
W_{veg}, км^3	4.488	4.400	3.862	3.793	3.498
W_{year}, км^3	5.553	5.665	5.757	5.809	5.932

ют данные табл. 3. Ожидаемые величины δ, W_{veg}, W_{year} для 2025–2054 гг. рассчитаны по линейным уравнениям $\delta = \delta(t)$, $R^2 = 0.96$; $W_{veg} = f(\delta)$, $R^2 = 0.98$; $W_{year} = f(\delta)$, $R^2 = 0.94$, полученным за 1905–2024 гг. Значения δ в 2020–2024 гг. получены путём экстраполяции по уравнению $\delta = \delta(t)$, найденного для интервала 1995–2019 гг. Здесь и далее R^2 – коэффициент детерминации. Таким образом, индекс δ для верховья р. Рона оказался не только репрезентативной характеристикой изменения составляющих стока реки W_{veg}, W_{year}, но и вполне пригодным аргументом для долгосрочного прогноза этих переменных.

Составляющие ледникового питания в речных бассейнах. Далее изложен способ уточнения объёма ледникового питания W_{gl} на основе формулы (1), при условии сохранения метода расчета $Ab = f(T_s)$ и прогноза $Ab^* = f(T_{s*})$ путём использования региональных эмпирических зависимостей $T_s = f(T_4)$, параметры которых приведены в табл. 1. В этой ситуации идёт речь об определении сумм составляющих гидрологического режима оледе-

нения W_{gl} и V_{gl}, которые в общем виде описывают формулы (5–6):

$$V_{gl}(k) = \\ = \sum_{d_{beg\,r}}^{d_{end\,r}} \left[V_{im}(\tau) + V_i(\tau) + V_f(\tau) + V_{ws}(\tau) + V_{ss}(\tau)\right], \quad (5)$$

$$W_{gl}(k) = \sum_{d_{beg\,i}}^{d_{end\,i}} [V_{im}(t_1) + V_i(t_1) + V_f(t_1)], \quad (6)$$

где V_{im}, V_i, V_f, V_{ws}, V_{ss}, соответственно, объёмы таяния льда под мореной, открытого льда, старого фирна, зимнего и летнего снега; d_{begr} и d_{endr} – даты начала и конца расчётного периода, d_{begi} и d_{endi} – даты начала и конца периода таяния льда, $\tau = d_{begr}...d_{endr}$, $t_1 = d_{begi}...d_{endi}$.

Возможность применения формул (5–6) для региональных расчетов V_{gl} и W_{gl} обусловлена наличием информации о многолетнем $k = 1...N$ и внутригодовом $t = d_{begi}...d_{endi}$ ходе ELA на ледниках $ELA_1 = ELA_1(t_k)$ и максимальных значений ELA в конце периода абляции льда, т.е. $ELA_2 = ELA_1(d_{endi})$.

Моделирование и расчёт ELA. Изменение ELA_1 происходит в зависимости от внутригодового и многолетнего хода аккумуляции и абляции в интервале дат d_{begi} и d_{endi}. Каждому значению ELA_1 соответствует часть F_{gl1} общей площади оледенения F_{gl}, при этом $F_{gl} - F_{gl1} = F_{ac}$. Метод расчёта ELA_1 подробно описан в работах (Коновалов, 1985; Konovalov, 1997). Исследование в разных условиях (Коновалов, 1985) локальных связей годовых значений абляции и составляющих годового баланса массы с ELA_2 на ледниках выявило высокую тесноту таких зависимостей. Этот результат позволяет рассчитать многолетние ряды объемов W_{gl1}, V_{gl} на площади F_{gl} в интервалах Z_{beg}–Z_{end} и ELA_2–Z_{end}, Z_{beg}–ELA_2 как функции ELA_2. Основой метода расчета ELA_2 служит введенное в (Konovalov, 1997; Коновалов, 1985) понятие об индексе баланса $I_B(k)$ аккумуляции и таяния в гляциальных областях, который представляет собой разность безразмерных аномалий сезонных осадков $I_P(k)$ и температуры воздуха $I_T(k)$. Физический смысл понятия об индексе баланса состоит в том, что безразмерные аномалии $I_P(k)$ и $I_T(k)$ рассматриваются как индикаторы соответственно аккумуляции и абляции в гляциальных областях. Тогда в каждом году разность аномалий этих индикаторов приобретает смысл относительной оценки годового баланса отдельного ледника или их группы. Все составляющие индекса баланса $I_B(k)$ определяются по данным репрезентативной метеорологической станции в речном бассейне. Критерием репрезентативности служит достаточно тесная зависимость между сезонным стоком в бассейне и компонентами индекса баланса.

В публикациях (Коновалов, 1985; Konovalov, 1997) показано, что связи между нормализованными значениями рядов $ELA_{2n}(k)$ и индекса баланса $I_B(k)$ имеют высокие коэффициенты корреляции и обоснован способ перехода от статистической обеспеченности индекса баланса $\mathrm{Prob}(I_B)$ в k-м году к $ELA_2(k)$. При этом применяются следующие общие выражения:

$$I_B = \alpha\{[(P(k) - \overline{P}]/\overline{P}\} - \beta\{[T(k) - \overline{T}]/\overline{T}\}, \quad (7)$$

$$ELA_2(k) = Z_{end} + \Delta Z\,\mathrm{Prob}(I_B)(k), \quad (8)$$

$$\Delta Z = Z_{beg}(k) - Z_{end}(k). \quad (9)$$

Здесь по данным метеорологических станций: $P(k)$ – сумма сезонных осадков; $T(k)$ – средняя сезонная температура воздуха; α и β – эмпирические коэффициенты, характеризующие значимость вклада P и T в уравнение регрессии $I_b = f(P, T)$, рассчитаны по методу Алексеева (Алексеев, 1971); $\overline{P}$ и $\overline{T}$ – средние многолетние значения соответствующих переменных; $\mathrm{Prob}(I_B)$ – находим по методу Алексеева (Алексеев, 1971) для значений $I_B(k)$, ранжированных в возрастающем порядке,

$$\mathrm{Prob}(I_B)(k) = \\ = [n(\mathrm{Prob}(I_B)(k) - 0.25]/[N_{P,T} + 0.5], \quad (10)$$

где n $(\mathrm{Prob}(I_B)$ – ранговые номера членов ряда $I_B(t)$, Z_{beg}, Z_{end} – определены в конкретном речном бассейне по данным региональных каталогов горного оледенения, $N_{P,T}$ – число измерений составляющих индекса баланса. Размерность $\mathrm{Prob}(I_B)$ в формуле (10) – доли единицы.

Для расчета $ELA_2(k)$ в течение 1971–2016 гг. на ледниках в верховье р. Рона были применены многолетние измерения осадков и температуры воздуха (Federal Office of Meteorology and Climatology MeteoSwiss) на репрезентативных метеостанциях Зоннблик (Sonnblick), Фрайденштадт (Freudenstadt) и формулы (7–10). Подробное описание методов определения d_{begi}, d_{endi} и результаты расчёта содержатся в работе (Коновалов, 1985).

Влияние учета составляющих Wgl при расчёте годовой абляции по формуле (6) и на многолетнюю динамику параметров гидрологического режима оледенения Wgl1 и Vgl в бассейне р. Рона иллюстрирует рис. 3. Видно, что результат определения объёма ледникового питания и его репрезентативность при анализе водных ресурсов горно-ледникового речного бассейна зависит от типизации поверхности ледников для расчёта абляции.

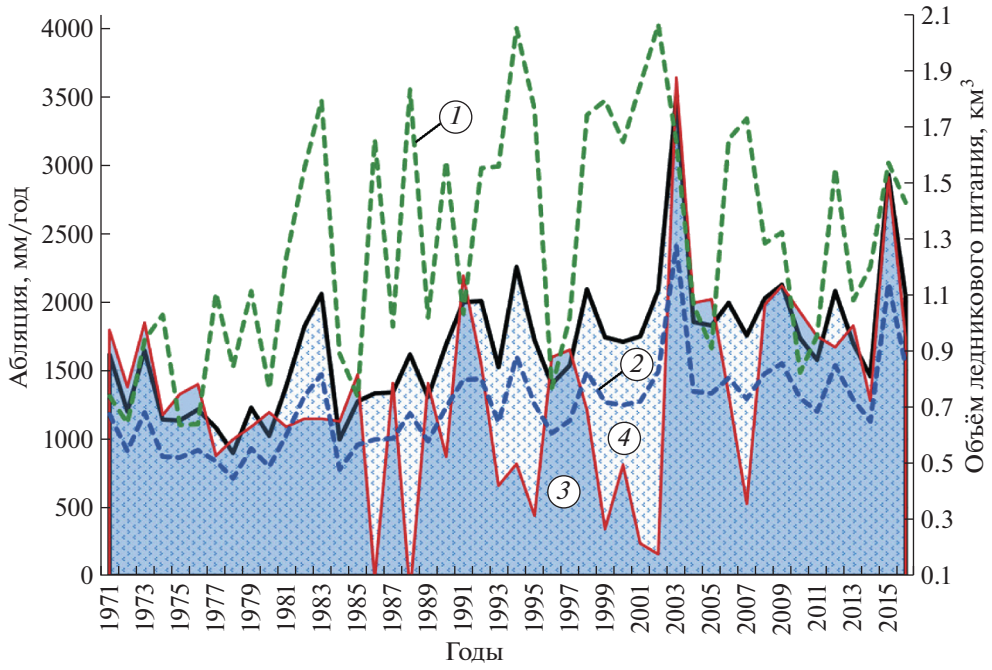


Рис. 3. Составляющие гидрологического режима в бассейне р. Рона.
1 – годовой слой абляции *Ab* на средней высоте в интервале ELA_2–Z_{end}; *2* – годовой слой абляции *Ab* на высоте $Z_{mean} = Z_{fg}$; *3* – объём ледникового питания W_{gl1} с учётом высоты ELA_2 в конце периода абляции; *4* – объём ледникового питания V_{gl} без выделения типов тающей поверхности.

Fig. 3. Components of the hydrological regime in the Rhone River basin.
1 – annual ablation layer *Ab* at an average altitude in the interval ELA_2–Z_{end}; *2* – annual ablation layer *Ab* at an altitude of $Z_{mean} = Z_{fg}$; *3* – the volume of glacial feeding W_{gl1}, taking into account the height of ELA_2 at the end of the ablation period; *4* – the volume of glacial feeding V_{gl} without differing the types of melting surface.

ОБСУЖДЕНИЕ

Представленная в работе линейная реконструкция ежегодных характеристик оледенения F_{gl}, Z_{end}, Z_{beg}, Z_{mean} между датами ограниченного мониторинга его режима ооснована на известном влиянии знака баланса массы ледников на изменение параметров F_{gl}, Z_{end}, Z_{beg}, Z_{mean}. То есть, отрицательный баланс массы приводит к сокращению площади F_{gl}, соответствующему изменениям высот Z_{end}, Z_{beg}, Z_{mean} и, наоборот. Эта связь практически подтверждена на примере бассейна р. Рона, где по репрезентативным данным о температуре воздуха и осадков за 1971–2016 гг. получено линейное уравнение индекса баланса массы I_b для оледенения этого бассейна в виде $I_b = -0.029k + 0.685$ с коэффициентом детерминации 0.42. Иллюстрацией устойчивого сокращения F_{gl} в бассейнах рек Северного полушария, наряду с данными в (Fluctuations of Glaciers Database, 2017), служит также отрицательный градиент зависимостей $\delta = \delta(t)$ (см. табл. 2).

Опыт построения региональных зависимостей F_{gl} и других высотных параметров от времени (см. рис. 1), их надежность и обоснованность зависят от числа временны́х срезов между начальной и конечной датами мониторинга режима оледенения. В настоящее время высотно-площадные характеристики ледников, необходимые для расчёта по изложенной в работе методике определения ледникового питания, доступны в публикациях (Fischer et al., 2014; Fluctuations of Glaciers Database; Nuimura et al., 2014; RGI Consortium, 2017; Paul et al., 2020; Каталог ледников России, 2021). Перечисленные региональные базы гляциологических данных неоднородны по составу и методам определения морфометрических характеристик ледников, что влияет на репрезентативность оценок изменения высотно-площадных параметров оледенения и расчетов ледникового питания в речных бассейнах.

Формула (2) привлекательна для приближённых региональных расчётов абляции. Более точные результаты можно получить путём применения локальных эмпирических коэффициентов в формуле (2). В настоящее время такие коэффициенты доступны по наблюдениям температуры воздуха и годовой абляции (Вилесов и др., 1980; Вилесов, 2016) на ледниках Абрамова (Памиро-Алай), Центральном Туюксу (Заилийский Алатау), Шумского (Джунгарский Алатау).

Научно-методической основой решения поставленной в работе проблемы служат получение и использование региональных эмпирических зависимостей $\delta = \delta(t)$, $T_4 = T_4(z, t)$, $T_s = T_s(z, t)$, $T_s = f(T_4, t)$, $Ab = f(T_s)$, $F_{gl} = f(t)$, $Z_{mean} = f(t)$. Практическое применение перечисленных зависимостей обусловлено свободным доступом к исходной климатической, гидрологической и гляциологической архивной и текущей информации.

Наиболее благоприятно обстоят дела с получением данных наблюдений за температурой воздуха и, соответственно, с расчетами по выражениям $T_4 = T_4(z, t)$, $T_s = T_s(z, t)$, $T_s = f(T_4, t)$ и годовой абляции по формуле (2). Помимо источников региональной климатической информации, перечисленных в списке литературы, глобальные многолетние данные наблюдений за осадками P и температурой воздуха T на метеорологических станциях вплоть до 2022 г. доступны из базы данных “Погода и климат”. Известно, что качество приборов и методов единичных измерений P и T на метеорологических станциях, регулируемое соответствующими национальными регламентами, изменялось во времени. Несмотря на неодинаковую плотность метеорологических станций и их расположение в горно-ледниковых речных бассейнах, для ряда основных районов современного материкового оледенения Евразии получены вертикальные профили распределения $T(Z)$ (см. табл. 1) вполне удовлетворительного качества.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе решения проблемы регионального расчёта и прогноза ледникового питания в горно-ледниковых речных бассейнах получены следующие новые результаты: 1) реконструированы и применены многолетние ежегодные значения высотно-площадных параметров оледенения; 2) установлены устойчивые региональные зависимости с высокими коэффициентами детерминации между многолетним изменением средней месячной температуры июня–августа T_s и апреля T_4; 3) впервые разработан и проверен метод регионального предсказания годовой абляции A_b на высоте фирновой границы $Z_{fg} = Z_{mean}$ как функции прогнозируемой средней летней температуры воздуха T_s; для определения T_s в начале мая установлены региональные зависимости $T_s = f(T_4)$, и таким образом заблаговременность прогноза $A_b(Z_{fg})$ составляет один месяц; 4) впервые с заблаговременностью два года получены прогнозные значения средних для 2025–2054 гг. объемов годового и вегетационного стока р. Рона как функции индекса ледникового питания δ; 5) методические разработки автора, изложенные в работе, оказались востребованными (Lappalainen et al., 2022) при описании регионального взаимодействия криосферы с компонентами природной среды в Пан-Евразийском проекте (PEEX).

Благодарности. Работа выполнена в рамках госзадания № 0148-2019-0004 (АААА-А19-119022190172-5) “Оледенение и сопутствующие природные процессы при изменениях климата”.

Acknowledgments. The work is performed within the frameworks of the state task № 0148-2019-0004 (АААА-А19-119022190172-5) “Glaciation and accompanying natural processes at climate changes”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев Г.А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 359 с.

Вилесов Е.Н., Глазырин Г.Е., Ноздрюхин В.К. К вопросу о зависимости годовой абляции на ледниках от средней летней температуры воздуха // Тр. САРНИГМИ. 1980. Вып. 71 (152). С. 101–104.

Вилесов Е.Н. Динамика и современное состояние оледенения гор Казахстана. Алматы: Казак Университети, 2016. 267 с.

Голяндина Н.Э. Метод “Гусеница” – SSA: прогноз временных рядов. СПб.: Изд-во СПб гос. ун-та, 2004. 52 с.

Каталог ледников России // Электронный ресурс. https://www.glacrus.ru/ (Дата обращения: 05.12.2022).

Коновалов В.Г. Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 237 с.

Коновалов В.Г., Пиманкина Н.В. Пространственно-временнóе изменение составляющих водного баланса на северном склоне Заилийского Алатау // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 453–471. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4-453-471

Коновалов В.Г. Региональный гидрологический режим горного оледенения // Изв. РАН. Сер. геогр. 2021. Т. 85. № 3. С. 368–379.

Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // МГИ. 1966. Вып. 12. С. 153–164.

Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 287 с.

Погода и Климат // Электронный ресурс. http://www.pogodaiklimat.ru/history.php (Дата обращения: 05.12.2022).

Ходаков В.Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М.: Наука, 1978. 192 с.

Шульц В.Л. Реки Средней Азии. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 691 с.

Bodo B.A. Monthly Discharge Data for World Rivers (excluding former Soviet Union). Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research. // Электронный ресурс. http://rda.ucar.edu/datasets/ds552.0/ (Дата обращения: 05.12.2022).

EauFrance. // Электронный ресурс. https://hydro.eaufrance.fr/ (Дата обращения: 30.01.2023).

Federal Office for the Environment FOEN. Hydrological Data Service for watercourses and lakes // Электронный ресурс. https://www.bafu.admin.ch/bafu/en/home/topics/water (Дата обращения: 05.12.2022).

Federal Office of Meteorology and Climatology MeteoSwiss. Monthly and annual reports. // Электронный ресурс. https://www.meteoswiss.admin.ch/ (Дата обращения: 05.12.2022).

Fischer M., Huss M., Barboux C., Hoelzle M. The new Swiss Glacier Inventory SGI2010: relevance of using high-resolution source data in areas dominated by very small glaciers // Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2014. V 46. №. 4. P. 933–945.

Fluctuations of Glaciers Database. World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. // Электронный ресурс. https://wgms.ch/data-exploration/(Дата обращения: 05.12.2022).

Hock R. DEBAM and DETIM. Manual. 1999. Электронный ресурс. https://github.com/regine/meltmodel.git (Дата обращения: 05.12.2022).

Klimawandel in der Schweiz. Herausgegeben vom Bundesamt für Umwelt (BAFU), dem Bundesamt für Meteorologie, Klimatologie (MeteoSchweiz) und dem National Centre for Climate Services (NCCS) Bern, 2020. 105 p.

Konovalov V.G. Snow line and formation of glacier-derived runoff in glacier basins. In: 34 selected papers on main ideas of the Soviet Glaciology, 1940s–1980s. Initiated, Compiled and Edited by *V.M. Kotlyakov*. Moscow, 1997. P. 402–410.

Lappalainen H.K., Petäjä T., Vihma T., Räisänen J., Baklanov A., Chalov S., Esau I., Ezhova E., Leppäranta M., Pozdnyakov D., Pumpanen J., Andreae M.O., Arshinov M., Asmi E., Bai J., Bashmachnikov I., Belan B., Bianchi F., Biskaborn B., Boy M., Bäck J., Cheng B., Chubarova N., Duplissy J., Dyukarev E., Eleftheriadis K., Forsius M., Heimann M., Juhola S., Konovalov V., Konovalov I., Konstantinov P., Köster K., Lapshina E., Lintunen A., Mahura A., Makkonen R., Malkhazova S., Mammarella I., Mammola S., Mazon S.B., Meinander O., Mikhailov E., Miles V., Myslenkov S., Orlov D., Paris Jean-D., Pirazzini R., Popovicheva O., Pulliainen J., Rautiainen K., Sachs T., Shevchenko V., Skorokhod A., Stohl A., Suhonen E., Thomson E.S., Tsidilina M., Tynkkynen V., Uotila P., Virkkula A., Voropay N., Wolf T., Yasunaka S., Zhang J., Qiu Y., Ding A., Guo H., Bondur V., Kasimov N., Zilitinkevich S., Kerminen V., Kulmala M. Recent advances in the understanding of the northern Eurasian environments and of the urban air quality in China – a pan-Eurasian experiment (PEEX) programme perspective // Atmospheric Chemistry and Physics. 2022. V. 22. №. 7. P. 4413–4469.

Nuimura T., Sakai A., Taniguchi K., Nagai H., Lamsal D., Tsutaki S., Kozawa A., Hoshina Y., Takenaka S., Omiya S., Tsunematsu K., Tshering P., Fujita K. The GAMDAM glacier inventory: a quality-controlled inventory of Asian glaciers // The Cryosphere. 2015. V. 9. P. 849–864.

Paul F., Rastner P., Azzoni R., Diolaiuti G., Fugazza D., Le Bris R., Nemec J., Rabatel A., Ramusovic M., Schwaizer G., Smiraglia C. Glacier shrinkage in the Alps continues unabated as revealed by a new glacier inventory from Sentinel–2 // Earth Syst. Sci. Data. 2020. V. 12. P. 1805–1821. https://doi.org/10.5194/essd-12-1805-2020

RGI Consortium. 2017. Randolph Glacier Inventory (RGI) – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0. Technical Report. Global Land Ice Measurements from Space. Boulder. Colorado. USA. Digital Media, 2017. 71 p. https://doi.org/10 .7265/N5 RGI 6.0.

Williams M.W., Konovalov V.G. Central Asia Temperature and Precipitation Data, 1879–2003. Boulder. Colorado: USA National Snow and Ice Data Center. 2008. // Электронный ресурс. https://nsidc.org/ (Дата обращения: 05.12.2022).

Citation: Konovalov V.G. Calculation and forecast of glacial feeding in river basins. Led i Sneg. Ice and Snow. 2023, 63 (2): 188–198. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423020102

Calculation and Forecast of Glacial Feeding in River Basins

V. G. Konovalov[a,#]

[a] *Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: vladgeo@gmail.com*

A two-stage method has been developed for calculating and forecasting the annual volumes of glacial runoff feeding mountainous rivers. At the first stage, the series of morphological characteristics of glaciers are reconstructed using limited data from regional glaciation monitoring. An example of a numerical description and analysis of the annual reconstructed dynamics of glaciation parameters in the upper Rhone River (Switzerland) is presented. Similar results of reconstruction of annual values of the morphological characteristics were obtained for the basins of tributaries of the Terek River (North Caucasus) and the Western Kyzylsu River (Pamir). At the second stage, the calculation and forecast of the time series of the average summer air temperature $T_s(Z_{mean})$ at the height of Z_{mean} is performed, which is used as an argument for determining the ablation layer by the formula $Ab = f(T_s)$ on the glaciation area F_{gl}. The annual vertical profiles of mean air temperature of April $T_4 = T_4(Z)$, summer ones $T_s = T_s(Z)$, and formulas for calculating T_s as a function of T_4 are constructed and used for the calculations. Thus, on a regional scale, it was established for the first time that

the April air temperature T_4 allows calculating a thickness of the annual ablation layer $Ab = f(T_s)$ with a month earliness the forecast at the average height Z_{mean} of the glacier. The reconstructed $F_{gl}(t)$ series is used to obtain annual volumes of glacial alimentation. A regional study of variability of the index of glacial alimentation δ (Schultz, 1965) with time t was carried out using long-period measurements of runoff in the river basins of Eurasia, North America, Central Europe, and Central Asia. The index δ is equal to the ratio between the volumes W of flow or the average water discharges Q for the periods July-September (Q_{7-9}) and March-June (Q_{3-6}). As a result of the analysis of the expression $\delta = \delta(t)$, it was found that the gradient of the linear trend equation for the δ index in all the above river basins is negative, which is indicative of a reduction in glacial-snow alimentation, or more precisely – in only its glacial component. Notwithstanding this, the annual runoff Q_{year} decreased only in three basins, and in the others Q_{year}, increased due to the growth of Q_{3-6}, which overlapped decreasing of Q_{7-9}. Index δ for the upper reaches of the Rhone River turned out to be not only a representative characteristic of changes in the vegetation period and annual runoff of the river, but also an efficient argument for the super-long-range prediction of these variables for 2025–2054 years.

Keywords: glacial runoff, Eurasia, North America, Central Europe, Asia, regional calculation, ablation, forecast timing

REFERENCES

Alekseev G.A. Obieektivnye metody vyravnivaniia i normalizatsii korreliatsionnykh sviazei. Objective methods of alignment and normalization of correlations. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1971: 359 p. [In Russian].

Vilesov E.N., Glazyrin G.E., Nozdryuhin V.K. On the dependence of yearly ablation on glaciers from the mean summer air temperature. *Trudy SARNIGMI.* Proc. of SARNIGMI. *1980.* 71(152): 101–104 [In Russian].

Vilesov E.N. Dinamika i sovremennoe sostoyanie oledenenia gor Kazakstana. Dynamics and modern state of the Kazakhstan mountains. *Almaty: Kazak Universiteti.* Almaty: Kazakhstan State University. 2016: 267 c. [In Russian].

Golyandina N.E. Metod "Gusenica" – SSA: prognoz vremennyh ryadov. Method "Caterpillar"-SSA: forecast of time ranges. Saint Petersburg: Saint Petersburg Publishing House. 2004: 52 c. [In Russian].

Inventory of Russian glaciers Retrieved from: https://www.glacrus.ru/ (Last access: 05.12.2022). [In Russian].

Konovalov V.G. Tayanie i stok s lednikov v bassejnah rek Srednej Azii. Melting and runoff from glaciers in the river basins of Central Asia. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 237 p. [In Russian].

Konovalov V.G., Pimankina N.V. Prostranstvenno-vremennóe izmenenie sostavlyayushchih vodnogo balansa na severnom sklone Zailijskogo Alatau. Spatio-temporal change of the components of the water balance on the northern slope of the Trans-Ili Alatau. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016. 56 (4): 453–471 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4-453-471

Konovalov V.G. Regional hydrological regime of mountain glaciation. *Izvestiya Ros. Akad. Nauk. Seriya geograficheskaya. Proc. of RAS. Geographical series.* 2021. 85: 368–379. [In Russian].

Krenke A.N., Hodakov V.G. On the dependance of surficial melting of glaciers with air temperature. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1966, 12: 153–164 [In Russian].

Krenke A.N. Massoobmen v lednikovyh sistemah na territorii SSSR. Mass exchange in glacial systems on the territory of the USSR. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1982: 287 p. [In Russian].

Weather and Climat. Retrieved from: http://www.pogodaiklimat.ru/history.php (Last access: 05.12.2022). [In Russian].

Hodakov V.G. Vodno-ledovyj balans rajonov sovremennogo i drevnego oledeneniya SSSR. Water-ice balance of the areas of modern and ancient glaciation of the USSR. Moscow: Nauka, 1978: 192 p. [In Russian].

Shults V.L. Reki Srednej Azii. Rivers of Central Asia. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1965: 691 p. [In Russian].

Bodo B.A. Monthly Discharge Data for World Rivers (excluding former Soviet Union). Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research. Retrieved from: http://rda.ucar.edu/datasets/ds552.0/ (Last access: 05.12.2022).

EauFrance. Retrieved from: https://hydro.eaufrance.fr/ (Last access: 05.12.2022).

Federal Office for the Environment FOEN. Hydrological Data Service for watercourses and lakes. Retrieved from: https://www.bafu.admin.ch/bafu/en/home/topics/water. (Last access: 05.12.2022).

Federal Office of Meteorology and Climatology MeteoSwiss. Monthly and annual reports. Retrieved from: https://www.meteoswiss.admin.ch/ (Last access: 05.12.2022).

Fischer M., Huss M., Barboux C., and Hoelzle M. The new Swiss Glacier Inventory SGI2010: relevance of using high-resolution source data in areas dominated by very small glaciers. Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2014, 46 (4): 933–945.

Fluctuations of Glaciers Database. World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. Retrieved from: https://wgms.ch/data-exploration/(Last access: 05.12.2022).

Hock R. DEBAM and DETIM. Manual. 1999. Retrieved from: https://github.com/regine/meltmodel.git (Last access: 05.12.2022).

Klimawandel in der Schweiz. Herausgegeben vom Bundesamt für Umwelt (BAFU), dem Bundesamt für Meteorologie, Klimatologie (MeteoSchweiz) und dem National Centre for Climate Services (NCCS) Bern. 2020: 105 p.

Konovalov V.G. Snow line and formation of glacier-derived runoff in glacier basins. In 34 selected papers on main ideas of the Soviet Glaciology, 1940s–1980s. Initiated,

Compiled and Edited by V.M. Kotlyakov. Moscow, 1997: 402–410.

Lappalainen H.K., *Petäjä T.*, *Vihma T.*, *Räisänen J.*, *Baklanov A.*, *Chalov S.*, *Esau I.*, *Ezhova E.*, *Leppäranta M.*, *Pozdnyakov D.*, *Pumpanen J.*, *Andreae M.O.*, *Arshinov M.*, *Asmi E.*, *Bai J.*, *Bashmachnikov I.*, *Belan B.*, *Bianchi F.*, *Biskaborn B.*, *Boy M.*, *Bäck J.*, *Cheng B.*, *Chubarova N.*, *Duplissy J.*, *Dyukarev E.*, *Eleftheriadis K.*, *Forsius M.*, *Heimann M.*, *Juhola S.*, *Konovalov V.*, *Konovalov I.*, *Konstantinov P.*, *Köster K.*, *Lapshina E.*, *Lintunen A.*, *Mahura A.*, *Makkonen R.*, *Malkhazova S.*, *Mammarella I.*, *Mammola S.*, *Mazon S.B.*, *Meinander O.*, *Mikhailov E.*, *Miles V.*, *Myslenkov S.*, *Orlov D.*, *Paris Jean-D.*, *Pirazzini R.*, *Popovicheva O.*, *Pulliainen J.*, *Rautiainen K.*, *Sachs T.*, *Shevchenko V.*, *Skorokhod A.*, *Stohl A.*, *Suhonen E.*, *Thomson E.S.*, *Tsidilina M.*, *Tynkkynen V.*, *Uotila P.*, *Virkkula A.*, *Voropay N.*, *Wolf T.*, *Yasunaka S.*, *Zhang J.*, *Qiu Y.*, *Ding A.*, *Guo H.*, *Bondur V.*, *Kasimov N.*, *Zilitinkevich S.*, *Kerminen V.*, *Kulmala M.* Recent advances in the understanding of the northern Eurasian environments and of the urban air quality in China – a pan-Eurasian experiment (PEEX) programme perspective. Atmospheric Chemistry and Physics. 2022, 22 (7): 4413–4469.

Nuimura T., *Sakai A.*, *Taniguchi K.*, *Nagai H.*, *Lamsal D.*, *Tsutaki S.*, *Kozawa A.*, *Hoshina Y.*, *Takenaka S.*, *Omiya S.*, *Tsunematsu K.*, *Tshering P.*, *Fujita K.* The GAMDAM glacier inventory: a quality-controlled inventory of Asian glaciers. The Cryosphere. 2015, 9: 849–864.

Paul F., *Rastner P.*, *Azzoni R.*, *Diolaiuti G.*, *Fugazza D.*, *Le Bris R.*, *Nemec J.*, *Rabatel A.*, *Ramusovic M.*, *Schwaizer G.*, *and Smiraglia C.* Glacier shrinkage in the Alps continues unabated as revealed by a new glacier inventory from Sentinel–2. Earth Systems Science Data. 2020, 12: 1805–1821.
https://doi.org/10.5194/essd-12-1805-2020

RGI Consortium. 2017. Randolph Glacier Inventory (RGI) – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0. Technical Report. Global Land Ice Measurements from Space. Boulder. Colorado. USA. Digital Media. 2017: 71 p.
https://doi.org/10.7265/N5 RGI 6.0.

Williams M.W., *Konovalov V.G.* Central Asia Temperature and Precipitation Data, 1879-2003. Boulder. Colorado: USA National Snow and Ice Data Center. 2008. Retrieved from: https://nsidc.org/ (Last access: 05.12.2022)

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 2, с. 199–213

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.324;551.506

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕАНАЛИЗА ERA5–LAND И ДАННЫХ МЕТЕОСТАНЦИЙ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ РОССИИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ СИСТЕМ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

© 2023 г. Т. Б. Титкова[1,*], М. Д. Ананичева[1]

[1] Институт географии РАН, Москва, Россия

*e-mail: titkova@igras.ru

Поступила в редакцию 25.11.2022 г.
После доработки 08.02.2023 г.
Принята к публикации 31.03.2023 г.

Исследуется возможность совместного использования реанализа ERA5–Land и станционных данных для оценки высоты границы питания ледниковых систем. ERA5–Land хорошо воспроизводит температуру и удовлетворительно тренды осадков. Положительные температурные тренды разной интенсивности наблюдаются во всех горных районах. Наблюдаемое увеличение высоты границы питания ледников совпадает с областями высоких температурных трендов.

Ключевые слова: горные районы, высота границы питания, ERA5–Land, тренды температуры, тренды осадков

DOI: 10.31857/S2076673423020163, **EDN:** RVIYPH

ВВЕДЕНИЕ

Ледниковые системы горных районов России – одни из наиболее чувствительных индикаторов современного глобального потепления последних десятилетий. Изменение главных климатических характеристик температуры и осадков приводит к уменьшению продолжительности залегания снежного покрова в Средней Сибири и увеличению на Дальнем Востоке и Чукотке (Титкова, Виноградова, 2017). При этом изменение климата в горных районах России имеет свои региональные особенности. Высокогорные хребты и массивы препятствуют движению воздушных масс, что может нарушать общие для данного региона климатические тенденции глобальных процессов. Таким образом, климатические тренды в горных районах могут неоднозначно влиять на массообмен оледенения и иметь региональные различия.

Современные гляциологические исследования изменений режима ледниковых систем показывают, что почти все ледники в горных районах отступили за последние несколько десятилетий. Темпы деградации составляют в среднем 1–2% массы в год (Haeberli, Zemp, 2009; Special Report..., 2019). По оценкам (Khromova et al., 2019) сокращение ледников за вторую половину XX века в России колеблется от 10.6 (Камчатка) до 69% (Корякское нагорье). Края ледников гор Сунтар-Хаята с 1945 по 2013 г. отступили на 500–650 м, а нижняя граница области питания повысилась на 61 ± 38 м при сокращении поверхностной скорости движения ледников в 5–6 раз по сравнению с оценками 1957–1959 гг. (Галанин и др., 2013). Отмечается, что площадь ледников на массиве Буордах в хребте Черского сократилась примерно на 17% с момента последнего максимума (около 1550–1850 гг.) (Gurney et al., 2008). На Камчатке во второй половине XX – начале XXI в. площадь ледников Срединного хребта уменьшилась на 16.6%, площадь ледников Кроноцкого полуострова сократилась на 22.9%, а массива Алней-Чашаконджа – на 19.2% (Муравь‘в, Носенко, 2013; Муравь‘в, 2014). Все результаты исследований показывают, что повышение летней температуры воздуха и изменение зимних осадков определяют общую тенденцию сокращения размеров ледников в горных районах России. Различия в скорости и направлении изменений ледников зависят от местных орографических и климатических особенностей.

В начале 1980-х годов А.Н. Кренке с помощью гляциоклиматического подхода сделал успешную попытку решить проблему целостной характеристики массообмена оледенения ледниковых систем на территории СССР (Кренке, 1982). Он широко использовал такие гляциологические характеристики, как высота границы питания и её

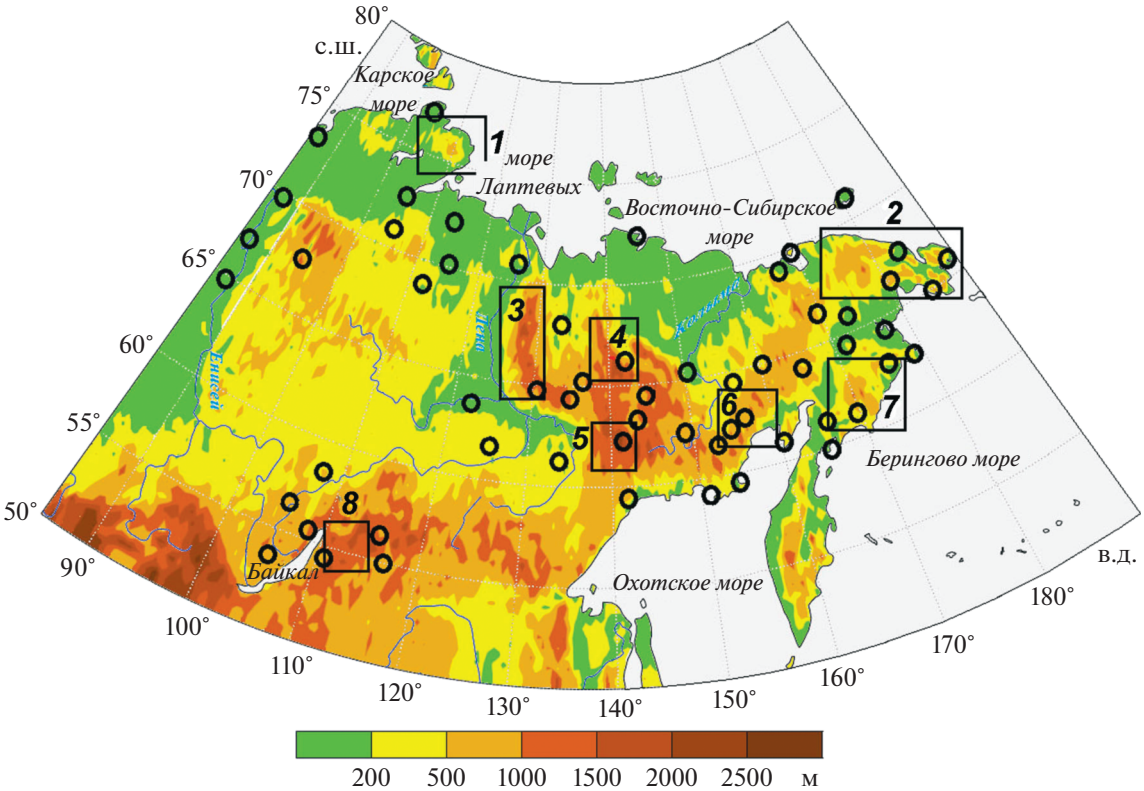


Рис. 1. Район исследования: *1* – горы Бырранга (Таймыр); *2* – Чукотское нагорье; *3* – Верхоянский хребет; *4* – хребет Черского; *5* – горы Сунтар-Хаята; *6* – Колымское нагорье; *7* – Корякское нагорье; *8* – Байкальский регион. Кружками показаны метеостанции, использованные в расчетах.

Fig. 1. Research area: *1* – Byrranga Mountains (Taymyr); *2* – Chukotka Mountains; *3* – Verkhoyansk Range; *4* – Chersky Range; *5* – Suntar-Hayata Mountains; *6* – Kolyma Mountains; *7* – Koryak Mountains; *8* – Baikal Region. Weather stations used in estimations are shown as circles.

пространственное распределение. Опора метода – ледниковые системы, а не один индивидуальный ледник. Это позволяет абстрагироваться от некоторых локальных особенностей ледников как целых единиц. Ледниковые системы – это определённое множество ледников, объединённое общими связями с окружающей средой и внутренними взаимосвязями, характеризующееся общими свойствами, суммарными и не сводимыми к сумме свойств отдельных компонентов системы.

Работа по изучению изменения высоты границы питания (далее – ВГП) ледниковых систем служит продолжением исследования полей гляциологических характеристик, начатого с публикации 2005 г. (Ананичева, Кренке, 2005; Kononov et al., 2005; Ананичева, 2018).

Цель исследования – оценка возможности применения климатических архивов нового поколения реанализа (в данном случае ERA5–Land) совместно со станционными данными по температуре и осадкам с целью оценки зависимости от климата такой гляциологической характеристики, как ВГП ледниковых систем в труднодоступных и недостаточно изученных районах азиатской части России.

ОБЪЕКТЫ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объекты. Выделены следующие горные районы: горы Бырранга (Таймыр), Чукотское нагорье, хребты Верхоянский и Черского, горы Сунтар-Хаята, Корякское нагорье, Колымское нагорье, Байкальский регион (рис. 1). Все эти горные страны недостаточно изучены с точки зрения и климата, и оледенения. Одним из авторов данной статьи изучались эти ледниковые системы в работах (Yamada et al., 2002; Ананичева, Кренке, 2008; Ананичева, 2018; Ананичева и др., 2019 и др.).

Материалы. Значения температуры воздуха и осадков определяли в узлах сетки 0.1 × 0.1 с 1966 по 2021 г. с месячным разрешением по данным реанализа ERA5–Land, который является пятым поколением реанализа глобальных атмосферных наблюдений, созданным Европейским центром среднесрочных прогнозов (ECMWF). Применение данных ERA5 обусловлено рядом достоинств:

непрерывными рядами данных, высоким пространственным разрешением (0.1 × 0.1) с исходным разрешением 9 км (Copernicus...), а также высокой точностью описания температурного режима. Набор данных ERA5–Land представляет собой синтез моделирования и данных наблюдений и имеет некоторую степень неопределенности. Ошибка оценок моделей растёт по мере удалённости в прошлое из-за количества доступных наблюдений. По оценкам (Muñoz-Sabater et al., 2021) реанализ ERA5–Land имеет общую 4%-ную ошибку в данных береговой линии из-за вклада в расчёт прибрежных точек, где важно пространственное разрешение. Реанализ ERA5 лучше, чем другие (JRA55, NCEP2, CRU), показывает соответствие данным наблюдений для всех сезонных и годовых значений. Точность воспроизведения колебаний температуры в Восточной Азии составляет 95.5%, а осадков с $R > 0.8$ (24.8% территории) и $0.6 < R < 0.8$ (64.2%) (Kim, Lee 2022).

Для верификации данных реанализа в исследуемых районах использованы показатели температуры и осадков, полученные из архива ФГБУ “ВНИИГМИ МЦД” (Булыгина и др.) Выбрана 61 метеостанция с непрерывными рядами данных (см. рис. 1) В табл. 1 приведён итоговый список станций, сгруппированных по районам исследования.

Методы. 1. Для обоснования использования данных реанализа ERA5–Land проведена верификация среднемесячной температуры на высоте 2 м и месячных сумм осадков реанализа ERA5–Land со станционными данными в горных районах азиатской территории России по сезонам за период 1966–2021 гг. Оценена относительная погрешность реанализа, выраженная отношением абсолютной погрешности измерения к действительному значению измеряемой величины, выраженному в процентах. Для этого в координатах метеорологической станции из поля реанализа ERA5–Land были выбраны значения параметра за тот же период. Расчёт относительной ошибки производился по формуле:

$$\delta = (X_г - X_с)/X_с \times 100\%,$$

где $X_г$ – значение реанализа ERA5-Land, а $X_с$ – значение по станционным данным.

Оценена относительная погрешность значений параметров реанализа ERA5–Land в координатах метеостанций. Для результирующих таблиц оценок точности реанализа были рассчитаны: средние ошибки для выделенных районов по группе метеостанций данного района (см. табл. 1); линейная корреляция данных метеостанций с данными реанализа ERA5–Land в координатах станций за период 1966–2021 гг. помесячно; среднесезонные значения корреляции. В дополнение рассмотрена относительная ошибка линейных трендов температуры и осадков за 1966–2021 гг. реанализа ERA5–Land в ключевых точках. Расчёт относительной ошибки выполнен аналогично схеме, описанной выше. Линейные тренды определялись по уравнениям регрессии с оценкой статистической значимости 95% по критерию Стьюдента. Из-за ограничения количества метеостанций и их неравномерности визуализация полей относительной ошибки значений параметров, их трендов и коэффициентов корреляции была произведена с разрешением 5° × 5°.

2. Чтобы оценить климатические изменения, происходящие в исследуемых горных системах на фоне общих изменений с учетом рельефа местности, построены карты трендов температуры за год, летний период и осадков за год и холодный период (октябрь–апрель) по данным реанализа ERA5–Land за период 1966–2021 гг. Линейные тренды определялись по уравнениям регрессии рядов этих параметров с принятыми интервалами ошибок ±0.1°C для температуры и ±5 мм для осадков. В данной работе под “трендом” понимается скорость изменения температуры и осадков за 55 лет.

3. При помощи данных температуры и осадков ERA5–Land была предпринята попытка оценить ВГП ледниковых систем, используя построенные профили абляции и аккумуляции для выделенных районов. Районы выделялись по сходству высотных профилей летних температур воздуха и твёрдых осадков по данным метеостанций для нижних частей профилей и реанализа – для верхних.

Для расчёта высотных профилей абляции и аккумуляции по климатическим данным (станции и реанализ) указанные выше районы были разбиты на 19 подрайонов: Верхоянский хребет (южная часть), хребет Черского (центральная часть), хребет Черского (юго-запад), хребет Черского (юго-восток), хребет Черского (южная часть), горы Сунтар-Хаята (северный массив), горы Сунтар-Хаята (южный массив), хребет Орулган, горы Бырранга (Таймыр), Колымское нагорье, район Пенжинской губы, Колымское нагорье, район Гижигинской губы, Корякское нагорье (северная часть), Корякское нагорье (южная часть), Чукотское нагорье (северная часть), Чукотское нагорье (южная часть), Байкальский регион (север) и Байкальский регион (восточная часть). Пересечение этих профилей определяет значения ВГП ледников, как в случае реального существования ледников в настоящее время, так и в случае их отсутствия в силу фактора недостаточной высоты для климатических условий формирования ледников. Таким образом, получено значение ВГП частично условное, включающее значения высоты границы питания как реальных, так и “потенциальных” групп оледенения.

Таблица 1. Список метеостанций, использованных для верификации данных реанализа ERA5–Land по районам исследования

Станция	Широта, °	Долгота, °	Высота, м	Станция	Широта, °	Долгота, °	Высота, м
Верхоянский хребет				*Корякское нагорье*			
Кюсюр	70.7	127.4	40	Марково	64.7	170.4	33
Вилюйск	63.8	121.6	123	Каменское	62.4	166.1	8
Томпо	64	135.9	400	Хатырка	62	175.2	13
Чурапча	62	132.6	179	Корф	60.4	166	1
Тонгулах	61.9	124.6	205	Апука	60.4	169.6	5
Охотский перевоз	61.9	135.5	141	Верхнее Пенжино	64.2	164.2	326
Сегян-Кюёль	64	130.3	208	Беринговская	63	179.3	1
хребет Черского и горы Сунтар-Хаята				*горы Бырранга*			
Оймякон	63.3	143.2	726	Мыс Челюскин	77.7	104.3	15
Сусуман	62.8	148.2	649	Остров Диксон	73.5	80.3	47
Зырянка	65.7	150.9	43	Саскылах	72	114.1	19
Охотск	59.4	143.2	6	Джалинда	70.1	114	62
Чокурдах	70.6	147.9	53	Оленек	68.5	112.4	127
Сеймчан	62.9	152.4	207	Хатанга	72	102.5	32
Бухта Нагаева	59.5	150.7	116	*Чукотское нагорье*			
Верхоянск	67.6	133.4	136	Остров_Врангеля	70.98	178.5	2
Агаякан	63.1	141.9	777	О-в Айон	69.9	168	13
Среднекан	62.5	152.3	260	Мыс_Шмидта	68.9	–179.4	7
Иэма	65.3	135.8	675	Островное	68.1	164.2	94
Коркодон	64.7	153.9	99	Илирней	67.25	169	326
Омолон	65.2	160.5	260	Эмульвеем	66.4	173.3	74
Усть-Мома	66.5	143.2	196	Эгвекинот	66.3	–179.1	15
Усть-Нера	64.5	143.1	519	Анадырь	64.8	177.6	94
Колымское нагорье				Провидения	64.4	–173.2	11
Тайгонос	60.7	160.4	33	Уэлен	66.2	169.8	6
Ямск-Брохово	59.3	154	5	*Байкальский регион*			
Омсугчан	62.5	155. 8	521	Киренск	57.8	108.1	258
Лабазная	63.3	158.5	709	Орлинда	56.1	105.8	338
плато Путорана				Чара	56.9	118.4	711
Волочанка	71	94.5	37	Нижнеангарск	55.8	109.6	475
Дудинка	69.4	86.2	28	Калакан	55.1	116.8	613
Игарка	67.5	86.6	30	Жигалово	54.8	105.2	426
Агата	66.9	93.5	263	Баргуз заповедник	54.3	109.5	468
Туруханск	65.8	88	32				

Абляция для гор Сунтар-Хаята, хребтов Черского, Орулган и Корякского нагорья рассчитывалась по формуле М.М. Корейши, учитывающей характерную черту ледников северо-востока России – образование наложенного льда, который повторно тает осенью; формула выведена по наблюдениям ледников в горах Сунтар-Хаята:

$$A = 0.1(T_{\text{sum}} + 7)^3 \ (\text{г/см}^2)$$

При расчётах был принят во внимание скачок температуры при переходе на ледниковую поверхность, определённый по формуле Н.В. Давидович:

$$T_{\text{gl}} = 0.85T_{\text{nongl}} - 1.2,$$

где T_{gl}, T_{nongl} – значения температуры на ледниковой и неледниковой поверхностях соответственно. Аккумуляцию определяли введением коэф-

Таблица 2. Относительная ошибка (%) реанализа ERA5–Land по температуре и осадкам в сравнении со станционными данными в горных районах азиатской части России по сезонам в период 1966–2021 гг.

Район	Температура (*T*) / Осадки(*Pr*)				
	год	зима	весна	лето	осень
Хребет Орулган (Верхоянский)	–12/49	–7/20	–10/82	–2/57	–5/37
Хребет Сунтар-Хаята и Черский	–14/52	–8/15	–15/90	–2/60	–5/42
Горы Северного Байкала	–13/74	–5/63	–14/122	0/38	–8/71
Колымское нагорье	–10/69	8/52	–14/98	–3/61	–5/65
Корякское нагорье	–3/65	9/68	–3/80	–2/53	7/59
Горы Бырранга (Таймыр)	–6/59	1/41	2/83	–2/59	–1/53
Чукотское нагорье	–3/59	8/47	–10/80	3/54	12/56

фициента концентрации снега (K_{sn}) к значениям твёрдых осадков, который зависит от преобладающего типа ледников в группе. Подробно методика была описана в работах (Ananicheva et al., 2010, 2020) и дополнялась в других статьях. Для остальных районов абляция рассчитывалась по формуле Кренке–Ходакова:

$$A = 1.33\left(9.66 + T_{\text{sum}}\right)^{2.85},$$

где A – абляция в мм, T_{sum} – приледная температура воздуха летом.

В работе (Ананичева, Кренке, 2005) рассчитаны аналогичные профили для периода 1931–1960 гг. и получены значения ВГП для ледниковых систем гор Сунтар-Хаята, хребтов Черского и Орулган, поэтому мы сравнили наши значения ВГП за 1966–2021 гг. со значениями до 1931–1960 гг. и получили подъём ВГП за прошедший с тех пор период времени. Для остальных районов подъём ВГП подсчитывался в сравнении с соответствующими средними значениями фирновой линии, приведенными в каталогах, в основном это величины начала 1960-х годов, поэтому сравнение достаточно корректно. Точек для построения детального поля ВГП мало, поэтому пространственная картина представлена в разделе “Результаты” и имеет самый общий характер (нижние точки высотных зависимостей T_{sum} брались из данных ближайших метеостанций, а для расчета высотных значений использовались данные реанализа ERA5–Land).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Оценка относительной погрешности реанализа ERA5–Land. Колебание относительной ошибки значений температуры воздуха и осадков реанализа ERA5–Land по сезонам и в целом за год по исследуемым районам представлено на рис. 2, *а–б* и в табл. 2. Максимальные ошибки среднегодовой температуры (–12%) сосредоточены во внутренних горных районах и захватывают Верхоянский хребет, хребет Черского и горы Сунтар-Хаята (см. рис. 2, *а*). В среднем за год реанализ занижает значения температуры в горных районах за счёт весенних и осенних значений. Максимальная относительная ошибка наблюдается в весенние и осенние переходные периоды в пределах 15%. Зимой и летом ошибки минимальны, зимой не более 9% как в положительную, так и в отрицательную сторону, а в летний период от –1 до –2%. Таким образом, можно сказать, что ERA5–Land достаточно хорошо воспроизводит температуру воздуха в горных районах.

В то же время ERA5–Land неудовлетворительно фиксируют суммарные осадки в горных районах – вызывает завышение во всех сезонах. Относительная ошибка зимой составляет от 15 до 70% в зависимости от района (см. рис. 2, *б*; табл. 2). Минимальная ошибка годовой суммы осадков приходится на внутренние горные системы (менее 50%), где выпадает малое количество осадков (600 мм в год и менее).

Чтобы дать представление об общей изменчивости метеопараметров, в частности, осадков, и её воспроизведении реанализом, на рис. 3 показан многолетний ход годовых сумм осадков данных наблюдений и по реанализу ERA5–Land в координатах станций в случаях наименьших и наибольших ошибок самих значений и коэффициентов корреляции. На станции Баргузинский заповедник (Байкальский район) стандартная ошибка годовых осадков в данных ERA5–Land максимальна и превышает 70% при коэффициенте корреляции 0.68 и занижении тренда на 13%. На станции Сегян-Кюель (Верхоянский хребет) ошибка в значениях сумм осадков в данных ERA5–Land составляет 48% при коэффициенте корреляции 0.82 и занижении тренда на –13%.

В целом распределение относительной ошибки сумм осадков за холодный период соответствует годовому распределению. Весной относительная ошибка максимальна и может превышать 100%. Летом значения завышаются на 40–60%, а

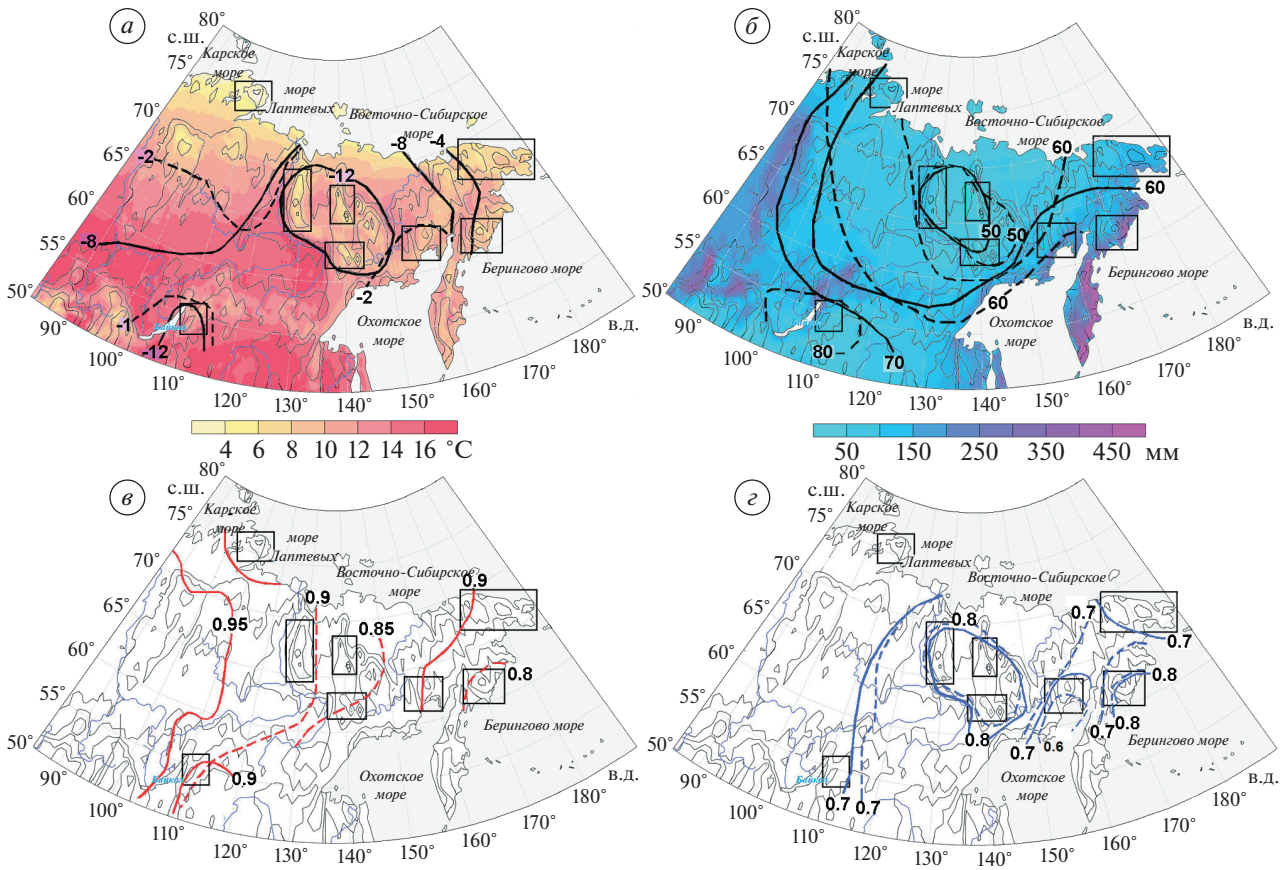


Рис. 2. Сравнение данных реанализа ERA5–Land и станционных наблюдений за период 1966–2021 гг.: (*а*) средние значения летней температуры (цветная заливка) и относительная ошибка данных температуры ERA5–Land (%) за год (сплошная линия), за лето (пунктир); (*б*) средние значения сумм осадков холодного периода (цветная заливка) и относительная ошибка данных по осадкам ERA5–Land (%) за год (сплошная линия), за лето (пунктир); (*в*) коэффициенты корреляции между данными наблюдений и ERA5–Land температуры за год (сплошная линия) за лето (пунктир); (*г*) коэффициенты корреляции между данными наблюдений и ERA5–Land и осадками за год (сплошная линия) за холодный период (пунктир). Серыми изолиниями показан рельеф, прямоугольниками – исследуемые горные районы.

Fig. 2. Comparison of ERA5–Land reanalysis data and weather stations data for the period 1966–2021: (*a*) Mean summer temperature (color fill) and relative error of ERA5–Land data, %, for the year (solid line), for the summer (dotted line); (*б*) mean precipitation for the cold period (color fill) and relative error of ERA5–Land data, %, for the year (solid line); for the summer (dashed line); (*в*) correlation coefficients between weather stations data and ERA5-Land, % and temperature, per year (solid line), per summer (dashed line); (*г*) correlation coefficients between weather stations data and ERA5-Land, % and precipitation, per year (solid line), per cold period (dashed line). Gray isolines show the topography, rectangles show the areas under study.

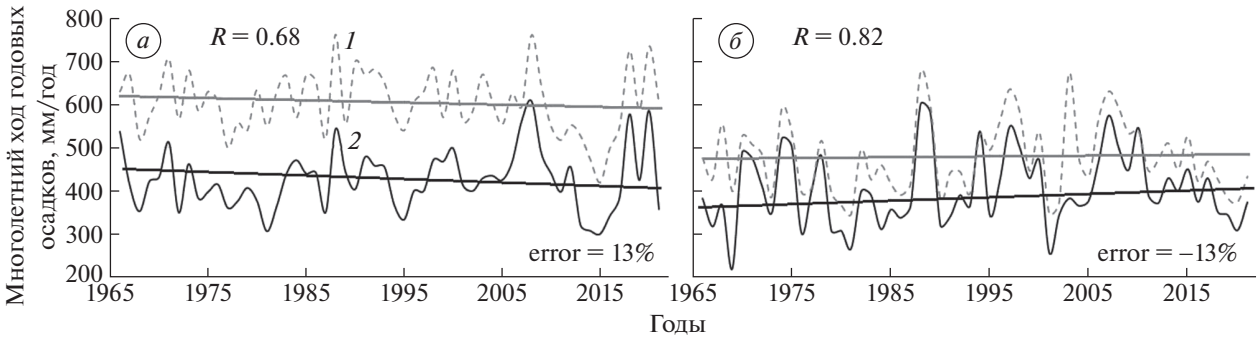


Рис. 3. Воспроизведение данных осадков реанализом ERA5–Land в координатах метеостанций с трендами и коэффициентом корреляции – Баргузинский заповедник (Байкальский регион) (*а*); Сегян-Кюёль (Верхоянский хребет) (*б*): *1* – данные метеостанции; *2* – данные ERA5-Land; *R* – коэффициент корреляции; *error* – ошибка тренда.

Fig. 3. Reproduction of precipitation data by ERA5–Land reanalysis in weather station coordinates with trends and a correlation coefficient – Barguzin Reserve (Baikal Region) (*a*); Segyan-Kyuel (Verkhoyansk Range) (*б*): *1* – weather station data; *2* – ERA5–Land data; *R* – correlation coefficient; *error* – trend error.

Таблица 3. Корреляция температуры и осадков реанализа ERA5–Land со станционными данными в горных районах азиатской части России по сезонам в период 1966–2021 гг.

Район	Температура (*T*)/Осадки(*Pr*)				
	год	зима	весна	лето	осень
Хребет Орулган (Верхоянский)	0.92/0.79	0.88/0.81	0.93/0.82	0.94/0.7	0.93/0.82
Хребет Сунтар-Хаята и Черский	0.89/0.8	0.87/0.85	0.92/0.79	0.88/0.77	0.92/0.81
Горы Северного Байкала	0.91/0.65	0.91/0.56	0.94/0.7	0.9/0.67	0.91/0.68
Колымское нагорье	0.8/0.57	0.81/0.48	0.82/0.46	0.8/0.69	0.82/0.63
Корякское нагорье	0.91/0.8	0.89/0.8	0.94/0.75	0.87/0.77	0.92/0.86
Горы Бырранга (Таймыр)	0.88/0.65	0.84/0.64	0.85/0.67	0.91/0.64	0.9/0.66
Чукотское нагорье	0.86/0.68	0.86/0.68	0.88/0.67	0.82/0.65	0.88/0.71

Таблица 4. Относительная ошибка трендов (%) температуры и осадков реанализа ERA5–Land в сравнении с наблюдаемым трендом в горных районах азиатской части России по сезонам в период 1966–2021 гг.

Район	Температура (*T*) / Осадки(*Pr*)				
	год	зима	весна	лето	осень
Хребет Орулган (Верхоянский)	–11/–15	–16/–14	–14/–29	–3/–4	–11/–13
Хребет Сунтар-Хаята и Черский	–8/–14	–12/–14	–14/–12	–2/–18	–3/–12
Горы Северного Байкала	1/–13	–1/–15	–17/–25	2/2	19/–13
Колымское нагорье	–1/19	–11/24	0/–5	–2/27	11/29
Корякское нагорье	6/–2	1/17	–3/–14	8/–9	16/0
Горы Бырранга (Таймыр)	–1/–5	–1/–11	–9/23	6/–25	1/–6
Чукотское нагорье	0/–23	–6/–25	–9/–11	12/–43	3/–11

осенью на 40–70%. Существенные расхождения с данными наблюдений исключают возможность использования реанализа ERA5–Land для оценки величин осадков.

Корреляция между значениями температуры реанализа ERA5–Land и данными наблюдений высокая (0.8–0.95) во всех горных районах вне зависимости от сезона года (табл. 3). Коэффициент корреляции для температуры немного ниже в восточных районах (см. рис. 2, *в*). Связь между суммарными осадками по двум базам данных колеблется в среднем от 0.6 до 0.8. В местах с небольшим количеством осадков (внутренние горные системы) она выше, а при увеличении сумм осадков к востоку коэффициент корреляции снижается (см. рис. 2, *г*). В результате в горных районах азиатской части России колебания температуры и осадков хорошо синхронизированы в реанализе ERA5–Land с данными наблюдений.

Относительная ошибка трендов температуры около 10% и колеблется как в положительную, так и в отрицательную сторону в зависимости от района (табл. 4). Для трендов годовой температуры характерно их завышение для горных районов Корякского нагорья и Байкальского региона, и занижение значений во внутренних районах (хребты Верхоянский и Черского, горы Сунтар-Хаята) и на Колымском нагорье (рис. 4, *а–б*). В летний период тренд температуры завышен с максимумом на 10% во внутренних горных районах (см. рис. 4, *б*).

Тренды осадков занижены во все сезоны реанализом ERA5–Land во внутренних горных районах (хребты Верхоянский, Черского и Сунтар-Хаята) и в районе северо-востока Байкальского региона до –15%. Максимальная ошибка годового тренда около –23% отмечена на Чукотке (см. рис. 3, *в*; табл. 4). Тренды годовых осадков завышены на Колымском нагорье на 10%. Ошибка трендов осадков холодного периода в целом немного ниже, но сильно зависит от сезона.

Таким образом, после рассмотрения относительной ошибки значений, трендов и корреляции данных реанализа ERA5–Land с данными наблюдений видно, что данные по температуре хорошо согласуются в значениях температуры и их трендах. Использование суммарных осадков реанализа ERA5–Land удовлетворительно только для оценки их динамики и трендов.

Тренды климатических параметров в горных районах азиатской части России. В работах, посвященных трендам климатических параметров

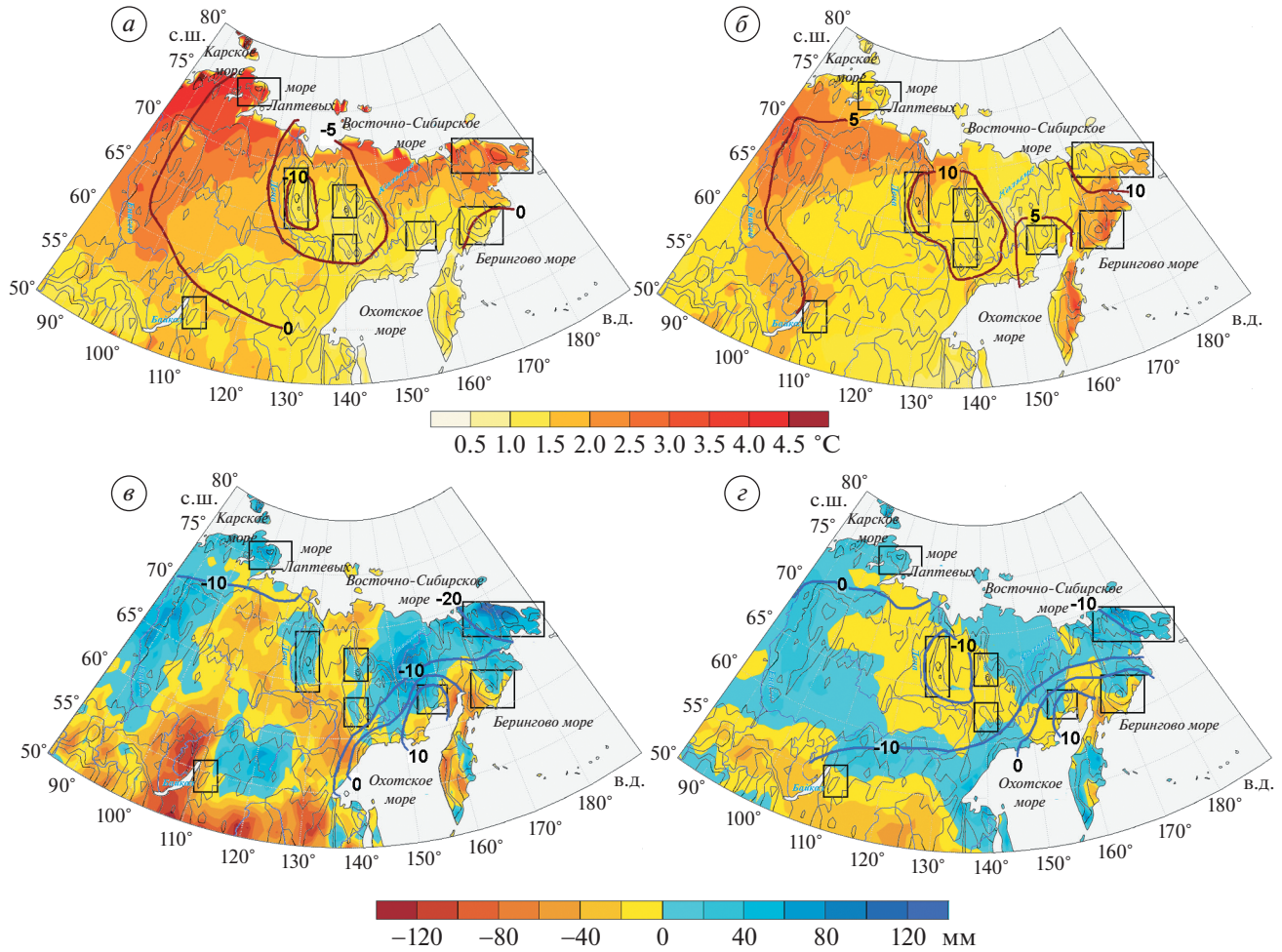


Рис. 4. Тренды параметров (цветная заливка) за 55 лет (1966–2021 гг.): (*а*) температура за год, °C; (*б*) температура за летний период, °C; (*в*) осадки за год, мм; (*г*) осадки за холодный период, мм. Изолиниями обозначена ошибка тренда (%) по данным реанализа ERA5–Land относительно станционных наблюдений. Серыми изолиниями показан рельеф, прямоугольниками – исследуемые горные районы.

Fig. 4. Trends of characteristics (color fill) for 55 years (1966–2021): (*a*) annual temperature, °C; (*б*) temperature for the summer period, °C; (*в*) annual precipitation, mm; (*г*) precipitation for the cold period, mm. The isolines indicate the trend error (%) according to the ERA5–Land reanalysis relative to weather station data. Gray isolines show the topography, rectangles show the areas under study.

на территории Азиатской части России, отмечается, что температура воздуха заметно повысилась в 2001–2019 гг. в северной половине азиатской территории по сравнению с 1966–2000 гг. В целом в Восточной Сибири за 1976–2020 гг. линейный тренд температуры приземного воздуха значимо положителен и составляет 0.6°C за 10 лет. На территории Восточной Сибири преобладает увеличение осадков в южных и восточных районах, с максимальными трендами в переходные сезоны (Переведенцев и др..., 2021; Третий..., 2022).

По данным ERA5–Land тренды температуры положительны повсеместно как в среднем за год, так и в летний период (см. рис. 4, *а–б*). Наибольшие тренды средней годовой температуры характерны для самых северных горных районов – Таймыра и Чукотки (до 4°C за 55 лет). За положительный годовой тренд в большей мере ответственны повышения температуры весной и осенью, что отмечено в (Третий..., 2022). Летние тренды температуры по ERA5–Land ниже и составляют +1...+2°C за 55 лет, при этом ошибка может составлять 6–12%. Наименьшие значения годового тренда от +0.5 до +1.5°C за 55 лет приходятся на береговые горные районы – Корякское и Колымское нагорье, находящиеся в умеренных широтах под влиянием морей Тихого океана, что согласуется с ранее полученными результатами (Сточкуте, Василевская, 2018). Во внутренних горных районах (хребет Верхоянский, хребет Черского, горы Сунтар-Хаята) рост температуры

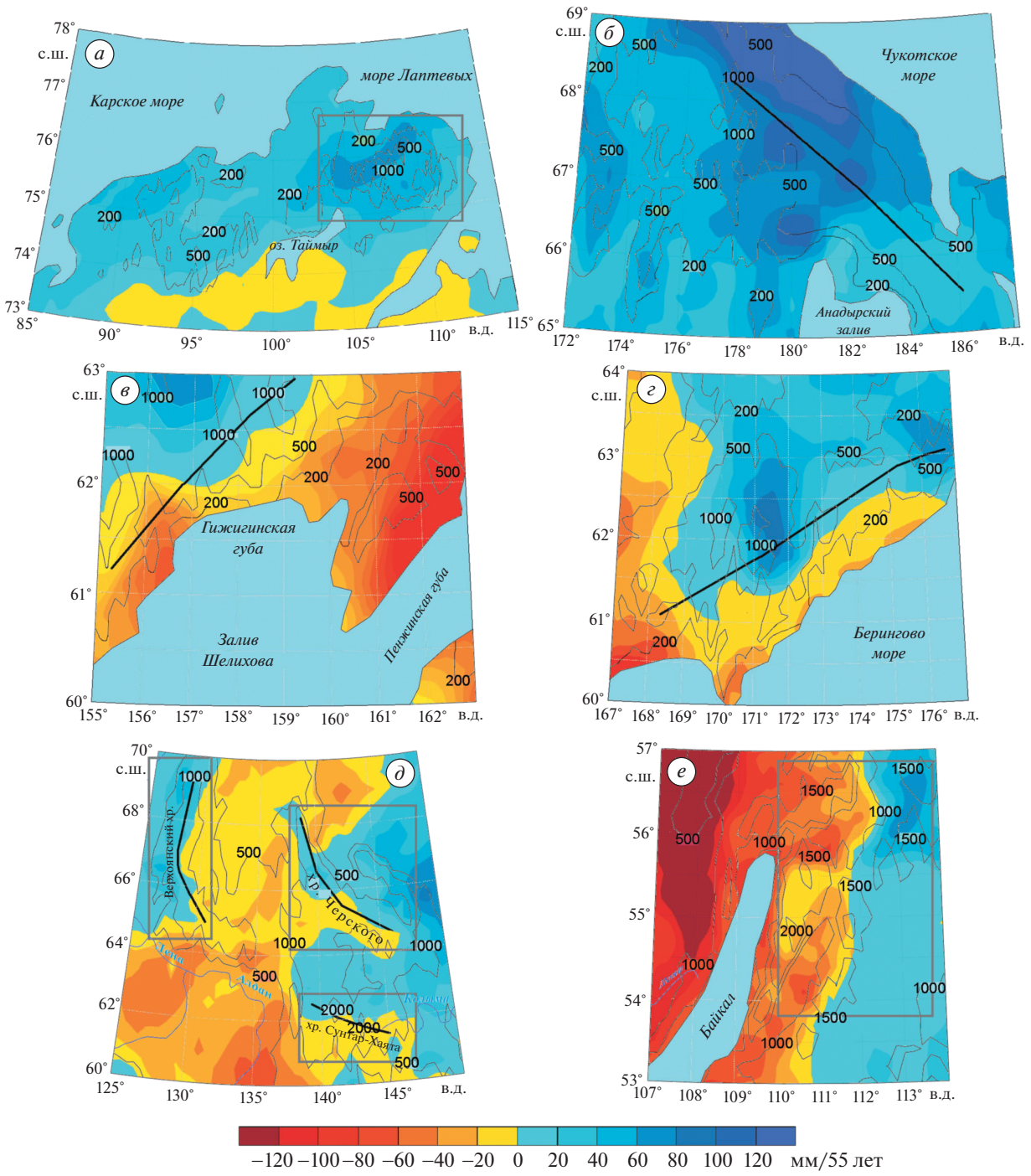


Рис. 5. Тренды годовых сумм осадков за 55 лет (1966–2021 гг.) в исследуемых горных районах (цветная заливка), мм: (*а*) горы Бырранга; (*б*) Чукотское нагорье; (*в*) Колымское нагорье; (*г*) Корякское нагорье; (*д*) хребеты Верхоянский, Черского и Сунтар-Хаята, (*е*) Байкальский регион. Серыми изолиниями показан рельеф, линиями схематично обозначены горные хребты.

Fig. 5. Annual precipitation trends for 55 years (1966–2021) in the studied mountain regions (color fill), mm: (*a*) Byrranga Mountains; (*б*) Chukotka Highlands; (*в*) Kolyma Highlands; (*г*) Koryak Highlands; (*д*) Ridges Verkhoyansky, Chersky and Suntar-Khayata, (*е*) Baikal region. The gray isolines show the topography, the lines schematically indicate the mountain ranges.

в основном происходит в летний период – до +2.5°C за 55 лет. Среднегодовой тренд составляет около +1.5–1.7°C за 55 лет, с учётом его занижения в данных ERA5–Land до 10%. В северо-восточном Байкальском горном регионе положительные тренды температуры в целом за год и в летний период достигают 2.5°C за 55 лет (ошибка тренда минимальна).

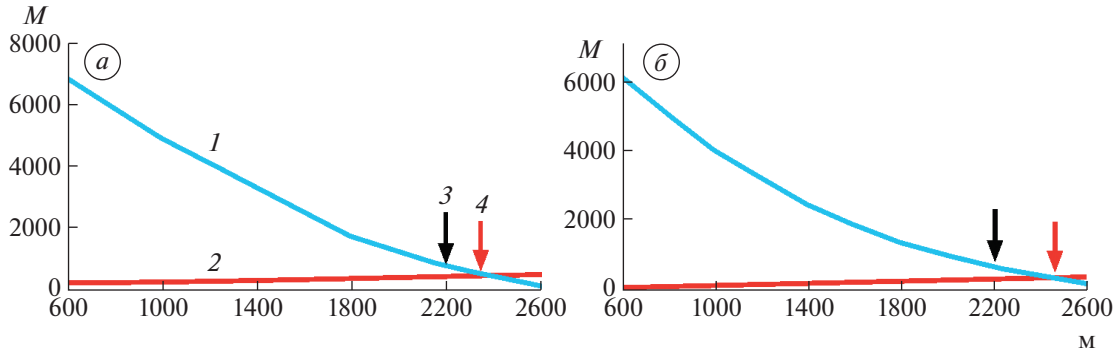


Рис. 6. Примеры профилей абляции и аккумуляции для района ледников Верхоянского хребта (*а*) и южной части хребта Черского (*б*): *1* – абляция, мм; *2* – аккумуляция, мм; *3* – ВГП за 1931–1960 гг.; *4* – ВГП расчётная за 1966–2021 гг.

Fig. 6. Examples of ablation and accumulation profiles for glacier areas of Verkhoyansk Range (*a*) and the southern part of Chersky Range (*б*): *1* – ablation (in mm); *2* – accumulation (in mm); *3* – ELA for 1931–1960; *4* – estimated ELA for 1966–2021.

Тренды осадков – как годовых, так и холодного периода – неоднородны в рассматриваемых горных системах. Поэтому рассмотрим изменения осадков более подробно (рис. 5, *а–е*).

Карты трендов, исходя из ERA5-Land, в целом подтверждают общую тенденцию, полученную в результате анализа данных наблюдений (Демченко, Семенов, 2017; Титкова и др., 2018; Бардин и др., 2020; Переведенцев и др., 2021; Третий..., 2022), но отражают особенности, связанные с ориентацией склонов горных систем. Максимальные положительные тренды сумм годовых осадков характерны для гор арктической зоны Таймыра и Чукотки (см. рис. 4, *в–г*; рис. 5, *а–б*). Увеличение сумм осадков в северных районах происходит в основном за счёт холодного периода. Анализ данных станционных наблюдений за 1966–2021 гг. указывает на рост осадков в этом регионе весной и осенью (Третий..., 2022). В горах Бырранга тренд годовых осадков составил около +80 мм за 55 лет, что дает около 20% от средней годовой суммы 1966–2021 гг., при ошибке годовых трендов реанализа в этом районе не более 5%. В холодный период тренд осадков доходит до 50 мм за 55 лет (около 18% от среднего). В Чукотском нагорье тренд годовых осадков составляет +100 мм за 55 лет (25% от средних значений) и холодного периода + 60 мм за 55 лет (24% от среднего). Ошибка тренда осадков по ERA5–Land при этом за год доходит до –23% (см. табл. 4), а в холодный период до –16%. Такая оценка показывает, что тренды осадков в Чукотском нагорье могут быть выше полученных.

Увеличение осадков – как годовых, до 60–80 мм за 55 лет (14% от среднего), так и холодного периода, до 40 мм за 55 лет (20% от среднего), – наблюдается на северных склонах Корякского и Колымского нагорий. На южных склонах, где выпадает большее количество осадков (см. рис. 2, *б*), отмечается отрицательный тренд осадков, как за год, так и в холодный период, 40 мм за 55 лет, что составляет от среднего около 5 и 10% соответственно. Ошибки трендов в этих районах разнятся от сезона к сезону (зимой занижены, весной увеличены), что позволяет считать указанные тренды правдоподобными из-за некоторой компенсации в оценках трендов по сезонам по ERA5–Land.

Для внутренних горных районов характерны небольшие суммы годовых осадков, не превышающие 600 мм. В районе Верхоянского хребта на западных склонах количество осадков выше, чем на восточных, здесь отмечен положительный тренд осадков за год до 60 мм за 55 лет (12% от среднего). На восточных склонах при меньшем количестве осадков (до 400 мм/год) отмечается отрицательный тренд до 20–40 мм за 55 лет (8% от среднего). В холодный период тренд осадков отрицательный до 20 мм за 55 лет (не более 10%). Восточнее (хребты Черского и Сунтар-Хаята) положительные тренды осадков за год и холодный период больше просматриваются для восточных склонов до 40 мм за 55 лет (10–12%) и отрицательные для западных 20–40 мм за 55 лет (5–8% от среднего). При занижении трендов осадков по ERA5–Land во внутренних горных районах до –15% эти показатели могут приводить к недооценкам трендов осадков.

В районе северо-востока Байкальского региона годовая сумма осадков доходит до 800 мм. Рост осадков на восточных склонах, 100 мм за 55 лет (12% от среднего), совпадает с их сокращением на западных склонах до 80 мм за 55 лет (8% от среднего), как в целом за год, так и в холодный период.

Изменения высоты границы питания ледниковых систем на фоне изменения климата. На рис. 6 представлены примеры расчёта профилей абляции и аккумуляции для хребта Орулган (*а*) и южной части хребта Черского (*б*), где производился расчёт изменений ВГП по данным ближайшей

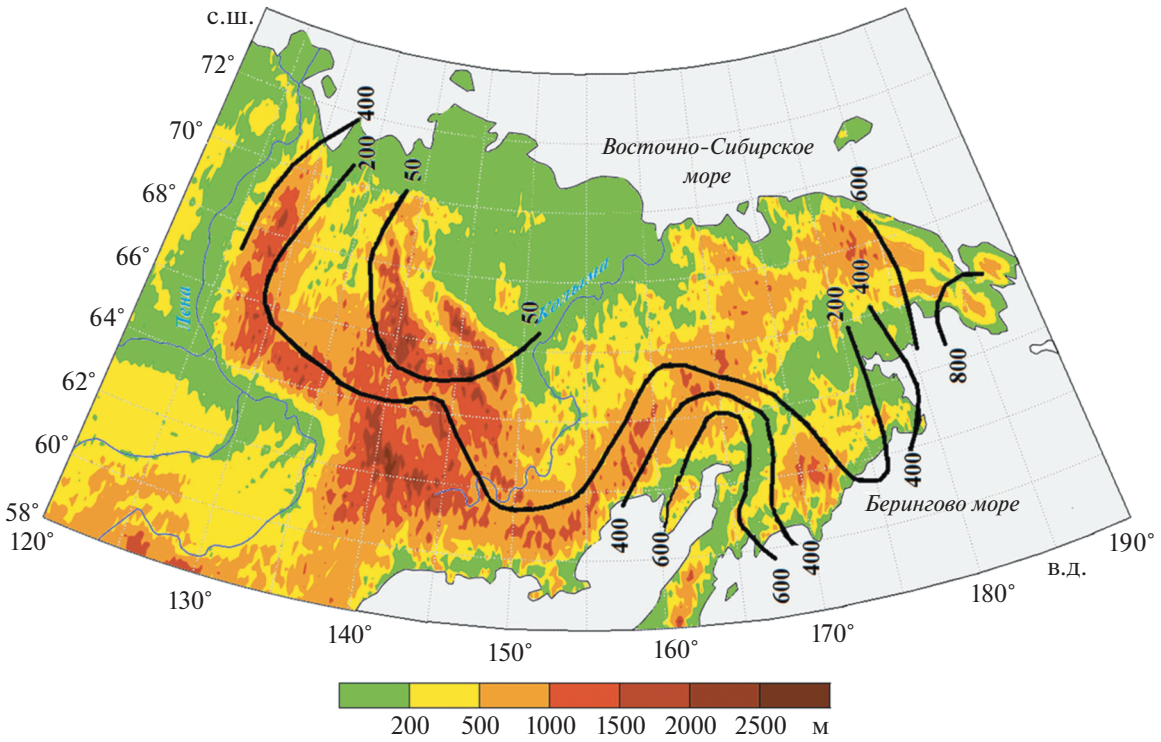


Рис. 7. Подъём высоты границы питания ВГП, м за период 1966–2021 гг. по сравнению с 1930–1960 гг.
Fig. 7. Equilibrium line altitude (ELA) rise (in meters) for the period of 1966–2021 in comparison with the period of 1930–1960.

метеостанции и реанализа ERA5–Land. На рисунке видно, что ВГП в районе хребта Орулган сместилась выше на 200 м, а в южной части хребта Черского на 250 м.

Рассмотрены изменения ВГП за период 1966–2021 гг. по сравнению с предыдущим 30-летием (рис. 7). Оценка ВГП гляциологических систем на северо-востоке Сибири в 1931–1960 гг. представлена в работах (Ананичева, Кренке, 2005; Ананичева, 2018). Подъём высоты ВГП наблюдается во внутриконтинентальных и прибрежных горных системах. Наибольший подъём характерен для западных склонов Верхоянского хребта (до 400 м), восточных склонов Чукотки (до 800 м) и Колымского нагорья (до 600 м). Минимальное повышение ВГП наблюдается на восточном склоне хребта Черского (50 м).

Подъём ВГП приурочен к областям с высокими температурными трендами (см. рис. 4). Высокий подъем ВГП не всегда соответствует областям отрицательных трендов твёрдых осадков. По-видимому, в этих случаях превалирует температурный фактор, что характерно для Корякского нагорья и района между Корякией и Чукоткой.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Оценка погрешности реанализа ERA5–Land различается в зависимости от района исследования как для температуры, так и для осадков. В горных районах азиатской части России реанализ ERA5–Land с высокой точностью описывает температурный режим с минимальной относительной ошибкой, что также отмечается во всех работах, посвященных данной тематике. По нашим результатам, максимальные ошибки трендов среднегодовой и летней температуры сосредоточены во внутренних горных районах, где количество метеостанций ограничено.

В работе (Григорьев и др., 2022) отмечено, что в среднем по территории России ERA5–Land завышает количество осадков от 14% летом до 37% весной, а зимой ошибка близка к нулю. Суммы осадков завышены до 70% за год и выше в весенний сезон. Это особенно заметно в районах, для которых характерны высокие суммы годовых осадков, как, например, на северо-востоке Байкала. Осадки менее завышены в регионах с минимальной годовой суммой (хребты Верхоянский, Черского и Сунтар-Хаята). При этом синхронность изменений сумм осадков достаточно хорошо выражена. Такие результаты соответствуют выводам, полученным в работе (Kim, Lee, 2022). Таким образом, анализ трендов суммарных осадков должен учитывать ошибки в разные сезоны года во всех рассматриваемых горных системах, принимая во внимание, что в переходные сезоны относительная ошибка трендов осадков доходит

до 30%. Оценка относительной ошибки годовых трендов осадков показывает, что они занижены на Чукотке до 23%, во внутренних горных районах (хребты Верхоянский, Черского и Сунтар-Хаята) до 15%, в районе северо-востока Байкальского региона до 13% и завышены на Колымском нагорье. В горах Бырранга и Корякском нагорье ошибка трендов сумм осадков минимальна.

Положительные температурные тренды разной интенсивности наблюдаются во всех горных районах азиатской части России в среднем за год и в летний период, что неоднократно подтверждено в других исследованиях, собранных в (Третий..., 2022). Максимальное увеличение годовой температуры отмечается в горных системах Арктической зоны России (Таймыр и Чукотка) до +4°С за 55 лет. в основном за счёт повышения температуры в переходные сезоны. Здесь скорее всего сказывается "усиление Арктики" (Латонин и др., 2020). Минимальные положительные тренды среднегодовой температуры характерны для восточных береговых горных районов умеренных широт от +0.5 до +1.5°С за 55 лет. (Корякское и Колымское нагорья) при максимальных летних трендах от +2.5 до +4°С за 55 лет. Также тренды летних температур максимальны во внутриконтинентальных горных районах (хребты Верхоянский и Черского, горы Сунтар-Хаята, северо-восточный Байкальский регион) до +2.5°С за 55 лет и минимальны в целом за год +1.5°С за 55 лет. В Байкальском регионе тренды температуры в целом за год и в летний период достигают +2.5°С за 55 лет. Можно сделать вывод, что ошибки воспроизведения температуры реанализом невелики, и он приемлем для оценок температур.

Увеличение сумм осадков в арктических районах происходит в основном за счёт холодного периода. Рассмотрение трендов осадков на мезомасштабном уровне показало, что максимальный положительный тренд годовых осадков характерен для гор арктической зоны. Для гор Бырранга это около 100 мм за 55 лет (20% от среднего) при минимальной ошибке трендов, а для Чукотского нагорья уже 130 мм за 55 лет (25% от среднего за 1966–202 гг.), и тренды осадков здесь занижены. Для Корякского и Колымского нагорий отмечены рост осадков на северных склонах до 60–80 мм за 55 лет и падение на южных до 40 мм за 55 лет. В горных системах внутренних и прибрежных районов тренды осадков зависят от ориентации склонов, что связано с направлением преобладающего переноса воздушных масс: за 1966–2021 гг. рост осадков отмечен на восточных склонах на 10–12% от среднего и падение на западных 5–8% от среднего в районах хребтов Черского и Сунтар-Хаята, северо-востока Байкальского региона. И наоборот, рост осадков на западных склонах до 60 мм за 55 лет (12% от среднего) и падение на восточных до 20–40 мм за 55 лет (8% от среднего) характерны для хребта Верхоянский. Ошибка тренда в этих районах (хребты Верхоянский, Черского и Сунтар-Хаята; Байкальский регион) достаточно велика, поэтому делать оценки осадков по реанализу для этих регионов следует с выверенной оценкой точности.

За период 1966–2021 гг. выявлено увеличение высоты границы питания в горных районах севера России от 50 до 800 м. Эти оценки соответствуют выводам, полученным (Галанин и др., 2013; Khromova et al., 2019). По нашим выводам, наибольший подъем ВГП в период 1966–2021 гг. произошел на западных склонах Верхоянского хребта и восточных склонах Чукотки и Колымского нагорий. Значения подъёма ВГП совпадают с областями высоких температурных трендов. Высокий подъем ВГП не всегда соответствует областям трендов твердых осадков, что говорит о превалирующем влиянии трендов положительных температур в изменении ВГП ледниковых систем.

Для определения изменения гляциологических характеристик в горах реанализ ERA5–Land может возмещать недостающие данные – в первую очередь температур, но и с оценкой точности осадков – на бóльших высотах, чем данные имеющихся метеостанций

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы Государственного задания Института географии РАН АААА-А19-119022190173-2 (FMGE-2019-0009), а также АААА-А19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004).

Acknowledgments. The paper includes the results obtained withing the framework of the research project АААА-А19-119022190173-2 (FMGE-2019-0009) of the Research Plan of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, as well as АААА-А19-119022190172-5 (FMGE–2019–0004).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ананичева М.Д., Кренке А.Н. Эволюция высот климатической снеговой линии и границы питания ледников на северо-востоке Сибири в XX веке // МГИ. 2005. Вып. 98. С. 225–232.

Ананичева М.Д., Кренке А.Н. Эволюция полей гляциологических характеристик ледниковых систем северо-востока Сибири // В сб.: Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 3. Ч. 2. Природные процессы в полярных областях Земли. / Отв. ред. В.М. Котляков. М.: ИГ РАН, ИФЗ РАН, 2008. С. 125–133.

Ананичева М.Д. Изменения высоты границы питания ледниковых систем на северо-востоке Сибири в 20-м и начале 21-го веков // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 6. С. 55–63. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-6(55-63)

Ананичева М.Д., Пакин Г.Ю., Энтин А.Л. Исследования Верхнеангарской группы ледников // Лёд и Снег. 2019. № 59 (3). С. 423–432. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-415

Ananicheva M.D., Krenke A.N., Barry R.G. The Northeast Asia mountain glaciers in the near future by AOGCM scenarios // The Cryosphere. 2010. № 4. P. 435–445.

Ananicheva M., Kononov Y., Belozerov E. Contemporary state of glaciers in Chukotka and Kolyma highlands // Bulletin of geography (Physical Geography Series). Nicolaus Copernicus University (NCU), Toruń, Poland. 2020. V. 19. P. 5–18.

Бардин М.Ю., Ранькова Э.Я., Платова Т.В., Самохина О.Ф., Корнева И.А. Современные изменения приземного климата по результатам регулярного мониторинга // Метеорология и гидрология. 2020. № 5. С. 29–46.

Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коршунова Н.Н., Швец Н.В. Описание массива данных месячных сумм осадков на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2015620394 // Электронный ресурс http://meteo.ru/data/158-total-precipitation#описание-массива-данных. Дата обращения: 25.11.2022.

Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швец Н.В. Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 201462 // Электронный ресурс http://meteo.ru/data/156-temperature#описание-массива-данных. Дата обращения: 25.11.2022.

Галанин А.А., Лыткин В.М., Федоров А.Н., Кадота Т. Сокращение ледников гор Сунтар-Хаята и методические аспекты его оценки // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 4. С. 30–42.

Григорьев В.Ю., Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Степаненко В.М. Пространственно-временная изменчивость ошибки воспроизведения осадков реанализом ERA5 на территории России // Известия РАН. Серия географическая. 2022. Т. 86. № 3. С. 435–446. https://doi.org/10.31857/S2587556622030062

Демченко П.Ф., Семенов В.А. Оценка неопределенности климатических трендов приповерхностной температуры, связанной с внутренней динамикой атмосферы // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 3. С. 339–342. https://doi.org/10.7868/S0869565217270202

Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат. 1982. 488 с.

Латонин М.М., Башмачников И.Л., Бобылев Л.П. Явление арктического усиления и его движущие механизмы // Фундаментальная и прикладная геофизика. 2020. Т. 13. № 3. С. 3–24. https://doi.org/10.7868/S2073667320030016

Муравьёв А.Я. Изменение размеров ледников Кроноцкого полуострова и массива Алней-Чашаконджа на Камчатке во второй половине XX–начале XXI в. // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 2. С. 22–28.

Муравьёв А.Я., Носенко Г.А. Изменения оледенения северной части Срединного хребта на Камчатке во второй половине XX в. // Лёд и Снег. 2013 Т. 53. № 2. С. 5–11.

Переведенцев Ю.П., Шерстюков Б.Г., Шанталинский К.М., Мирсаева Н.А., Аухадеев Т.Р., Мягков М.А., Парубова Е.М. Изменения температуры воздуха и атмосферных осадков на территории России в XX–XXI веках // Материалы Междунар. конф., посвящ. памяти Нины Константиновны Кононовой. Иркутск, 2021. С. 292–298. https://doi.org/10.26516/978-5-9624-1956-5.2021.1-381

Сточкуте Ю.В., Василевская Л.Н. Зависимость температурно-влажностного режима от региональных атмосферных процессов // Спутник. Естеств. и технич. науки. 2018. № 1. С. 98–101.

Титкова Т.Б., Виноградова В.В. Сроки залегания снежного покрова на территории России в начале XXI века по спутниковым данным // Лёд и Снег. 2017. № 1. С. 25–33. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-25-33

Титкова Т.Б., Черенкова Е.А., Семенов В.А. Региональные особенности изменения зимних экстремальных температур и осадков на территории России в 1970–2015 гг. // Лёд и Снег. 2018. № 4. С. 486–497. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-486-497

Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Под ред. В.М. Катцова. СПб.: Наукоемкие технологии, 2022. 676 с.

Copernicus Publications // Электронный ресурс. URL: https://publications.copernicus.org Дата обращения: 11.08.2022.

Gurney S.D., Popovnin V.V., Shahgedanova M., Stokes C.R. A Glacier Inventory for the Buordakh Massif, Cherskiy Range, Northeast Siberia, and Evidence for Recent Glacier Recession // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2008. № 1. P. 81–88.

Haeberli W., Zemp M. Mountain glaciers: on thin ice. Mountains and climate change: from understanding to action // Bern, 2009. P. 22–29.

Khromova T., Nosenko G., Nikitin S., Muraviev A., Popova V., Chernova L., Kidyaeva V. Changes in the mountain glaciers of continental Russia during the twentieth to twenty-first centuries // Regional Environmental Change. 2019. V. 19. P. 1229–1247.

Kim M., Lee E. Validation and Comparison of Climate Reanalysis Data in the East Asian Monsoon Region // Atmosphere. V. 2022. № 13. P. 1589. https://doi.org/10.3390/atmos13101589

Muñoz-Sabater J., Dutra E., Agustí-Panareda A., Albergel C., Arduini G., Balsamo G., Boussetta S., Choulga M., Harrigan S., Hersbach H., Martens B., Miralles D., Piles M., Rodríguez-Fernández J., Zsoter E., Buontempo C., Thépaut J. ERA5-Land: a state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications // Earth Syst. Sci. Data. 2021. № 13. P. 4349–4383. https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-202

Special Report IPCC on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate "High Mountain Areas". The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2019.

Yamada T., Takahashi Sh., Shiraiwa T., Fudjii Y., Kononov Yu.M., Ananicheva M.D., Koreisha M.M., Muraviev Ya.D., Samborsky T.V. Reconnaissance of the 31 Glacier in the Suntar-Khayata Range, Sakha Republic, Russian Federation // Japanese Society of Snow and Ice. *Bulletin of Glaciologic Research*. 2002. № 19. P. 101–106.

Kononov Y.M., Ananicheva M.D., Willis I.C. The millennium dynamics of Polar Ural glaciers by high resolution reconstruction of glacier mass balance // *Annals of Glaciology*. 2005. № 42. P. 163–171.

Citation: Titkova T.B., Ananicheva M.D. Using ERA5–Land reanalysis and data from weather stations in the mountainous regions of Russia to assess changes in glacial systems of Eastern Siberia and the Far East. Led i Sneg. Ice and Snow. 2023, 63 (2): 199–213. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423020163

Using ERA5–Land Reanalysis and Data from Weather Stations in the Mountainous Regions of Russia to Assess Changes in the Glacial Systems of Eastern Siberia and the Far East

T. B. Titkova[a,#] and M. D. Ananicheva[a]

[a] *Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: titkova@igras.ru*

This work involving the study of changes in the glacier equilibrium line altitude (ELA) is a continuance of the glaciological parameters of mountain systems investigation. The article explores the possibility of using new generation climate archives (in this case, ERA5–Land) together with weather station data on temperature and precipitation, in order to assess the climate dependence of the glacial system ELA in hard-to-reach and insufficiently studied mountain regions of the Russia Asian part. The ERA5–Land reanalysis reproduces temperature (values, dynamics, and trends) quite well in mountain systems. The use of total precipitation is possible only for assessing their dynamics and trends. The relative error for temperature trend is below 20% in both positive and negative sides, and precipitation is less than 30% in the negative one. Positive temperature trends of different intensity are observed in all mountains of the Russia Asian part with a maximum in the mountain systems of the Arctic zone. Minimal temperature trends are distinctive for coastal mountain regions of temperate latitudes. Summer temperature trends are maximum in inland areas and minimum in coastal mountain areas. The increase in precipitation in such areas occurs mainly at the expense of the cold period. It was revealed there was an increase of the glacial systems ELA from 50 to 800 m in the mountain regions of the Asian North Russia within 1966–2021. The value of the ELA rise coincides with areas of high temperature trends and may not correspond to precipitation negative trends.

Keywords: mountain regions, equilibrium line altitude, ERA5–Land, temperature trends, precipitation trends

REFERENCES

Ananicheva M.D., Krenke A.N. Evolution of the heights of the climatic snow line and the boundary of glacier feeding in the north-east of Siberia in the XX century. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 225–232 [In Russian].

Ananicheva M.D., Krenke A.N. Evolution of the fields of glaciological characteristics of glacial systems in the northeast of Siberia. *V sb. Izmenenie okruzhayushchej sredy i klimata: prirodnye i svyazannye s nimi tekhnogennye katastrofy. T. 3. Ch. 2. Prirodnye processy v polyarnyh oblastyah Zemli.* Environmental and climate change: natural and related man-made disasters, T. 3. P. 2. Natural processes in the polar regions of the Earth. Moscow: Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, 2008: 125–133 [In Russian].

Ananicheva M.D. Changes in the height of the feeding boundary of glacial systems in the northeast of Siberia in the 20th and early 21st centuries. *Kriosfera Zemli. Cryosphere of the Earth.* 2018, 22 (6): 55–63. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-6(55-63) [In Russian].

Ananicheva M.D., Pakin G.Yu., Entin A.L. Research of the Upper Angara group of glaciers. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019, 59 (3): 423–432 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-415

Ananicheva M.D., Krenke A.N., Barry R.G. The Northeast Asia mountain glaciers in the near future by AOGCM scenarios. The Cryosphere. 2010, 4: 435–445.

Ananicheva M., Kononov Y., Belozerov E. Contemporary state of glaciers in Chukotka and Kolyma highlands. Bulletin of geography (Physical Geography Series). Nicolaus Copernicus University (NCU), Toruń, Poland. 2020, 19: 5–18.

Bardin M.Yu., *Rankova E.Ya.*, *Platova T.V.*, *Samokhina O.F.*, *Korneva I.A.* Modern changes in the surface climate based on the results of regular monitoring. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2020, 5: 29–46 [In Russian].

Bulygina O.N., *Razuvaev V.N.*, *Korshunova N.N.*, *Shvets N.V.* (a) Description of the dataset of monthly precipitation totals at stations in Russia. Certificate of state registration of the database No. 2015620394. Retrieved from: http://meteo.ru/data/158-total-precipitation#описание-массива-данных (Last access: 25 November 2022) [In Russian].

Bulygina O.N., *Razuvaev V.N.*, *Trofimenko L.T.*, *Shvets N.V.* (b) Description of the data array of mean monthly air temperature at stations in Russia. Certificate of state registration of the database No. 201462. Retrieved from: http://meteo.ru/data/156-temperature#описание-массива-данных (Last access: 25 November 2022) [In Russian].

Galanin A.A., *Lytkin V.M.*, *Fedorov A.N.*, *Kadota T.* Reduction of glaciers in the Suntar-Khayat Mountains and methodological aspects of its assessment. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 53 (4): 30–42 [In Russian].

Grigoriev V.Yu., *Frolova N.L.*, *Kireeva M.B.*, *Stepanenko V.M.* Spatio-temporal variability of precipitation reproduction error by ERA5 reanalysis on the territory of Russia. *Izvestiya Ros. Akad. Nauk. Seriya geograficheskaya*. Proc. of RAS. Geographical series. 2022, 86 (3): 435–446 [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2587556622030062

Demchenko P.F., *Semenov V.A.* Estimation of the Uncertainty of Climatic Trends in Surface Temperature Associated with Internal Atmospheric. *Doklady Rossiiskoy Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2017, 476 (3): 339–342 [In Russian]. https://doi.org/10.7868/S0869565217270202

Krenke A.N. Mass transfer in glacial systems on the territory of the USSR. Leningrad: Hydrometeoizdat. 1982: 488 [In Russian].

Latonin M.M., *Bashmachnikov I.L.*, *Bobylev L.P.* Arctic amplification phenomenon and its driving mechanisms. *Fundamental'naya i prikladnaya geofizika*. Fundamental and applied geophysics. 2020, 13 (3): 3–24 [In Russian]. https://doi.org/10.7868/S2073667320030016

Muravyov A.Ya. Glaciation change in the northern part of the middle range on the Kamchatka peninsula in the second half of the XX century. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 54 (2): 22–28 [In Russian].

Muravyov A.Ya., *Nosenko G.A.* Glaciation change in the northern part of the middle range on the Kamchatka peninsula in the second half of the XX century. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 53 (2): 5–11 [In Russian].

Perevedentsev Yu.P., *Sherstyukov B.G.*, *Shantalinsky K.M.*, *Mirsaeva N.A.*, *Aukhadeev T.R.*, *Myagkov M.A.*, *Parubova E.M.* Changes in air temperature and atmospheric precipitation on territory of Russia in the XX–XXI centuries. Materials of the International conference dedicated to the memory of Nina Konstantinovna Kononova. Irkutsk, 2021: 292–298 [In Russian]. https://doi.org/10.26516/978-5-9624-1956-5.2021.1-381

Stochkute Yu.V., *Vasilevskaya L.N.* Dependence of the temperature and humidity regime on regional atmospheric processes. *Sputnik. Estestvennye i tekhnicheskie nauki.* Satellite. Natural and technical sciences. 2018, 1: 98–101 [In Russian].

Titkova T.B., *Vinogradova V.V.* The timing of the occurrence of snow cover on the territory of Russia at the beginning of the 21st century according to satellite data. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 1: 25–33 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-25-3

Titkova T.B., *Cherenkova E.A.*, *Semenov V.A.* Regional features of changes in winter extreme temperatures and precipitation in Russia in 1970-2015. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 4: 486–497 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-486-497

The third assessment report on climate change and their consequences on the territory of the Russian Federation. Saint Petersburg: Science-intensive technologies. 2022: 676 p. [In Russian].

Copernicus Publications. Retrieved from: https://publications.copernicus.org (Last access: 11 August 2022).

Gurney S.D., *Popovnin V.V.*, *Shahgedanova M.*, *Stokes C.R.* A Glacier Inventory for the Buordakh Massif, Cherskiy Range, Northeast Siberia, and Evidence for Recent Glacier Recession // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2008, 1: 81–88.

Haeberli W., *Zemp M.* Mountain glaciers: on thin ice. Mountains and climate change: from understanding to action. Bern. 2009: 22–29.

Khromova T., *Nosenko G.*, *Nikitin S.*, *Muraviev A.*, *Popova V.*, *Chernova L.*, *Kidyaeva V.* Changes in the mountain glaciers of continental Russia during the twentieth to twenty-first centuries // Regional Environmental Change. 2019, 19: 1229–1247.

Kim M., *Lee E.* Validation and Comparison of Climate Reanalysis Data in the East Asian Monsoon Region // Atmosphere. 2022, 13: 1589. https://doi.org/10.3390/atmos13101589

Muñoz-Sabater J., *Dutra E.*, *Agustí-Panareda A.*, *Albergel C.*, *Arduini G.*, *Balsamo G.*, *Boussetta S.*, *Choulga M.*, *Harrigan S.*, *Hersbach H.*, *Martens B.*, *Miralles D.*, *Piles M.*, *Rodríguez-Fernández J.*, *Zsoter E.*, *Buontempo C.*, *Thépaut J.* ERA5-Land: a state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. Earth Syst. Sci. Data. 2021, 13: 4349–4383. https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021

Special Report IPCC on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate "High Mountain Areas". The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2019.

Yamada T., *Takahashi Sh.*, *Shiraiwa T.*, *Fudjii Y.*, *Kononov Yu.M.*, *Ananicheva M.D.*, *Koreisha M.M.*, *Muraviev Ya.D.*, *Samborsky T.V.*, Reconnaissance of the 31 Glacier in the Suntar-Khayata Range, Sakha Republic, Russian Federation. Japanese Society of Snow and Ice. *Bulletin of Glaciologic research*. 2002, 19: 101–106.

Kononov Y.M., *Ananicheva M.D.*, *Willis I.C.* The millennium dynamics of Polar Ural glaciers by high resolution reconstruction of glacier mass balance // *Annals of Glaciology*. 2005, 42: 163–171.

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 2, с. 214–224

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.324.4;551.324.63

ВНУТРИСЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ АБЛЯЦИИ ЛЕДНИКА АЛЬДЕГОНДА (ШПИЦБЕРГЕН)

© 2023 г. У. В. Прохорова[1,*], А. В. Терехов[1], В. Э. Демидов[1], С. Р. Веркулич[1], Б. В. Иванов[1,2]

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

[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: uvprokhorova@aari.ru

Поступила в редакцию 14.02.2023 г.
После доработки 11.03.2023 г.
Принята к публикации 31.03.2023 г.

Рассмотрена зависимость внутрисезонной изменчивости абляции льда на леднике Альдегонда (Шпицберген) от приземной температуры воздуха и потока коротковолновой радиации. В 2018–2021 гг. абляция льда хорошо согласуется с обоими факторами (r = 0.80–0.98 и 0.71–0.99 соответственно). 2022 год – аномальный с точки зрения нарушения связей абляции и радиации, что объясняется продолжительной волной тепла в Европе.

Ключевые слова: Арктика, Шпицберген, баланс массы ледника, коротковолновая радиация, волна тепла

DOI: 10.31857/S2076673423020138, **EDN:** RVESBM

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время мировой климат стремительно меняется. Так, наблюдаемая за десятилетие 2006–2015 гг. глобальная средняя приземная температура была на 0.75–0.99°C выше значений за период 1850–1900 гг. с “весьма высокой степенью достоверности”, что отражает долгосрочную тенденцию потепления с доиндустриальных времён (IPCC, 2018). Потепление крайне неравномерно в пространстве: тренды, превышающие среднегодовой глобальный показатель, наблюдаются во многих регионах, в том числе в Арктике, где они выше в 2–3 раза из-за эффекта “арктического усиления” (Nordli et al., 2014; Gjelten et al., 2016; Isaksen et al., 2016). Одним из таких регионов, где потепление идёт беспрецедентными темпами, является Баренцевоморский регион, включающий архипелаг Шпицберген – один из крупнейших центров современного оледенения в Северном полушарии (Isaksen et al., 2022). Основным следствием изменений климата на архипелаге является стремительная потеря массы его ледниками, составляющая, по последним оценкам, 7 ± 4 млрд. т/год (Schuler et al., 2020).

Регулярные ежегодные масс-балансовые наблюдения на Шпицбергене начаты в 1967–1968 гг. на ледниках в окрестностях норвежского п. Ню-Олесунн на северо-западе. С начала 1970-х годов измерения стали выполняться и советскими исследователями вблизи пос. Баренцбург в центральной части острова, где в настоящее время ледники отступают наиболее интенсивно (Чернов, Муравьев, 2018; Hanssen-Bauer et al., 2019). Накопленный во второй половине XX в. массив натурных данных послужил основой для первых обобщений и статистического анализа межгодовой изменчивости баланса массы ледников архипелага на предмет связи этой характеристики с метеорологическими факторами (Гляциология Шпицбергена, 1985; Hagen, Liestol, 1990). Многофакторный корреляционный анализ выявил наиболее тесную связь с температурой воздуха (Lefauconnier, Hagen, 1990), подтвердив известные ранее закономерности (Кренке, Ходаков, 1966).

Климатические изменения последних десятилетий привели к тому, что многие ледники Шпицбергена оказались ниже снеговой линии, что означает значительное снижение альбедо их поверхности на протяжении летнего сезона (Noël et al., 2020). В ряде статей, посвящённых анализу теплового баланса ледников архипелага в период абляции (Arnold, 2006; Прохорова и др., 2021; Zou et al., 2021), выявлена определяющая роль потока коротковолновой радиации в поверхностном таянии. Подобные выводы могут быть подтверждены или опровергнуты и другим путём, а именно на основе анализа внутрисезонной изменчивости абляции льда, не требующего теплобалансового моделирования. Объём данных гляциологическо-

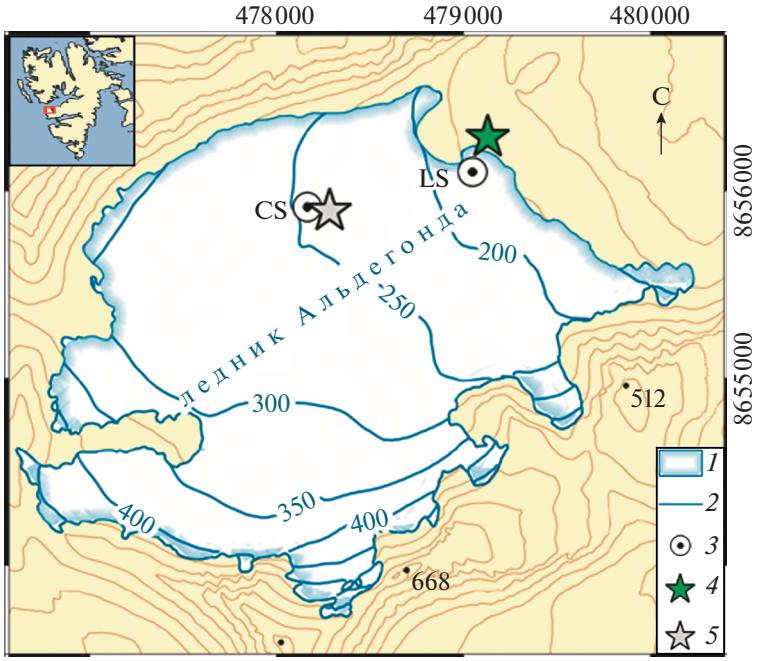


Рис. 1. Расположение ледника Альдегонда и измерительная сеть на нём: *1* – контур ледника (2021 г.); *2* – изолинии высоты поверхности (2018 г.); *3* – площадки для измерения абляции льда; *4* и *5* – постоянная и временные метеорологические станции.

Fig. 1. Location of the Aldegonda glacier and the measurement network on it: *1* – glacier outline (2021); *2* – surface elevation contour lines (2018); *3* – ice ablation measurement sites; *4* and *5* – permanent and temporary weather stations.

го мониторинга на Шпицбергене довольно велик на сегодняшний день и насчитывает четырнадцать масс-балансовых рядов продолжительностью более пяти лет (Schuler et al., 2020; Terekhov et al., 2022), однако они относятся к временным интервалам порядка балансового года, и потому не пригодны для выявления внутригодовой изменчивости.

В распоряжении авторов имеются данные измерений абляции льда на леднике Альдегонда, имеющие более высокую частоту (до трёх суток) и позволяющие проследить динамику этого процесса. Цель исследования – оценка зависимости внутрисезонной изменчивости летней абляции от метеорологических факторов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Объект изучения. Альдегонда – горно-долинный ледник площадью около 5.5 км^2, расположенный в 10 км к юго-западу от пос. Баренцбург (о. Западный Шпицберген, рис. 1). Практически вся поверхность ледника расположена ниже 500 м над ур. моря, что делает его лежащим ниже современной снеговой линии на архипелаге (Noël et al., 2020). Как следствие, до конца сезона абляции снежный покров на леднике исчезает либо полностью, либо остаются несколько процентов его площади в верховьях (Терехов и др., 2020). Таким образом, средняя абляция льда на леднике практически тождественна балансу его массы.

Абляция льда. В работе использован массив результатов масс-балансового мониторинга на леднике Альдегонда с сентября 2017 г. по сентябрь 2022 г. Ряды исходных измерений представляют собой толщины стаявшего слоя льда на поверхности ледника, отсчитываемые по абляционным рейкам в сантиметрах, с временно́й дискретностью 3–14 сут (табл. 1). Наблюдения выполняются с июля по середину сентября, причём измеряется исключительно таяние *льда*, а временно́й ход таяния *снега* не фиксируется. До 2020 г. измерения проводились по мере необходимости перебуривания реек, поэтому частота замеров не регулярна во времени и зависит от динамики таяния в конкретный сезон; в 2021/22 г. измерения целенаправленно проводились по учащенной программе.

Для дальнейшего анализа используются данные с двух измерительных площадок (см. рис. 1): с нижней (далее – LS, lower site) и расположенной ближе к центру ледника (далее – CS, central site). Снежный покров в районе этих двух площадок исчезает раньше всего, поэтому количество измерений абляции льда здесь за сезон максимально. Измерительные площадки расположены на высотах 173 и 245 м над ур. моря (на 2019 г.) соответственно.

Таблица 1. Измеренные скорости таяния льда на поверхности ледника Альдегонда и усреднённые значения метеопараметров в 2018–2022 гг.

Период времени		Скорость абляции льда, см/сут		Средний поток коротковолновой солнечной радиации, Вт/м^2	Средняя приземная температура воздуха, °C
		площадка CS	площадка LS		
18.07.2018	01.08.2018	4.1	4.5	146.3	4.8
01.08.2018	07.08.2018	2.5	4.2	124.7	6.9
07.08.2018	13.08.2018	4.3	5.0	123.1	4.6
13.08.2018	20.08.2018	–	3.1	94.4	4.1
20.08.2018	10.09.2018	–	2.1	49.3	3.6
10.09.2018	19.09.2018	–	0.0	56.4	0.0
07.07.2019	20.07.2019	1.5	5.4	161.1	4.7
20.07.2019	31.07.2019	4.5	5.5	153.3	5.5
31.07.2019	13.08.2019	3.4	4.2	187.1	4.5
13.08.2019	02.09.2019	1.0	2.3	71.5	3.2
02.09.2019	16.09.2019	0.9	1.2	40.7	3.0
07.07.2020	25.07.2020	4.2	4.7	121.5	6.2
25.07.2020	05.08.2020	4.7	6.6	203.0	9.7
05.08.2020	19.09.2020	2.0	2.4	69.7	4.2
15.07.2021	20.07.2021	2.8	4.8	119.0	5.2
20.07.2021	27.07.2021	4.6	4.3	169.1	5.0
27.07.2021	31.07.2021	4.5	4.0	98.5	4.8
31.07.2021	05.08.2021	4.2	4.4	130.7	6.2
05.08.2021	10.08.2021	4.8	4.8	143.3	5.2
10.08.2021	14.08.2021	2.5	3.8	101.4	5.5
14.08.2021	17.08.2021	2.0	3.3	118.5	3.0
17.08.2021	25.08.2021	2.1	2.0	75.0	3.6
25.08.2021	31.08.2021	1.8	2.3	57.4	4.7
31.08.2021	07.09.2021	1.4	1.3	66.5	3.0
07.09.2021	11.09.2021	0.0	0.3	64.8	1.8
11.09.2021	27.09.2021	1.6	2.1	24.5	3.4
02.08.2022	08.08.2022	3.5	5.8	94.4	6.3
08.08.2022	13.08.2022	3.0	6.2	102.6	5.1
13.08.2022	20.08.2022	3.0	3.3	70.9	3.1
20.08.2022	26.08.2022	1.5	2.0	105.8	3.8
26.08.2022	01.09.2022	1.7	0.7	86.4	2.9
01.09.2022	08.09.2022	3.4	4.3	39.3	4.1
08.09.2022	15.09.2022	0.0	0.0	41.6	1.3

В исследовании использованы данные за те годы, когда отсчёты по рейкам снимались четыре и более раз за сезон, обеспечивая тем самым не менее трех измерений стаявшего слоя. Первое измерение в балансовом году, включающее остаточное осеннее и начальное весеннее таяние и охватывающее временно́й интервал более полугода, исключалось из анализа. Далее, для обеспечения взаимной сопоставимости данных, измерения стаявшего слоя льда были пересчитаны в *скорости* таяния льда в см/сут путем нормирования на количество суток в каждом периоде (см. табл. 1).

Метеорологические данные. У края ледника, на высоте 180 м над ур. моря, установлена постоянно действующая автоматическая метеостанция Hobo (далее – АМС, см. рис. 1), измеряющая температуру и влажность воздуха, направление и ско-

Таблица 2. Коэффициенты линейной корреляции между скоростями абляции льда на поверхности ледника Альдегонда, приземной температурой воздуха (T_{air}) и потоком нисходящей солнечной радиации (*SWD*)

Площадка	CS		LS	
Метеопараметр	T_{air}	*SWD*	T_{air}	*SWD*
2018	–	–	0.86	0.87
2019	0.83	0.71	0.96	0.89
2020	0.88	0.89	0.98	0.99
2021	0.79	0.77	0.86	0.79
2022	0.81	**0.21**	0.90	**0.34**

рость ветра, атмосферное давление и поток приходящей коротковолновой радиации в диапазоне 300–1000 нм. Временна́я дискретность измерений – 1 час. Вопрос репрезентативности этих измерений для поверхности ледника рассмотрен далее.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Связь абляции льда с метеорологическими факторами. В табл. 2 перечислены коэффициенты линейной корреляции между скоростями таяния льда на измерительных площадках LS и CS и двумя метеорологическими факторами – приземной температурой воздуха и нисходящим потоком коротковолновой радиации. Видно, что для температуры воздуха коэффициенты, меняющиеся от 0.80 до 0.98, стабильно высоки за все рассмотренные сезоны. Это подтверждает выводы (Ohmura, 2001) о том, что температура воздуха и рассчитанные на её основе суммы градусо-дней тепла являются хорошими предикторами для количественной оценки таяния ледников. С точки зрения теплового баланса ледника, температура воздуха опосредует практически все его основные составляющие: нисходящий поток длинноволновой радиации, турбулентные потоки явного и скрытого тепла. Физическим обоснованием этого служит тот факт, что упомянутые компоненты в значительной степени зависят от температуры воздуха. Поэтому снижение корреляции с потоком приходящей коротковолновой радиации с одновременным сохранением связи с температурой воздуха может указывать на значительное возрастание роли турбулентных потоков и длинноволнового излучения в структуре теплового баланса ледника в отдельные годы.

Значения коэффициентов корреляции между абляцией льда и коротковолновой радиацией для сезонов 2018–2021 гг. также высоки (см. табл. 2), что означает высокую долю изменчивости потока солнечной радиации в изменчивости исследуемой величины. Само по себе это не обязательно означает, что коротковолновая радиация является преобладающим компонентом теплового баланса ледника Альдегонда. Однако этот факт был ранее продемонстрирован в работах (Arnold, 2006; Zou et al., 2021) для других низкорасположенных ледников на западном, атлантическом побережье Шпицбергена, а также в работе (Прохорова и др., 2021) для самого ледника Альдегонда. В этом случае влияние изменчивости коротковолновой радиации на внутрисезонную изменчивость абляции льда может быть высоким за счёт большей амплитуды значений радиации по сравнению с остальными составляющими теплового баланса. Преобладающая доля приходящей коротковолновой радиации имела бы важное следствие, делая ледник чувствительным к изменениям альбедо его поверхности. Основным фактором, изменяющим альбедо ледников в широких пределах, являются твердые осадки. Так, для соседнего ледника Западный Грёнфьорд показано, что значения его годового баланса имеют довольно высокие корреляции с зимним балансом (Terekhov et al., 2022). Чем дольше ледник остается укрыт снежным покровом в начале лета, на которое приходится пик приходящей коротковолновой радиации в окрестностях Баренцбурга, тем выше будет его среднее альбедо, и, следовательно, количество поглощенной солнечной радиации окажется значительно ниже.

В 2022 г. корреляционная зависимость абляции от потока солнечной радиации резко нарушается: значения коэффициентов составляют всего 0.21 и 0.34 на площадках CS и LS соответственно. В упомянутых выше работах показано, что в масштабе нескольких часов или суток возможно кратковременное изменение соотношения компонентов теплового баланса в пользу турбулентных потоков (Prokhorova et al., 2023). Это позволяет выдвинуть гипотезу, что в 2022 г. подобное увеличение вклада турбулентных потоков, которые в значительной мере зависят от температуры воздуха, происходило на протяжении большей части сезона. Таким образом, уже известные закономерности соотношения компонентов теплового баланса поверхности низкорасположенных ледников достаточно репрезентативны для большинства сезонов, но в отдельные годы наблюдаются аномалии, нарушающие среднесезонное соотношение, в частности, снижающие зависимость абляции льда от потока коротковолновой радиации на фоне роста вклада в абляцию температуры воздуха за счёт турбулентных потоков.

Репрезентативность использования данных АМС. Перед тем как подробно рассмотреть нарушение корреляции между абляцией и солнечной радиацией в 2022 г., рассмотрим вопрос репрезентативности данных, измеренных метеостанцией за пределами ледника, для самой его поверхности. В ходе сезонных наблюдений в центральной части

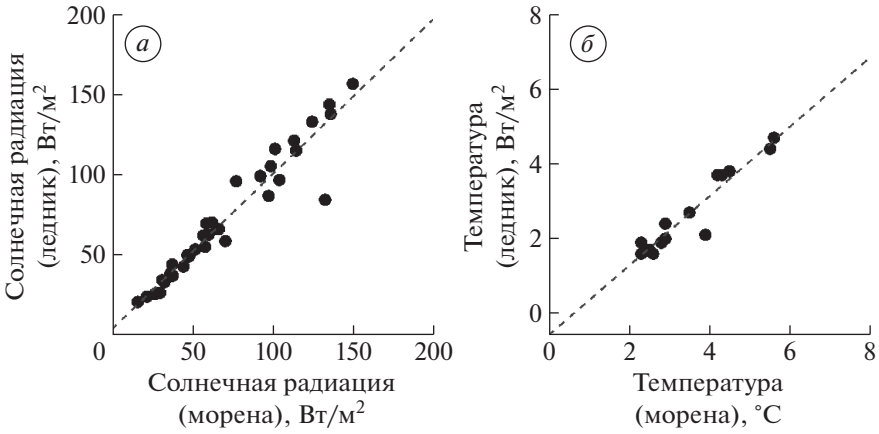


Рис. 2. Сравнение *(а)* потока приходящей коротковолновой солнечной радиации в центральной части и в низовьях ледника; *(б)* приземной температуры воздуха на АМС, установленных непосредственно на поверхности ледника и вблизи нее на равной высоте.

Fig. 2. Comparison of *(а)* incoming short-wave solar radiation flux in the central part and in the lower reaches of the glacier; *(б)* surface air temperature on meteorological stations installed directly on the surface of the glacier and near it at an equal height.

ледника вблизи измерительной площадки CS временно устанавливалась дополнительная теплобалансовая станция (см. рис. 1). Данные по солнечной радиации показали хорошую согласованность между наблюдениями в нижней и центральной частях ледника (рис. 2, *а*).

Для оценки репрезентативности данных о приземной температуре воздуха и влажности, полученных вне ледника, в ходе экспедиций 2021/22 г. проведены работы по установке временной АМС непосредственно на поверхности ледника на той же высоте, что и стационарная. Установлено, что при переходе от поверхности, на которой расположена стационарная метеостанция, к поверхности ледника происходит температурный скачок, который в среднем составляет для летнего сезона около 1°C (см. рис. 2, *б*). При этом изменчивость в показаниях температуры воздуха сохраняется, поэтому данные постоянной АМС используются для расчета корреляций со скоростями абляции льда без внесения корректировок.

Измерительная площадка CS может считаться репрезентативной для ледника Альдегонда. По данным многолетнего гляциологического мониторинга на этом леднике (2013–2020 гг.), величина абляции льда, измеренная на CS, количественно совпадает со средним по леднику значением: коэффициент линейной корреляции между двумя величинами составляет 0.98 (рис. 3). Несмотря на то что на леднике расположены также и другие абляционные рейки, на бóльших высотах, их отсчеты не задействованы в данном исследовании из-за более позднего схода здесь снежного покрова, и, как следствие, меньшего количества измеренных временных интервалов абляции льда.

Аномальная внутрисезонная изменчивость 2022 г. Представленные результаты показывают, что тесная связь с температурой воздуха сохраняется, но корреляция с потоком приходящей солнечной радиации значительно снижена. Чтобы продемонстрировать изменения во внутрисезонной изменчивости абляции льда, приведшие к наблюдаемому в 2022 г. ухудшению связи таяния с солнечной радиацией, рассмотрим временнóй ход

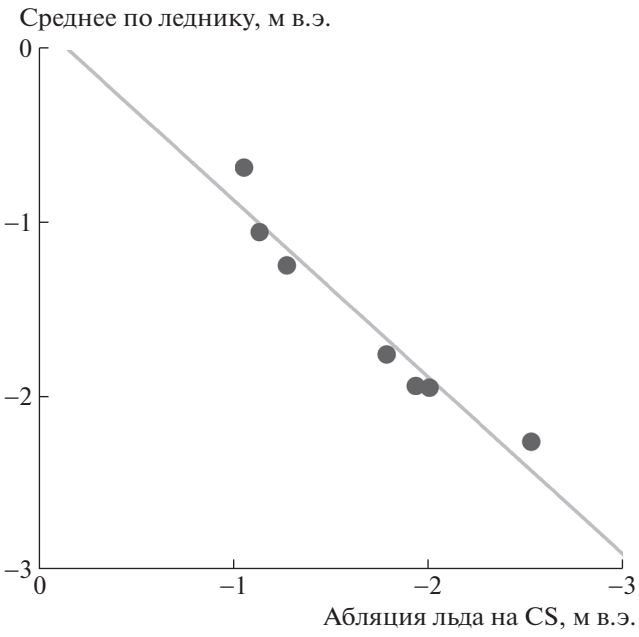


Рис. 3. Сравнение величины таяния льда, измеренного на площадке CS со средней по леднику величиной.

Fig. 3. Comparison of the ice melt measured at the CS site with its glacier-averaged value.

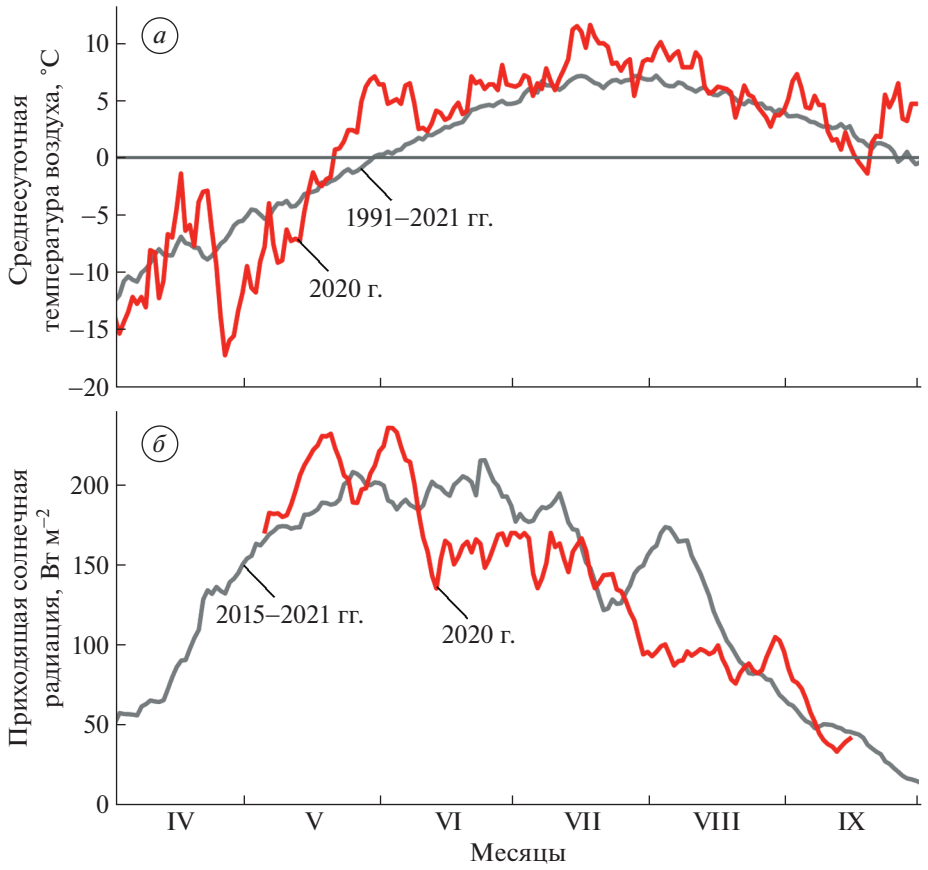


Рис. 4. Временно́й ход метеовеличин в 2022 г. на фоне их многолетних норм.
Fig. 4. The time course of meteorological variables in 2022 against their long-term normal.

метеорологических величин на фоне их многолетних норм (рис. 4). Видно, что максимум температуры воздуха приходится в исследуемом районе на вторую половину июля, после чего идёт постепенный её спад. Для приходящей коротковолновой радиации, теоретический пик, определяемый астрономическим фактором, сдвинут во времени относительно температурного максимума и должен приходиться на 21–22 июня. Однако, фактически, из-за особенностей облачности, на протяжении всего июня – второй половины июля в окрестностях Баренцбурга наблюдается “плато” высоких значений радиации. Из-за того, что ледник укрыт снегом до второй половины июля, несоответствие максимумов двух факторов в начале лета никак не проявляет себя в таянии льда. После того, как поверхность льда очищается от снега, значения обоих метеопараметров начинают снижаться, обеспечивая тесную корреляцию с обоими факторами на протяжении большинства рассмотренных сезонов.

Осредненный “куполообразный” ход температуры был нарушен в 2022 г. сильными положительными аномалиями в начале и в конце сезона таяния: экстремальные значения аномалий наблюдались в конце мая – первую неделю июня и в сентябре (см. рис. 4, *а*). Июньский эпизод сильного потепления не мог непосредственно влиять на таяние льда, поскольку в это время поверхность ледника была покрыта снегом. Сентябрьский эпизод находит отражение в натурных измерениях: средняя скорость таяния с 1 по 8 сентября 2022 г. составила 3.4 и 4.3 см/сут (CS и LS соответственно), чего прежде в осенний период в исследуемом районе не наблюдалось. Поскольку поток коротковолновой радиации на Шпицбергене не может быть высоким в сентябре даже при полностью ясном небе (см. рис. 4, *б*), сентябрьские положительные аномалии температуры, вызвавшие усиление абляции, нарушают описанные ранее устойчивые корреляции с солнечной радиацией.

Положительные аномалии температуры воздуха наблюдались не только на территории архипелага, но и во всей Европе на протяжении практически всего летне-осеннего сезона, и были вызваны масштабной волной тепла 2022 г. Волны тепла – природное явление, характеризующееся периодом аномально жаркой погоды, которая проявляется на определенной территории вследствие атмосферных факторов (Robinson, 2001).

Причины этого явления связаны с возникновением блокирующих антициклонов. Для этого явления характерна стабильная погода с высокими температурами воздуха, пониженной влажностью и высоким атмосферным давлением (di Capua et al., 2021). Анализ синоптической ситуации с 1 по 8 сентября 2022 г. показывает, что антициклон, ранее установившийся над Европой и принесший аномальную жару, сместился севернее и архипелаг Шпицберген попал под его влияние, что сделало сентябрь в среднем на 2°C теплее нормы (Copernicus, 2022).

Таким образом, волна тепла 2022 г. повлияла на внутригодовой ход абляции льда на леднике Альдегонда, изменив среднесезонное соотношение компонентов теплового баланса и зависимости абляции льда от метеорологических величин, наблюдавшиеся в предыдущие сезоны. По последним оценкам, опасные метеорологические явления, включая также и волны тепла, будут происходить в будущем чаще, охватывая бóльшие территории, и будут иметь бóльшую продолжительность и величину (IPCC, 2021). В результате в ближайшем будущем возможен рост турбулентно-адвективного фактора (с одновременным снижением роли радиационного фактора) таяния низкорасположенных ледников.

Практические следствия для моделирования. Для моделирования абляции ледников зачастую используются простые эмпирические модели, связывающие единственный предиктор – приземную температуру воздуха – с таянием поверхности. Подобный класс моделей, имеющих очевидное преимущество в их нетребовательности к исходным данным, называется “T-index модели” (Ohmura, 2001). Их частный случай – известная эмпирическая модель Кренке–Ходакова (Кренке, Ходаков, 1966), пример применения которой для ледника Восточный Грёнфьорд на Шпицбергене показан в работе (Чернов и др., 2019).

Предполагается, что T-index модели должны применяться с некоторым эмпирически найденным “региональным” коэффициентом (либо индивидуальным для каждого ледника), неизменным для каждого года моделирования. Использование подобных моделей было предложено в те времена, когда климат считался стационарным. Это отражается, например, в работе советских гляциологов той эпохи (Grosval’d, Kotlyakov, 1969), в которой была предпринята попытка выявить цикличность в доступных масс-балансовых рядах и сравнить по мировым центрам оледенения сдвиг относительно друг друга фаз этой цикличности. Однако начиная с последнего десятилетия XX в. усилия гляциологов посвящены поиску в накопленных рядах долгосрочных трендов и отделению климатического сигнала от сигналов прочих факторов, влияющих на баланс массы ледников, в частности, морфометрического (Hagen et al., 2005; Vincent et al., 2017; Charalampidis et al., 2018). Подразумеваемая при этом нестационарность климата влечёт за собой потерю предсказательной силы эмпирических моделей в будущем (Oerlemans, Hoogendoorn, 1989).

Представленное исследование наглядно подтверждает, что известные эмпирические закономерности могут меняться с течением времени. Поэтому в последние десятилетия на первый план выходят более сложные математические модели, основанные на так называемом process-based подходе, т.е. на описании механизмов физических взаимодействий в системе атмосфера – ледник (O’Neel, 2019). Выявление факторов и механизмов, ответственных за таяние поверхности, важно с точки зрения анализа чувствительности ледников к климатическим изменениям. Физически обоснованные модели требуют значительно большего количества входных данных, но они в наилучшей степени описывают особенности таяния ледника с наблюдаемым на Шпицбергене переходом от таяния радиационного таяния к адвективно-турбулентному.

ВЫВОДЫ

Значения абляции льда на леднике Альдегонда в отдельные сезоны публиковались ранее, например, в работе (Сидорова и др., 2019). Однако эти значения были суммарными за балансовые годы и не позволяли провести оценку изменчивости величины внутри сезонов таяния. В проведенном исследовании мы впервые рассмотрели внутрисезонную изменчивость величины абляции льда на леднике Альдегонда (2018–2022 гг.) и её зависимость от двух метеорологических факторов – температуры воздуха и потока приходящей коротковолновой радиации. Показано, что в сезоны 2018–2021 гг. тесная корреляция существует с обоими факторами (0.80–0.98 для температуры и 0.71–0.99 для коротковолновой радиации). Это косвенно указывает на высокую чувствительность ледников Шпицбергена, оказавшихся ниже современной снеговой линии, к изменениям количества твёрдых осадков, влияющих на альбедо их поверхности.

Показано, что в аномальный 2022 г. зависимость таяния от потока солнечной радиации резко снижается (0.34 и 0.21 для измерений в нижней и в центральной части ледника). С точки зрения взаимодействия ледника с атмосферой это означает, что в отдельные сезоны коротковолновая радиация перестает иметь преобладающую долю в тепловом балансе поверхности, а вклад турбулентных потоков и длинноволнового баланса в таяние увеличивается. Аномалия 2022 г. вызвана масштабной волной тепла, имевшей место над всей Европой. Волна тепла нарушила нормаль-

ный внутрисезонный ход метеоэлементов, существенно продлив сезон абляции в осенний период. Прогнозируемое в будущем учащение волн тепла повлечёт изменение в механизме таяния ледников Шпицбергена от преобладающего вклада солнечной радиации к преобладающему вкладу турбулентных потоков.

Исследование демонстрирует, насколько эмпирически выявленные зависимости могут меняться от сезона к сезону в условиях нестационарного климата. Это имеет два важных следствия: во-первых, выводы о тепловом балансе ледников, сделанные по результатам наблюдений одного сезона, следует экстраполировать во времени с осторожностью; во-вторых, предсказательная способность регрессионных моделей, построенных на основе предшествующих наблюдений, оказывается под вопросом.

Благодарности. Авторы выражают благодарность участникам Российской арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген ААНИИ за предоставленное оборудование, за помощь в организации и проведении полевых работ.

Исследование выполнено в рамках темы 5.1.4 Плана НИТР Росгидромета на 2020–2024 гг. “Мониторинг состояния и загрязнения природной среды, включая криосферу, в Арктическом бассейне и районах научно-исследовательского стационара “Ледовая база “Мыс Баранова”, гидрометеорологической обсерватории Тикси и Российского научного центра на архипелаге Шпицберген”.

Acknowledgements. The authors are grateful to the Russian Arctic Expedition on Svalbard (Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia) for providing logistics, equipment and for helping to carry out the field studies.

This study was funded under Project 5.1.4, “Monitoring of State and Pollution of the Environment, Including the Cryosphere, in the Arctic Basin and in the Area of Scientific Station Ice Base Cape Baranov, hydrometeorological Observatory of Tiksi and Russian Scientific Centre on Spitsbergen”, within the Plan NITR of Roshydromet 2020–2024.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борисик А.Л., Новиков А.Л., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Веркулич С.Р. Строение и динамика ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) по данным повторных георадиолокационных исследований 1999, 2018 и 2019 гг. // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. №. 1. С. 26–37. https://doi.org/10.31857/S2076673421010069

Гляциология Шпицбергена. М.: Наука, 1985. 200 с.

Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // МГИ. 1966. №. 12. С. 153–164.

Прохорова У.В., Терехов А.В., Иванов Б.В., Веркулич С.Р. Расчёт составляющих теплового баланса ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в период абляции по данным наблюдений 2019 г. // Криосфера Земли. 2021. Т. 25. №. 3. С. 50–60.

Prokhorova U., Terekhov, A., Ivanov, B., Demidov, V. Heat balance of a low-elevated Svalbard glacier during the ablation season: A case study of Aldegondabreen // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2023. T. 55. №. 1. C. 2190057.

Сидорова О.Р., Тарасов Г.В., Веркулич С.Р., Чернов Р.А. Изменчивость поверхностной абляции горных ледников Западного Шпицбергена // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. №. 4. С. 438–448.

Терехов А.В., Тарасов Г.В., Сидорова О.Р., Демидов В.Э., Анисимов М.А., Веркулич С.Р. Оценка баланса массы ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в 2015–2018 гг. на основе модели ArcticDEM, геодезических и гляциологических данных // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. №. 2. С. 192–200.

Чернов Р.А., Кудиков А.В., Вшивцева Т.В., Осокин Н.И. Оценка поверхностной абляции и баланса массы ледника Восточный Грёнфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. №. 1. С. 59–66.

Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. №. 4. С. 462–472.

Arnold N.S., Rees W.G., Hodson A.J., Kohler J. Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier // Journ. of Geophys. Research: Earth Surface. 2006. V. 111. №. F2.

Bonan D.B., Christian J.E., Christianson K. Influence of North Atlantic climate variability on glacier mass balance in Norway, Sweden and Svalbard // Journ. of Glaciology. 2019. V. 65. №. 252. P. 580–594. https://doi.org/10.1017/jog.2019.35

Copernicus Climate Bulletins // Электронный ресурс. https://climate.copernicus.eu/climate-bulletins (Дата обращения: 13.02.2023)

Di Capua G., Sparrow S., Kornhuber K., Rousi E., Osprey S., Wallom D., van den Hurk B., Coumou D. Drivers behind the summer 2010 wave train leading to Russian heatwave and Pakistan flooding // Climate and Atmospheric Science. 2021. V. 4. №. 1. P. 55. https://doi.org/10.1038/s41612-021-00211-9

Charalampidis C., Fischer A., Kuhn M., Lambrecht A., Mayer C., Thomaidis K., Weber M. Mass-budget anomalies and geometry signals of three Austrian glaciers // Frontiers in Earth science. 2018. P. 218.

Gjelten H.M., Nordli Ø., Isaksen K., Førland E.J., Sviashchennikov P.N., Wyszynski P., Prokhorova U.V., Przybylak R., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V. Air temperature variations and gradients along the coast and fjords of western Spitsbergen // Polar Research. 2016. V. 35. № 1. P. 29878.

Grosval'd M.G., Kotlyakov V.M. Present-day glaciers in the USSR and some data on their mass balance // Journ. of Glaciology. 1969. V. 8. №. 52. P. 9–22.

Hagen J.O., Eiken T., Kohler J., Melvold K. Geometry changes on Svalbard glaciers: mass-balance or dynamic

response? // Annals of Glaciology. 2005. V. 42. P. 255–261.
https://doi.org/10.3189/172756405781812763

Hagen J.O., Liestøl O. Long-term glacier mass-balance investigations in Svalbard, 1950–88 // Annals of Glaciology. 1990. T. 14. C. 102–106.
https://doi.org/10.3189/S0260305500008351

Hanssen-Bauer I. Climate in Svalbard 2100 // A knowledge base for climate adaptation. 2019. 208 p.

Hock R. Glacier melt: a review of processes and their modelling // Progress in Physical Geography. 2005. T. 29. №. 3. P. 362–391.

IPCC: Summary for Policymakers. In: Global Warming of 1.5C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. Cambridge: Cambridge University Press, 2018. P. 3–24.

IPCC, 2021: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2021.

Isaksen K., Nordli Ø., Førland E. J., Łupikasza E., Eastwood S., Niedźwiedź T. Recent warming on Spitsbergen–Influence of atmospheric circulation and sea ice cover // Journ. of Geophysical Research: Atmospheres. 2016. T. 121. №. 20. P. 11913–11931.

IsaksenK., Nordli Ø., Ivanov B., Køltzow M., Aaboe S., Gjelten1 H., Mezghani A., Eastwood1 S., Førland E., Benestad R., Hanssen-Bauer I., Brækkan R., Sviashchennikov P., Demin V., Revina A., Karandasheva T. Exceptional warming over the Barents area // Scientific reports. 2022. V. 12. №. 1. P. 1–18.

Lefauconnier B., Hagen J.O. Glaciers and climate in Svalbard: statistical analysis and reconstruction of the Brøggerbreen mass balance for the last 77 years // Annals of Glaciology. 1990. V. 14. P. 148–152.

Noël B., Jakobs C.L., Van Pelt W.J.J., Lhermitte S., Wouters B., Kohler J., Hagen J.O., Luks B., Reijmer C.H., van de Berg W.G., van den Broeke, M.R. Low elevation of Svalbard glaciers drives high mass loss variability // Nature Communications. 2020. V. 11. №. 1. P. 4597.

Nordli Ø., Przybylak R., Ogilvie A.E., Isaksen K. Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898–2012 // Polar Research. 2014. V. 33. №. 1. P. 21349.

Oerlemans J., Hoogendoorn N.C. Mass-balance gradients and climatic change // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. №. 121. P. 399–405.
https://doi.org/10.3189/S0022143000009333

Ohmura A. Physical basis for the temperature-based melt-index method // Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 2001. V. 40. №. 4. P. 753–761.

O'Neel S., McNeil C., Sass L.C., Florentine C., Baker E.H., Peitzsch E., McGrath D., Fountain A.G., Fagre D. Reanalysis of the US Geological Survey Benchmark Glaciers: long-term insight into climate forcing of glacier mass balance // Journ. of Glaciology. 2019. V. 65. № 253. P. 850–866.

Robinson P.J. On the definition of a heat wave // Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 2001. V. 40. № 4. P. 762–775.

Schuler T.V., Kohler J., Elagina N., Hagen J.O.M., Hodson A.J., Jania J.A., Kääb A.M., Luks B., Małecki J., Moholdt G., Pohjola V.A., Sobota I., Van Pelt W.J. Reconciling Svalbard glacier mass balance // Frontiers in Earth Science. 2020. 156 p.

Terekhov A.V., Verkulich S., Borisik A., Demidov V., Prokhorova U., Romashova K., Anisimov M., Sidorova O., Tarasov G. Mass balance, ice volume, and flow velocity of the Vestre Grønfjordbreen (Svalbard) from 2013/14 to 2019/20 // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2022. V. 54. №. 1. P. 584–602.
https://doi.org/10.1080/15230430.2022.2150122

Vincent C., Fischer A., Mayer C., Bauder A., Galos S.P., Funk M., Thibert E., Six D., Braun L., Huss M. Common climatic signal from glaciers in the European Alps over the last 50 years // Geophys. Research Letters. 2017. V. 44. № 3. P. 1376–1383.

Zou X., Ding M., Sun W., Yang D., Liu W., Huai B., Jin S., Xiao C. The surface energy balance of Austre Lovénbreen, Svalbard, during the ablation period in 2014 // Polar Research. 2021. V. 40. P. 5318.
https://doi.org/10.33265/polar.v40.5318

Citation: Prokhorova U.V., Terekhov A.V., Demidov V.E., Ivanov B.V., Verkulich S.R. Intra-annual variability of the surface ablation of the Aldegondabreen glacier (Spitsbergen). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2023, 63 (2): 214–224. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423020138

Intra-Annual Variability of the Surface Ablation of the Aldegondabreen Glacier (Spitsbergen)

U. V. Prokhorova[a,#], A. V. Terekhov[a], V. E. Demidov[a], B. V. Ivanov[a,b], and S. R. Verkulich[a]

[a] *Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia*

[b] *Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia*

[#]*e-mail: uvprokhorova@aari.ru;*

The intra-annual variability of the surface ice ablation on the 5.5 km^2 Aldegondabreen glacier (Spitsbergen Island, Barentsburg area) is presented. The ice ablation was measured during five seasons (2018–2022) at the two stakes, installed in the lower part of the glacier and at the index site, where the amount of ablation numerically coincides with the glacier-averaged value with the $r = 0.99$ agreement. The temporal resolution of the ice ablation data is uneven and varies from 3 to 45 days. To carry out the correlation analysis, meteorological data from the automated weather station located near the glacier terminus are used. The ice ablation rates, obtained after normalization for the number of days between stake readings, have a tight correlation with both the air temperature and the downwelling shortwave radiation flux for most of the seasons, in 2018–2021 ($r = 0.71–0.99$). Surface air temperature and short-wave radiation are closely related; the above estimates indicate the leading role of short-wave radiation in the summer ablation of the glacier in the period 2018–2021. The year 2022 became anomalous, as the correlation with the shortwave radiation significantly decreased ($r = 0.21–0.34$). The European heat wave of 2022, which also affected the Svalbard archipelago, interrupted the ordinary intra-annual variability of the air temperature, causing the unprecedented ice melt on Aldegondabreen in September. The predicted increase in frequency and intensity of the future heat waves will result in an increased role of turbulent fluxes in the surface energy balance of the low-elevated Svalbard glaciers. The article demonstrates how the empirically identified dependencies can change from season to season in a non-stationary climate.

Keywords: Arctic, Svalbard, glacier mass balance, short-wave radiation, heat wave

REFERENCES

Borisik A.L., Novikov A.L., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Verkulich S.R. Structure and dynamics of Aldegondabreen, Spitsbergen, according to repeated GPR surveys in 1999, 2018 and 2019. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2021, 61 (1): 26–37 [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673421010069

Glyaciologiya Shpicbergena. Glaciology of Svalbard. Moscow: Nauka, 1985: 200 p. [In Russian].

Krenke A.N., Khodakov V.G. On the connection between surface melting of glaciers and air temperature. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies. 1966, 12: 153–164. [In Russian].

Prokhorova U.V., Terekhov A.V., Ivanov B.V., Verkulich S.R. Calculation of the heat balance components of the Aldegonda glacier (Western Spitsbergen) during the ablation period according to the observations of 2019. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2021, 25 (3): 50–60. [In Russian].

Prokhorova U., Terekhov, A., Ivanov, B., Demidov, V. Heat balance of a low-elevated Svalbard glacier during the ablation season: A case study of Aldegondabreen. Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2023. 55 (1): 2190057.

Sidorova O.R., Tarasov G.V., Verkulich S.R., Chernov R.A. Surface ablation variability of mountain glaciers of West Spitsbergen. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (4): 438–448. [In Russian].

Terekhov A.V., Tarasov G.V., Sidorova O.R., Demidov V.E., Anisimov M.A., Verkulich S.R. Estimation of mass balance of Aldegondabreen (Spitsbergen) in 2015-2018 based on ARCTICDEM, geodetic and glaciological measurements. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2020, 60 (2): 192–200. [In Russian].

Chernov R.A., Kudikov A.V., Vshivtseva T.V., Osokin N.I. Estimation of the surface ablation and mass balance of Eustre Grønfjordbreen (Spitsbergen). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019, 59 (1): 59–66. [In Russian].

Chernov R.A., Muraviev A.Y. Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjold Land (Svalbard). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (4): 462–472. [In Russian].

Arnold N.S., Rees W.G., Hodson A.J., Kohler J. Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier. Journ. of Geophys. Research: Earth Surface. 2006, 111 (F2).

Bonan D.B., Christian J.E., Christianson K. Influence of North Atlantic climate variability on glacier mass balance in Norway, Sweden and Svalbard. Journ. of Glaciology. 2019, 65 (252): 580–594 https://doi.org/10.1017/jog.2019.35

Copernicus Climate Bulletins. Retrieved from: https://climate.copernicus.eu/climate-bulletins (Last access: 13 February 2023).

Di Capua G., Sparrow S., Kornhuber K., Rousi E., Osprey S., Wallom D., van den Hurk B., Coumou D. Drivers behind the summer 2010 wave train leading to Russian heatwave and Pakistan flooding. Climate and Atmospheric Science. 2021, 4 (1): 55.

Charalampidis C., Fischer A., Kuhn M., Lambrecht A., Mayer C., Thomaidis K., Weber M. Mass-budget anomalies and geometry signals of three Austrian glaciers. Frontiers in earth science. 2018: 218.

Gjelten H.M., Nordli Ø., Isaksen K., Førland E.J., Sviashchennikov P.N., Wyszynski P., Prokhorova U.V., Przybylak R., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V. Air temperature variations and gradients along the coast and fjords of western Spitsbergen. Polar Research. 2016, 35 (1): 29878.

Grosval'd M.G., Kotlyakov V.M. Present-day glaciers in the USSR and some data on their mass balance. Journ. of Glaciology. 1969, 8 (52): 9–22.

Hagen J.O., Eiken T., Kohler J., Melvold K. Geometry changes on Svalbard glaciers: mass-balance or dynamic response? Annals of Glaciology. 2005, 42: 255–261.

Hagen J.O., Liestøl O. Long-term glacier mass-balance investigations in Svalbard, 1950–88. Annals of Glaciology. 1990, 14: 102–106. https://doi.org/10.3189/S0260305500008351

Hanssen-Bauer I. Climate in Svalbard 2100. A knowledge base for climate adaptation. 2019: 208 p.

Hock R. Glacier melt: a review of processes and their modeling. Progress in physical geography. 2005, 29 (3): 362–391.

IPCC: Summary for Policymakers. In: Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. Cambridge: Cambridge University Press, 2018: 3–24.

IPCC, 2021: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2021.

Isaksen K., Nordli Ø., Førland E.J., Łupikasza E., Eastwood S., Niedźwiedź T. Recent warming on Spitsbergen–Influence of atmospheric circulation and sea ice cover. Journ. of Geophysical Research: Atmospheres. 2016, 121 (20): 11913–11931.

Isaksen K., Nordli Ø., Ivanov B., Køltzow M., Aaboe S., Gjelten1 H., Mezghani A., Eastwood1 S., Førland E., Benestad R., Hanssen-Bauer I., Brækkan R., Sviashchennikov P., Demin V., Revina A., Karandasheva T. Exceptional warming over the Barents area. Scientific reports. 2022, 12 (1): 1–18.

Lefauconnier B., Hagen J.O. Glaciers and climate in Svalbard: statistical analysis and reconstruction of the Brøggerbreen mass balance for the last 77 years. Annals of Glaciology. 1990, 14: 148–152.

Noël B., Jakobs C.L., Van Pelt W. J.J., Lhermitte S., Wouters B., Kohler J., Hagen J.O., Luks B., Reijmer C.H., van de Berg W.G., van den Broeke, M.R. Low elevation of Svalbard glaciers drives high mass loss variability. Nature Communications. 2020, 11 (1): 4597.

Nordli Ø., Przybylak R., Ogilvie A.E., Isaksen K. Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898–2012. Polar research. 2014, 33 (1): 21349.

Oerlemans J., Hoogendoorn N.C. Mass-balance gradients and climatic change. Journ. of Glaciology. 1989, 35 (121): 399–405. https://doi.org/10.3189/S0022143000009333

Ohmura A. Physical basis for the temperature-based melt-index method. Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 2001, 40 (4): 753–761.

O'Neel S., McNeil C., Sass L.C., Florentine C., Baker E.H., Peitzsch E., McGrath D., Fountain A. G., Fagre D. Reanalysis of the US Geological Survey Benchmark Glaciers: long-term insight into climate forcing of glacier mass balance. Journ. of Glaciology. 2019, 65 (253): 850–866.

Robinson P.J. On the definition of a heat wave. Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 2001, 40 (4): 762–775.

Schuler T.V., Kohler J., Elagina N., Hagen J.O.M., Hodson A.J., Jania J.A., Kääb A.M., Luks B., Małecki J., Moholdt G., Pohjola V.A., Sobota I., Van Pelt W.J. Reconciling Svalbard glacier mass balance. Frontiers in Earth Science. 2020: 156.

Terekhov A.V., Verkulich S., Borisik A., Demidov V., Prokhorova U., Romashova K., Anisimov M., Sidorova O., Tarasov G. Mass balance, ice volume, and flow velocity of the Vestre Grønfjordbreen (Svalbard) from 2013/14 to 2019/20. Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2022, 54 (1): 584–602. https://doi.org/10.1080/15230430.2022.2150122

Vincent C., Fischer A., Mayer C., Bauder A., Galos S.P., Funk M., Thibert E., Six D., Braun L., Huss M. Common climatic signal from glaciers in the European Alps over the last 50 years. Geophysical Research Letters. 2017, 44 (3): 1376–1383.

Zou X., Ding M., Sun W., Yang D., Liu W., Huai B., Jin S., Xiao C. The surface energy balance of Austre Lovénbreen, Svalbard, during the ablation period in 2014. Polar Research. 2021, 40: 5318.

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 2, с. 225–242

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.46

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ЗИМОЙ В ВЫСОКОГОРНОЙ ЧАСТИ ЭЛЬБРУСА ПО НАТУРНЫМ ДАННЫМ И РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2023 г. Е. Д. Дроздов[1,*], Д. В. Турков[2], П. А. Торопов[1,2], А. Ю. Артамонов[3]

[1] *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

[2] *Институт географии РАН, Москва, Россия*

[3] *Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия*

**e-mail: drozdov.jeka@yandex.ru*

Поступила в редакцию 14.08.2022 г.
После доработки 31.01.2023 г.
Принята к публикации 31.03.2023 г.

На основе данных наблюдений на леднике Гарабаши на юго-восточном склоне Эльбруса в феврале 2021/22 г. проведена верификация LSM SPONSOR для условий периода аккумуляции. Показано, что при значении коэффициента серости 0.98 ошибка моделирования радиационной температуры снежной поверхности не превышает 1°С. Кроме того, модель адекватно воспроизводит термический режим глубоких слоев снежного покрова. Показано, что методическая проблема измерений термического режима в нарушенном снежном покрове может приводить к существенным ошибкам измерения температуры снега. Сравнение результатов моделирования с прямыми измерениями потоков явного тепла по методу eddy covariance показало их хорошее соответствие (коэффициент корреляции более 0.9), хотя для случаев температурной инверсии в приземном слое отмечается систематическое завышение моделью абсолютных значений потоков. На основе данных измерений выявлен факт достаточно высокой повторяемости высоких значений турбулентных потоков в условиях интенсивного радиационного прогрева в сочетании с высокими скоростями ветра, что по всей видимости оказывается типичным для высокогорных районов в зимнее время.

Ключевые слова: горное оледенение, данные наблюдений, численное моделирование, SPONSOR, Эльбрус, ледник Гарабаши

DOI: 10.31857/S2076673423020059, **EDN:** RUFSDM

ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров в горных районах определяющим образом влияет на баланс массы и тепловой баланс ледников: прежде всего, через аккумуляцию, альбедный эффект и турбулентный теплообмен с атмосферой. Кроме того, он вносит значительный вклад в формирование речного стока в горах и в значительной степени определяет повторяемости опасных природных явлений. Поэтому задача мониторинга и моделирования снежного покрова в горах имеет важное значение как в рамках развития блока деятельного слоя и речного стока в моделях речной системы, так и для полноценных оценок баланса массы горных ледников (Snow..., 2008), что особенно важно в условиях высоких темпов современного сокращения горного оледенения (Marzeion et al., 2014; High..., 2019). Кроме этого, правильное представление температуры снега важно для воспроизведения в численных моделях погоды и климата теплового баланса подстилающей поверхности, вертикального переноса и других важных составляющих земной системы. Корректное описание снежного покрова в горах играет ключевую роль в рамках прогноза опасных природных явлений в горах (лавин, водоснежных потоков, селей, пиков половодья), а также для оценки возможностей развития рекреационной инфраструктуры в горах (прежде всего, горнолыжных курортов).

Широкий спектр процессов, определяющих временну́ю изменчивость физических характеристик снега, находит отражение в многообразии численных моделей снежного покрова разной степени сложности (Krinner et al., 2018), каждая из которых нацелена на определенный круг прикладных или фундаментальных задач. При включении снежного покрова в модели земной системы и численные модели прогноза погоды зачастую применяют упрощенные схемы, пренебрегая многими эффектами, оказывающими влияние на снежный покров на поверхности горных ледников, поскольку в данном случае самым важным является

правильное воспроизведение площади, занятой снегом, а также его водно-эквивалентной высоты (Гусев и др., 2015). Как правило, в блоке деятельного слоя суши (важнейшей составляющей любой климатической модели) не учитываются вертикальные профили плотности и температуры снежного покрова, а также его микроструктура и стратиграфия. Кроме перечисленных характеристик снежного покрова, для формирования нижнего граничного условия в задаче численного моделирования атмосферы важны температура поверхности снега и его альбедо. Наиболее физически полные модели снежного покрова, детально описывающие его стратиграфию и микроструктуру, требуют большого количества хорошо измеренных входных параметров и значительных вычислительных ресурсов. Это оправдано, например, для прогнозирования и предупреждения лавинной опасности на локальном и региональном масштабах или точного прогнозирования экстремальных гидрологических событий. Результаты, полученные при помощи различных моделей снежного покрова для горных районов (Boone, Etchevers, 2001), демонстрируют значительные различия в качестве моделирования.

При этом для моделей промежуточной сложности полнота описания физических процессов в снежной толще и высокое качество результатов сочетаются с экономией вычислительных ресурсов и менее жёсткими требованиями к качеству входной информации. К таковым относится блок снежного покрова модели локального тепловлагообмена (Land-Surface Model, LSM) SPONSOR (Шмакин, Турков и др., 2009), разработанной в Институте географии РАН. Многочисленные эксперименты, направленные на исследования снежного покрова в различных регионах Земли (Slater et al., 2001; Etchevers et al., 2004; Krinner et al., 2018; Essery et al., 2020), показывают, что модель SPONSOR является одной из наиболее перспективных для задач оценки динамики снежного покрова в горах на многолетнем масштабе.

Условия формирования снежной толщи в горах существенно отличаются от таковых на равнине. Среди специфических горных факторов следует отметить высоту над ур. моря, крутизну и экспозицию склонов; интенсивный метелевый перенос и метелевую сублимацию; влияние оголённых участков скал и морен через тепловое излучение и турбулентный теплообмен; более высокие по сравнению с равниной значения приходящей коротковолновой радиации и дефициты влажности. Например, в работах (Bintanja, 1995; Pomeroy, Jones, 1996) показано, что только за счёт метелевой сублимации потеря снежной массы может достигать 20% от годовой суммы осадков. Этот процесс особенно интенсивен при высоких скоростях ветра, которые часто наблюдаются выше 3000 м над ур. моря (за счёт близости к средней тропосфере и эффектов обтекания горных хребтов). Также на примере Центрального Кавказа было показано, что затраты тепла на сублимацию кристаллов во время метелей могут достигать 70 Вт/м^2, а в случаях ночных метелей – становиться определяющей компонентой теплового баланса поверхности и приземного слоя атмосферы (Дроздов и др., 2021).

По этим причинам существующие модели снежного покрова требуют отдельной верификации и валидации для высокогорных условий. В частности, для снежного блока модели SPONSOR подобных оценок ранее не проводилось. Для этого необходимо, прежде всего, получить достаточное количество высококачественных данных наблюдений, используемых в качестве входной информации (форсинга). Это было реализовано в ходе серии зимних экспедиций на ледник Гарабаши в 2020–2022 гг., в результате которых получены уникальные комплексные данные метеорологических и снегомерных наблюдений на юго-восточном склоне Эльбруса с использованием современного метеорологического оборудования.

Цель работы – анализ натурных данных, полученных на леднике Гарабаши (юго-восточный склон Эльбруса), а также оценка качества моделирования основных характеристик снежного покрова в высокогорном районе с помощью модели LSM SPONSOR на основе результатов моделирования с вышеобозначенными данными измерений; разработка универсального программно-аппаратного комплекса на основе модели LSM SPONSOR и данных прямых наблюдений для количественных оценок динамики снежного покрова в широком спектре природных условий.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Район исследований и методы наблюдений. Ледовый массив Эльбруса занимают около 20% от всего оледенения Кавказа по площади и объёму (Ледники..., 2020). Ледники южного склона охватывают максимальное разнообразие условий нивально-гляциальной зоны Кавказа в высотном диапазоне более двух километров. В качестве объекта исследований был выбран ледник Гарабаши, что обусловлено его логистическим удобством и типичными для Центрального Кавказа значениями площади и длины (Каталог ..., 2021), а также внушительным рядом наблюдений (Ледники и климат..., 2020).

В то же время существенное ограничение для оценки баланса массы ледников Большого Кавказа представляет отсутствие продолжительных метеонаблюдений. На поверхностях самих ледников доступны лишь нерегулярные ряды данных (Волошина, 2001), а в последние несколько деся-

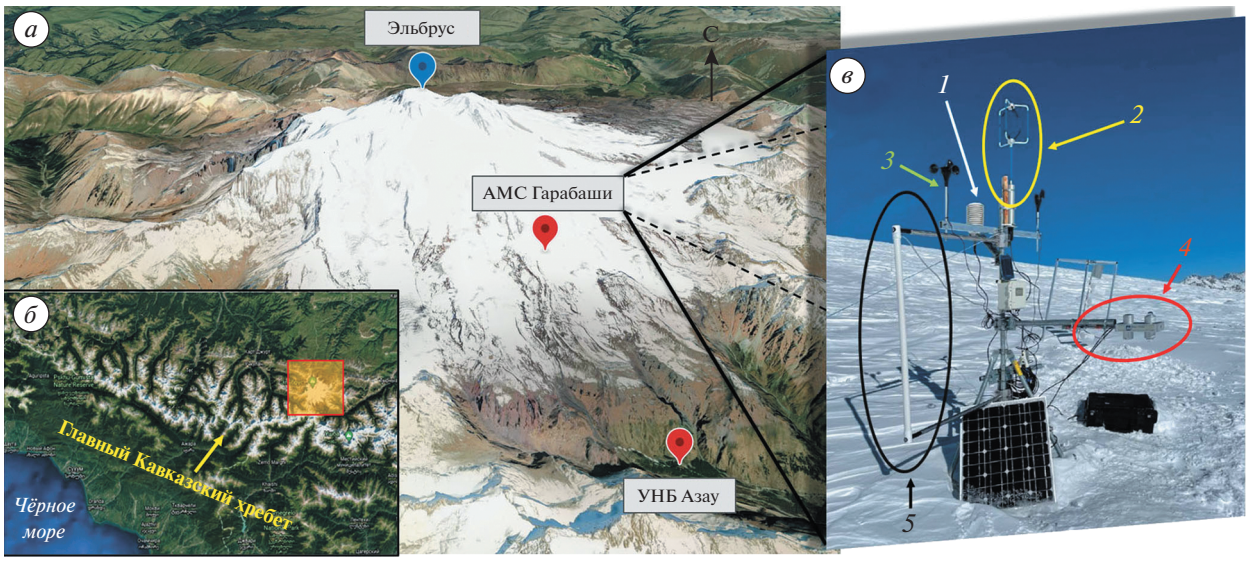


Рис. 1. Район исследований (Эльбрус) (*а*) с положением на территории Кавказа (*б*) и измерительный комплекс в верхней части зоны абляции ледника Гарабаши в 2022 г. (*в*), где *1* – термогигрометр Campbell, *2* – акустический анемометр Gill, *3* – анемометр и румбометр HOBO, *4* – балансомер Kipp&Zonnen, *5* – акустический метелемер ISAW FlowCapt. Пунсонами показаны: “АМС Гарабаши” – измерительный полигон (высота 3850 м над ур. моря) и учебно-научная станция Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова на поляне Азау (2350 м над ур. моря). Для создания данного рисунка использованы материалы Google Earth (www.earth.google.com).

Fig. 1. The study area (Elbrus Mountain) (*a*) with the position in the Caucasus Mountains (*б*) and the measurement complex in the upper part of the ablation zone of the Garabashi glacier in 2022 (*в*), where *1* – Campbell thermohygrometer, *2* – Gill acoustic anemometer, *3* – HOBO anemometer and rumbometer, *4* – Kipp&Zonnen net radiometer, *5* – ISAW FlowCapt acoustic snow-drift sensor. Punsons show: “AMS Garabashi” – a measuring area (altitude 3850 m a.s.l.) and the scientific station of the Lomonosov Moscow State University in Azau village (2350 m a.s.l.). Google Earth materials (www.earth.google.com) were used to create this figure.

тилетий они практически отсутствуют. К тому же, на Центральном Кавказе действуют лишь три метеостанции сети Росгидромета: Терскол, Клухорский перевал и Шаджатмаз. В то же время в работе (Гандин, Каган, 1976) показано, что рекомендуемое расстояние между метеорологическими станциями в условиях сложной орографии в среднем не должно превышать 20 км. Поэтому значения основных метеорологических величин (температуры, скорости ветра, осадков) на поверхностях ледников Эльбруса могут быть получены только путём экстраполяции рядов по данным метеостанции Терскол, расположенной в долине р. Баксан. Однако такой подход не позволяет получить достаточную точность результатов, а для таких величин, как суточные суммы осадков, турбулентные потоки тепла и характеристики подстилающей поверхности, и вовсе оказывается неприемлемым.

В работе (Торопов и др., 2016) показано, что для описания климатического режима высокогорных районов Эльбруса можно использовать данные реанализов ERA-Interim и ERA5 за последние 40–45 лет. Удовлетворительный результат можно получить на масштабах месячного осреднения (суммирования) для осадков, а также компонентов радиационного баланса (Toropov et al., 2019). Однако показатели суточной интенсивности осадков, турбулентных потоков тепла и влаги, порывов ветра и температурно-влажностных характеристик подстилающей поверхности в данных реанализов содержат большие ошибки и их использование некорректно (Ледники..., 2020). Поэтому определяющей частью данного исследования стала организация серии ежегодных экспедиций, в ходе которых были получены данные метеорологических наблюдений в области абляции ледника Гарабаши на южном склоне горы Эльбрус на высоте 3850 м над ур. моря (рис. 1). В данной работе будут обсуждаться результаты двух измерительных кампаний в зимний период, проведенных с 27 января по 6 февраля 2021 г. и с 4 по 24 февраля 2022 г. В ходе последнего эпизода наблюдений были получены данные измерений на поверхности горного ледника длительностью до 20 дней. В последний раз такого рода измерения проводились только в конце 1950-х и в 1960-е годы в рамках многочисленных проектов, инициированных в период Международного геофизического года (Оледенение Эльбруса..., 1968).

Площадь измерительного полигона на поверхности ледника составила примерно 400 м^2. В центре полигона был установлен автоматизированный метеорологический комплекс (см.

рис. 1), на расстоянии 10 м от которой располагалось восемь снегомерных реек (с пространственным шагом 10 м).

В результате измерений были получены ежеминутные данные о температуре и влажности воздуха на высоте 2 м (здесь и далее в абзаце в скобках приведена погрешность измерений: ±0.25°C и ± 0.1% соответственно), атмосферном давлении (±1.5 гПа), скорости и направлении ветра (±4% и ±5° соответственно) по данным автоматических метеостанций HOBO и Campbell. Компоненты радиационного баланса измерялись балансомером Hukseflux NR01 и Kipp&Zonen CNR1 (±10% для дневных сумм и ±20 Вт/м^2 для мгновенных измерений), установленных на уровне 1 м над поверхностью. Изюминкой измерительного комплекса стал акустический метелемер ISAW FlowCapt FC4 7, позволивший количественно оценить поток метелевых частиц в приповерхностном слое воздуха. Кроме того, на уровне 2 м над поверхностью посредством акустического анемометра Gill Windmaster измерялись три компоненты скорости ветра (±1.5% и ±2° для скорости и направления ветра и ±2°C для пульсационной температуры), с частотой 20 Гц. Эти измерения позволили в явном виде получить оценки турбулентного теплообмена и потока импульса между атмосферой и подстилающей поверхностью на основе метода турбулентных пульсаций (eddy covariance). По техническим причинам акустический анемометр Gill использовался только в ходе экспедиции 2021 г.

Для измерения термического режима снежного покрова в 2021 г. использовали термометрическую косу GeoPrecision (±0.1°C) (далее – термокоса), а в 2022 г. – датчики iButton (±1°C). С учётом доступного оборудования измерения проводились с временно́й дискретностью 1 ч и с шагом по вертикали 0.2 м до глубины 3.5 м в 2021 г. и с шагом 0.1 м до глубины 0.3 м в 2022 г. Также в день установки оборудования проводилось шурфование снежного покрова, что позволило получить сведения о начальном вертикальном распределении плотности и водного эквивалента снега.

Модель SPONSOR: общее описание и блок снежного покрова. Пилотная версия численной модели тепловлагообмена на суше (Land-Surface Model, LSM) SPONSOR была разработана в лаборатории климатологии Института географии РАН в 1997 г. (Shmakin, 1998) и изначально задумывалась как схема взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью суши для моделей общей циркуляции атмосферы. В течение 25 лет модель достаточно активно совершенствовалась, участвовала во многих международных тестовых экспериментах (Slater et al., 2001; Etchevers et al., 2004; Krinner et al., 2018; Essery et al., 2020 и др.). В настоящее время модель SPONSOR используется в автономном режиме, и позволяет решать широкий круг вопросов, связанных с расчётом тепловлагообмена между поверхностью суши и атмосферой, а также с глубокими слоями снежного покрова, почво-грунтов или подстилающего льда.

Модель SPONSOR позволяет рассчитать все составляющие теплового и водного баланса на суше, а также переменные характеристики: эффективную температуру поверхности ландшафта; температуру в почво-грунтах и их влагосодержание; количество замерзшей воды в почво-грунтах; альбедо и т.д. Все перечисленные параметры рассчитываются на каждом шаге по времени, который в зависимости от поставки задачи может меняться от одной минуты до одних суток. Для корректной работы модели на каждом шаге по времени необходимо задавать значения метеорологических переменных (форсинг): температуру и влажность воздуха, скорость ветра, осадки, потоки радиации, атмосферное давление. Также необходимо задавать меняющиеся в зависимости от типа ландшафта характеристики растительности и почво-грунтов, часть из которых может иметь сезонный ход. В качестве нижних граничных условий задается температура грунта на уровне затухания годовых колебаний (в среднем для большинства почв Северной Евразии эта глубина составляет 3–4 м), а также глубина залегания грунтовых вод. Число и толщина расчётных уровней в почво-грунтах могут меняться; в работе использована семиуровневая версия. Детальное описание модели SPONSOR приведено в работах (Shmakin, 1998; Шмакин, Рубинштейн, 2006; Шмакин и др., 2009; Турков, Сократов, 2016). В рамках задачи моделирования снежного покрова на поверхности горного ледника предусмотрена возможность заменить теплофизические характеристики почво-грунта на характеристики льда.

Прогностические переменные модели включают: температуру поверхности и глубинных слоёв почво-грунта и снега, влагосодержание (в том числе и долю замёрзшей воды) почво-грунта и снега для всех расчётных уровней, водный эквивалент, плотность, толщину, кристаллическую структуру и тип всех слоев снега. Диагностическими переменными служат: турбулентные потоки явного и скрытого тепла, поток тепла в грунт, потоки тепла и влаги в почве и снежной толще, сток воды из колонки, альбедо, теплопроводность, теплоемкость, максимальная водоудерживающая способность и фазовое состояние воды–снега, а также характеристики растительности (при её наличии).

В LSM SPONSOR модель снежного покрова включена в качестве отдельного блока. Основная структурная единица модели снежного покрова – слой снега. Считается, что в общем случае на каж-

дом шаге по времени при наличии твёрдых осадков формируется отдельный слой снега с определенными начальными свойствами. В дальнейшем под воздействием различных физических процессов свойства слоя плавно или скачкообразно меняются. При росте снежной толщи соседние слои одного типа, близкие по свойствам, могут объединяться, общее же количество слоёв может быть произвольным в зависимости от условий формирования снежного покрова. Снежный покров в модели представлен в виде многослойной среды. В ходе вычислений каждый слой этой среды представлен программным объектом с переменными, соответствующими свойствам снега, а также набором функций, позволяющих работать со слоями как с едиными объектами, т.е. складывать или делить слои, менять их тип и отдельные характеристики и т.п.

Модель снежного покрова включает в себя описание процессов, вносящих наибольший вклад в формирование характеристик снега, важных для описания взаимодействия снежного покрова с атмосферой и почво-грунтом (Шмакин и др., 2009). К ним относятся: образование нового слоя снега; изменение плотности слоёв снега в результате вязкого и ветрового уплотнения; изменение температуры слоев снега за счёт теплообмена с атмосферой и почвой, а также поглощения солнечной радиации и фазовых переходов воды в толще снега; испарение, в том числе метелевое по схеме А.К. Дюнина (Дюнин, 1963); таяние, перенос талой воды и её вторичное замерзание; изменение влажности снега в результате таяния и просачивания талой воды в толщу, а также поглощения жидких осадков; изменение альбедо снега, а также свойств снега за счёт смены его типа (например, при возникновении глубинной изморози или ледяной прослойки). Для определения изменений температуры важную роль играет корректное описание изменяющейся теплоемкости и теплопроводности снега.

Метод расчета вязкого уплотнения сухого снега приведен в статье (Kominami et al., 1998). Коэффициент компрессионной вязкости (Па · с) вычисляется по формуле:

$$\eta = C\rho^{a}, \qquad (1)$$

где ρ – плотность сухого снега (кг/м^3); C = = 0.392 Па с (кг/м^3)$^{-a}$, $a \approx 4$ (безразмерный) – эмпирические параметры.

Температура поверхности снега рассчитывается с помощью уравнения теплового баланса верхнего бесконечно тонкого слоя:

$$S_0\left(1-\alpha_{sn}\right) - S\left(z\right) + R + H_s + L_v E_s + B = 0, \qquad (2)$$

где S_0 – интенсивность падающей коротковолновой радиации, Вт/м^2; α_{sn} – альбедо поверхности в долях единицы; $S(z)$ – интенсивность радиации, проникшей вглубь снега, Вт/м^2; R – баланс длинноволновой радиации, Вт/м^2; H_s и $L_v E_s$ – соответственно турбулентные потоки явного и скрытого тепла, Вт/м^2; B – кондуктивный поток тепла в снег, Вт/м^2.

Уравнение (2), нелинейное относительно температуры поверхности, решается методом итераций. Процессы теплообмена и изменения температуры внутри толщи снега описываются уравнением:

$$\rho_{sn} C_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda_{sn}\frac{\partial T_{sn}}{\partial z} + S\left(z\right)\right) + L_i F_{sn}\left(z\right), \qquad (3)$$

где z – глубина, м; T_{sn} – температура снега, К; ρ_{sn} – плотность снега, кг/м^3; C_{sn} – теплоёмкость снега, Дж/кг/К; λ_{sn} – коэффициент теплопроводности снега, в общем случае являющийся функцией от глубины z, Вт/м/К; L_i – удельная теплота таяния/замерзания, Дж/кг; $F_{sn}\left(z\right)$ – интенсивность таяния/замерзания воды в снеге, кг/с/м^3; $S\left(z\right)$ – поток проникающей в снег коротковолновой радиации, Вт/м^2.

Для решения уравнения (3) используется неявная конечно-разностная схема с прогонкой по вертикали, причем потоки тепла и новая температура каждого из слоёв вычисляются не только для снега, но одновременно и для слоёв почвы.

Альбедо верхнего слоя снега α_{sn} вычисляется по формуле:

$$\alpha_{sn} = \left(1 - 0.2 f_{\text{age}}\right)\alpha_{\text{sn.new}}, \qquad (4)$$

где $\alpha_{\text{sn.new}}$ – альбедо свежего снега в долях единицы (параметр, может меняться от 0.7 до 0.9); f_{age} – функция возраста снега, которая находится по формуле:

$$f_{\text{age}} = \tau_{sn}/\left(1+\tau_{sn}\right), \qquad (5)$$

где τ_{sn} – возраст верхнего слоя снега в днях.

Если верхний слой снега талый, то его альбедо может принимать значения от 0.4 до 0.55. Таяние снега происходит, когда температура его поверхности становится равной 0°С. Скорость таяния M (кг/м^2/с) определяется как

$$M = E_{\text{melt}}/L_i, \qquad (6)$$

где L_i – удельная теплота таяния/замерзания, Дж/кг; E_{melt} – затраты тепла на таяние, Вт/м^2, которые определяются при итерационном решении уравнения (1) как положительная невязка баланса тепла, возникающая при достижении температуры поверхности значения 0°С. Подробно модель снежного покрова описана в работе (Шмакин и др., 2009).

В данной версии модели SPONSOR расчёт теплопроводности снега был изменён по сравнению с базовым вариантом (Шмакин и др., 2009), где использовалась параметризация, разработанная в (Sturm et al., 1997). В настоящее время в модели SPONSOR для снега, плотность которого меньше 400 кг/м^3, используется параметризация А.В. Павлова (Павлов, 1979):

$$\lambda_{sn} = \lambda_{sn,d} K_{\text{р}}, \tag{7}$$

где:

$$\lambda_{sn,d} = 0.035 + 0.353\times10^{-3}\rho_{sn} - \\ - 0.206\times10^{-6}\rho_{sn}^2 + 2.62\rho_{sn}^3, \tag{8}$$

$$K_{\text{р}} = 1 + 1.18\exp\left(0.15T_{sn,C}\right). \tag{9}$$

Здесь λ_{sn} – теплопроводность снега, Вт/(м К); $\lambda_{sn,d}$ – теплопроводность снега при температуре ниже –25°С, когда, по мнению А.В. Павлова, диффузия водяного пара в толще снега практически прекращается и имеет место только кондуктивная теплопроводность; $K_{\text{р}}$ – коэффициент, описывающий влияние диффузии водяного пара в толще снега на теплопроводность; $T_{sn,C}$ – температура снега, °С; ρ_{sn} – плотность снега, кг/м^3.

Для снега с плотностью выше 400 кг/м^3, для которого корректность параметризации А.В. Павлова не гарантирована, используется параметризация, предложенная в работе (Осокин и др., 2017):

$$\lambda_{sn} = 9.165\times10^{-2} - 3.814\times10^{-4}\rho_{sn} + \\ + 2.905\times10^{-6}\rho_{sn}^2 \ldots \tag{10}$$

В работе (Осокин и др., 2017) показано, что расчёты коэффициента теплопроводности по формуле А.В. Павлова при –10°С и по формуле (10) (результирующей кривой средних значений теплопроводности, вычисленных по данным 20 известных из литературы эмпирических зависимостей) дают хорошее соответствие, поэтому применяется формула А.В. Павлова, так как она учитывает и температурный фактор. При этом надо отметить, что при изменении температуры снега от –10 до –20°С, значение коэффициента теплопроводности (по формуле А.В. Павлова) уменьшается на 20%.

Для глубинной изморози в данной версии модели сохранена параметризация, предложенная в работе (Sturm et al., 1997):

$$\lambda_{sn} = \lambda_{\text{dry}} + \frac{51.8}{\left(T_{sn,C} - 27.8\right)^2 + 211.2}, \tag{11}$$

где $\lambda_{\text{dry}} = 0.06$ Вт/(м К).

Численные эксперименты с моделью SPONSOR. Эксперименты с моделью SPONSOR проводились по следующей схеме – в качестве начального условия задавались свойства снежного покрова в соответствии с данными наблюдений, полученными в результате шурфования в момент начала наблюдений в рамках эльбрусских экспедиций 2021/22 г. Весь снежный покров разбивался на начальное количество слоёв, каждый толщиной 20 см. Для каждого из этих слоев задавались значения температуры, плотности, влажности, водного эквивалента, типов снега в соответствии с данными шурфования. Толща льда ниже границы снежного покрова с вычислительной точки зрения выступала в качестве одной из разновидностей почво-грунта с теплофизическими свойствами, характерными для льда. Слой льда, включённый в модель, разбивался на семь фиксированных слоёв, толщиной (сверху вниз) 1.0; 1.3; 1.5; 1.7; 2.0; 2.5 и 3.0 м соответственно нижняя граница модельного льда располагалась на глубине 13 м от границы раздела снег–лёд. На нижней границе льда задавалась постоянная температура, примерно соответствующая среднегодовой многолетней температуре поверхности в данной точке, равной примерно –7°С (Ледники..., 2020); в толще льда начальная температура распределялась методом линейной интерполяции между глубинной температурой на глубине 13 м и измеренной температурой на границе снег–лёд, а затем в процессе расчётов она могла меняться в результате изменения тепловых потоков. На каждом шаге по времени задавались значения метеопараметров, полученные из данных измерений, а свойства снежной толщи и величины потоков тепла и влаги между поверхностью снега и атмосферой, а также между снегом и подстилающим его льдом рассчитывались по модели. Заданное начальное количество слоев снега могло меняться в процессе расчётов из-за выпадения осадков в твёрдом виде, а также объединения слоёв с близкими свойствами. Количество слоёв снега меняется как в бóльшую, так и в меньшую сторону в течение периода расчётов в зависимости от частоты выпадения осадков и особенностей трансформации снежного покрова (прежде всего за счёт диффузии водяного пара и замерзания жидкой влаги) и теоретически может быть произвольным.

Численные эксперименты с моделью SPONSOR выполнялись с использованием двух серий наблюдений, первая из которых была реализована с 29 января 00:00 ч по 5 февраля 23:00 2021 г. Мощность снежного покрова на момент шурфования (27 января) составляла 100 см, а данные о термическом режиме и плотности снежного покрова были получены с шагом 20 см. Плотность снега в начале эксперимента менялась в диапазоне от 320 кг/м^3 на глубине 1 м до 210 кг/м^3 вблизи поверхности.

Вторая серия наблюдений проводилась с 5 февраля 00:00 ч по 24 февраля 23:00 ч 2022 г.

Мощность снежного покрова на момент шурфования (29 января) составляла 80 см, а данные о термическом режиме снежного покрова были получены до глубины 30 см с шагом 10 см. Плотность снега в начале эксперимента менялась в диапазоне от 400 кг/м^3 на глубине 0.8 м до 260 кг/м^3 вблизи поверхности. В данной версии модели использовались следующие параметры: альбедо свежего снега – 0.9, альбедо талого снега – 0.55, параметр шероховатости – от 2.5×10^{-4} до 10^{-3} м в зависимости от плотности снега, коэффициент серости (излучения) – 0.98. Шаг по времени в обоих экспериментах составлял один час.

Также стоит отметить, что измерения температуры в снежной толще проводились на уровнях, фиксированных относительно границы раздела лёд–снег, однако при этом вариации положения поверхности снежного покрова за счёт осадков, и метелевого переноса и сублимации могут исчисляться десятками сантиметров в сутки. Поэтому далее для описания результатов измерений и моделирования в качестве вертикальной координаты используется не фиксированная глубина, а толщина снежного покрова, отсчитываемая от его нижней границы, определенной в начале периода измерения по данным шурфирования.

Методика оценки осадков. В ходе полевых наблюдений 2021/22 г. измерения суточных сумм осадков с помощью осадкомеров не проводились, что значительно ограничило возможность точного восстановления баланса массы снежного покрова. С другой стороны, методическая проблема измерений твердых осадков, особенно в условиях интенсивного метелевого переноса, до сих пор остается открытой. В данной работе была предпринята попытка оценить количество выпавших осадков по результатам ежедневных измерений толщины снежного покрова. Зная приращение толщины и плотность выпавшего снега, а также сроки, в которые это приращение произошло, можно приближенно оценить количество выпавших осадков. Пространственное осреднение этой величины по 8 снегомерным рейкам позволяет минимизировать эффекты локального метелевого переноса. При этом сроки начала и окончания снегопада фиксировались по наблюдениям, проводившимся на учебно-научной базе МГУ им. М.В. Ломоносова в Азау, расположенной на высоте 2350 м над ур. моря в 5 км к югу от измерительного полигона на леднике Гарабаши.

Однако изменение высоты снежного покрова отражает сумму всех компонент баланса массы снежного покрова, включая уплотнение снега и сублимацию ледяных кристаллов. В целях учёта этих факторов на первой итерации расчетов к положительным изменениям высоты снега (трактуемым как твёрдые осадки) с учётом его уплотнения прибавляли величину слоя сублимации (включая метелевую), рассчитанную с помощью модели SPONSOR. На второй итерации расчётов полученные значения пересчитываются в скорость выпадения осадков в мм/с (с использованием известных скорости и времени приращения толщины снега) и приписываются к тем срокам, когда приращение реально наблюдалось. Эта информация используется в качестве входных данных об осадках (форсинга) уже в итоговых численных экспериментах. Одновременно контролируется баланс приращения массы снежного покрова с учётом его испарения, чтобы избежать несуществующих источников и стоков массы. Совмещение натурных данных и модельных расчётов позволяет с некоторыми допущениями восстановить информацию о твёрдых осадках по данным измеренного изменения толщины снежного покрова. Такой подход, конечно, не заменяет измерения осадков с помощью акустических или лазерных осадкомеров, однако существенно повышает корректность модельных расчётов по сравнению с полным отсутствием учёта твёрдых осадков. Оценки точности воспроизведения моделью SPONSOR скорости уплотнения снежного покрова в широком диапазоне природных условий были выполнены ранее в ходе эксперимента SnowMIP (Krinner et al., 2018, Menard et al., 2021 и др.): модель показала хорошее качество воспроизведения наблюдаемой толщины снежного покрова на большинстве измерительных полигонов, что невозможно без правильного расчёта скорости уплотнения снега. Оценки рассчитанных величин потоков скрытого тепла над поверхностью снега в данной работе выполнялись путём вычисления теплового баланса поверхности по измеренным значениям радиационных потоков и потоков явного тепла, а также по рассчитанным величинам радиационного баланса поверхности и индукционного потока тепла в снег. Поток скрытого тепла определялся при этом как остаточный член теплового баланса, который по порядку величины соответствовал измеренному потоку явного тепла.

Полученные данные измерений толщины и массы снежного покрова, а также вычисленные с помощью модели SPONSOR значения скорости уплотнения снега и величины испарения позволяют с удовлетворительной точностью решить обратную задачу восстановления количества выпавших осадков, чтобы на второй итерации расчётов включить их в модельный форсинг как более достоверную величину. Развитие данной методики могло бы позволить с известной точностью восстанавливать количество выпавших твёрдых осадков по измеренным значениям толщины снежного покрова.

Таким образом, полученные данные наблюдений непосредственно на поверхности горного ледника отличаются достаточно высокой степенью достоверности (кроме осадков, которые все-таки восстанавливались косвенно описанным выше способом) и могут быть использованы для реализации численных экспериментов с моделями снежного покрова.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Воспроизведение радиационной температуры поверхности. Измерение плотности потока восходящего длинноволнового излучения с помощью пиргеометров позволяет восстановить значения радиационной температуры поверхности снежного покрова по закону Стефана-Больцмана. Корректно заданное значение коэффициента серости должно привести к полному соответствию рассчитанной радиационной температуры поверхности реально наблюдаемой термодинамической температуре. В дальнейшем восстановленную по данным пиргеометра температуру мы будем для краткости называть "измеренной радиационной температурой" (далее – ИРТ). Следует отметить, что коэффициент серости для снега не является величиной постоянной (Snow..., 2008). Однако мы принимаем во внимание, что значение коэффициента серости может отклоняться от среднего с тем или иным знаком. При этом измерения температуры поверхности снега не проводились, что связано с постоянным изменением высоты поверхности снежного из-за метелевого переноса, осадков, а также с воздействием солнечной радиации на термометры, которое невозможно исключить. Поэтому на рис. 2 представлены также графики радиационной температуры, рассчитанной для предельно возможных значений коэффициента серости: минимального 0.96 и максимального 1.0. Сравнение графиков показывает, что возможные неточности коэффициента серости могут быть причиной существенной погрешности расчета радиационной температуры, достигающей 2–3°C.

На рис. 2, *а* приведено сравнение ИРТ поверхности снега при различных коэффициентах серости с результатами моделирования для эксперимента 2021 г. (чёрная линия). В качестве условного "эталона" для оценки качества моделирования может служить ряд радиационной температуры, полученный на основе измеренного потока уходящей длинноволновой радиации при значении коэффициента серости $\varepsilon = 0.98$. При нём модель SPONSOR весьма точно воспроизводит временну́ю изменчивость – коэффициент корреляции между модельным и "измеренным" рядом равен 0.96, среднеквадратическая ошибка – 1.9°C, средняя абсолютная ошибка составляет 0.8°C.

На рис. 2, *б* приведено сравнение ИРТ поверхности снега при различных коэффициентах серости с результатами моделирования для эксперимента 2022 г. (чёрная линия). Можно отметить, что модель SPONSOR также с высокой точностью воспроизводит временну́ю изменчивость температуры поверхности снега: коэффициент корреляции составляет 0.93, среднеквадратическая ошибка – 2.4°C. Средняя абсолютная ошибка по результатам модели SPONSOR оказывается близка к 0°C, при этом модель преимущественно завышает значения температуры поверхности в дневное время и занижает в ночное. Максимум ошибок по результатам модели достигается в период устойчивого антициклона с 12 по 17 февраля (до 4°C).

Кроме температуры поверхности, на рис. 2, *а–б* представлены также графики измеренной приземной температуры воздуха (синяя линия). Сравнение графиков ИРТ и приземной температуры воздуха позволяет оценить приземный градиент температуры, от которого в первую очередь зависит величина турбулентного теплообмена снежной поверхности с атмосферой. По данным измерений величина приземного градиента температуры в период наблюдений весьма велика, и составляет в среднем –2°C/м, т.е. в среднем над снежным покровом наблюдается сильная температурная инверсия, что в целом типично для зимних условий. Как показывает анализ рис. 2, *б*, в условиях штилевой антициклональной погоды, наблюдавшейся в период с 12 по 17 февраля, перепад температуры между поверхностью и уровнем измерения температуры воздуха (2 м) может достигать 18°C. Близкие значения были получены и по результатам моделирования.

Воспроизведение термического режима снежного покрова. Модель SPONSOR позволяет рассчитать температуру не только на поверхности, но и по всей толще снежного покрова. На рис. 3 представлено сравнение временных рядов температуры для эксперимента 2021 г. по данным расчёта SPONSOR на различных уровнях от границы раздела "лёд–снег"; для наглядности на рис. 3 представлен также график изменений радиационной температуры поверхности. К сожалению, некоторые датчики термокосы Geoprecision, расположенные на уровнях 60 и 80 см, работали некорректно, поэтому данные, полученные с них, были забракованы. В связи с этим на рис. 3 представлены графики измеренной температуры только для уровней 20 и 40 см от нижней границы снега. Анализ графика показывает, что модель даёт достаточно адекватную картину термического режима снежного покрова: амплитуда колебаний температуры вблизи поверхности (уровень 80 см) затухает с глубиной согласно второму закону Фурье; результаты измерений и моделирования показа-

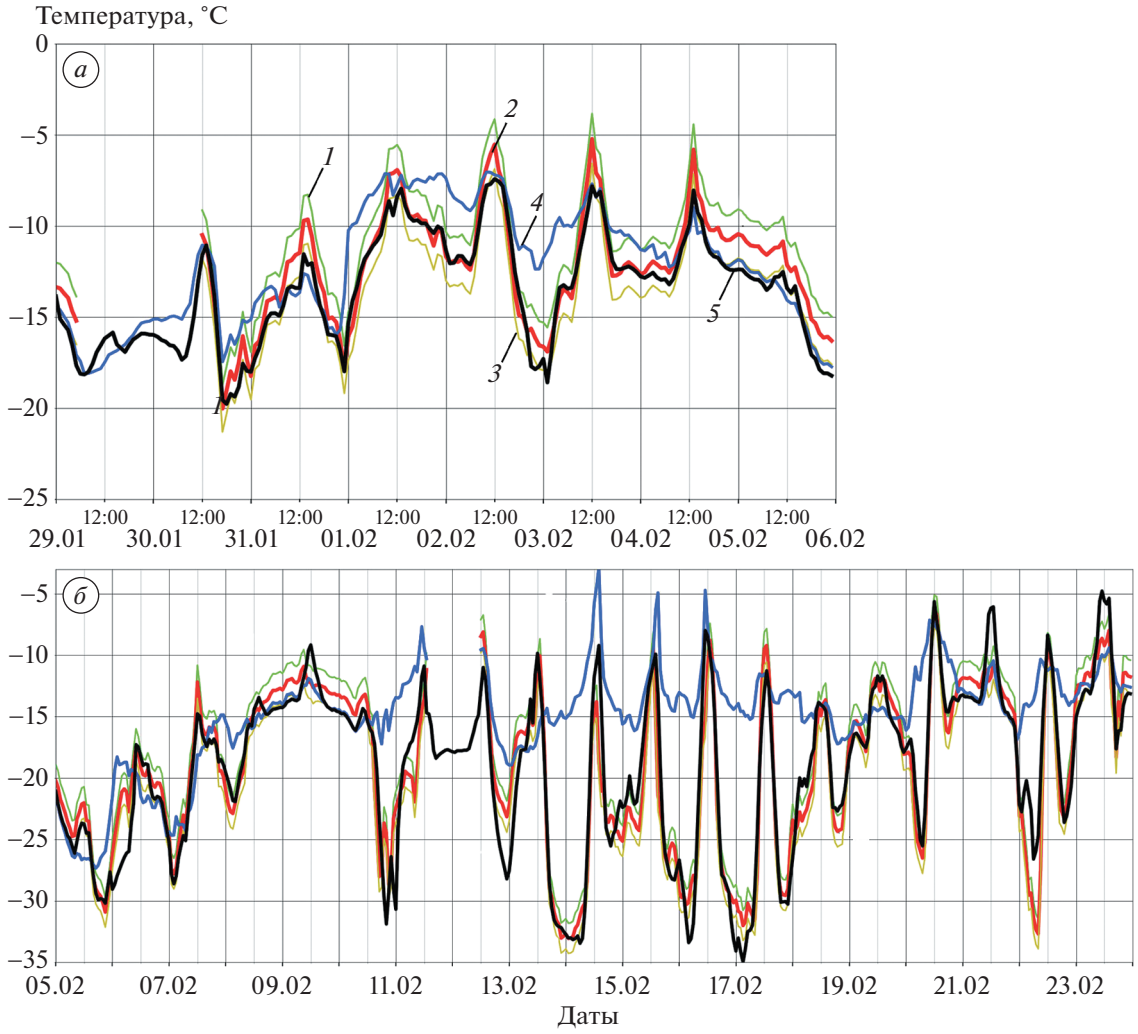


Рис. 2. Радиационная температура поверхности снега, рассчитанная для периодов экспедиции 2021 г. (*а*) и 2022 г. (*б*): по данным наблюдений при коэффициентах серости *1* – 0.96; *2* – 0.98 и *3* – 1.0, *4* – температура поверхности снега по результатам расчетов на модели SPONSOR; *5* – график наблюдаемой температуры воздуха на высоте 2 м.

Fig. 2. The radiation temperature of snow surface, calculated for the period of the expedition in 2021 (*a*) and 2022 (*б*): according to observations at grayness coefficients of *1* – 0.96; *2* – 0.98 and *3* – 1.0, *4* – snow surface temperature according to the results of calculations on the SPONSOR model; *5* – graph of the observed air temperature at a height of 2 m.

ли, что глубже уровня 40 см в высокогорных условиях Эльбруса суточные колебания температуры практически не распространяются. При этом для уровней, на которых термометры работали корректно, наблюдается хорошее соответствие наблюдаемых и рассчитанных значений температуры снега: средняя абсолютная ошибка данных моделирования составляет 0.4°C для уровня 40 см и 0.2°C для уровня 20 см.

Затем был проведён ряд численных экспериментов, направленных на количественную оценку возможных ошибок, неизбежно возникающих при измерениях температуры в снежной толще с помощью термокос. Чаще всего термокоса устанавливается в заранее пробуренную лунку в снежно-ледовой толще, либо в заранее выкопанный шурф, который затем засыпается снегом. В обоих случаях измерения проводятся в нарушенном снежном покрове. Для оценки возможного влияния начальных значений плотности снега на его термический режим были проведены численные эксперименты с внесенными отклонениями плотности снежного покрова на ±100 кг/м^3 на всех расчётных уровнях. Таким образом, имитировалось заполнение измерительного шурфа количеством снега с меньшим (–100 кг/м^3) или большим (+100 кг/м^3) значением плотности по сравнению с исходной величиной (при одинаковой начальной высоте снежного покрова). Исходная наблюдаемая плотность снега в начале эксперимента менялась в диапазоне от 320 кг/м^3 на глубине 1 м до 210 кг/м^3 вблизи поверхности. Таким

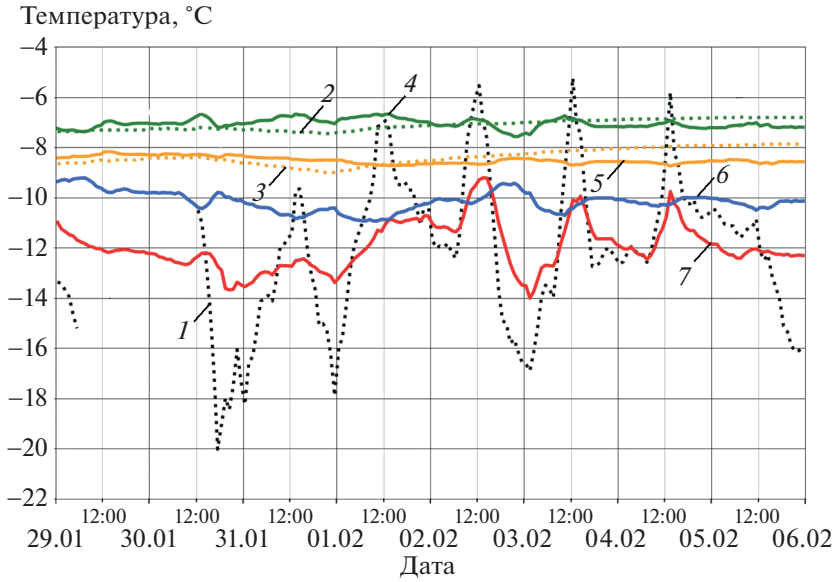


Рис. 3. Термоизоплеты по данным наблюдений (пунктирные линии) и результатам расчётов на модели SPONSOR (сплошные линии) для периода экспедиции 2021 г.: *1* – радиационная температура поверхности снега, рассчитанная для периода экспедиции 2021 г. по данным наблюдений при коэффициенте серости 0.98; *2–3* – данные наблюдений соответственно на 20 и 40 см; *4–7* – расчёты по модели SPONSOR для уровней соответственно 20, 40, 60 и 80 см. Уровни отсчитываются от границы снежного покрова и ледника.

Fig. 3. Thermal isopleths according to observational data (dotted lines) and results of calculations on the SPONSOR model (solid lines) for the expedition period of 2021; *1* – radiation temperature of the snow surface, calculated for the expedition period of 2021 according to observational data with an emissivity of 0.98; *2–3* – observational data at 20 and 40 cm, respectively; *4–7* – calculations using the SPONSOR model for levels of 20, 40, 60 and 80 cm, respectively. The levels are counted from the border of the snow cover and the glacier.

образом, при изменении начальной плотности на ±100 кг/м^3 в процентном отношении она менялась весьма существенно: на 48% для приповерхностного слоя и на 31% для уровня 1 м. Результаты эксперимента представлены на рис. 4, *а* (для температуры на уровнях 20, 40 и 60 см от границы раздела снег–лёд). Анализ рис. 4, *а* показывает, что возмущения начальной плотности снежного покрова могут оказать существенное влияние на его термический режим: отклонения значений температуры могут достигать 1.5–2.5°C для уровня 60 см и 1°C для уровня 40 см от границы раздела снег–лёд.

При анализе графиков рис. 4, *а* отмечается парадоксальный, на первый взгляд, результат: при меньшей плотности снега амплитуда колебаний температуры в верхних слоях снега больше, чем при увеличенной плотности. Теоретические исследования показывают, что при меньшей плотности и, следовательно, при меньших значениях коэффициента теплопроводности, термические колебания должны быстрее затухать при распространении вглубь снежного покрова. Однако следует отметить, что в данном эксперименте моделировалось заполнение шурфа для термокосы количеством (массой) снега существенно меньшим (или существенно большим) по сравнению с исходной величиной. Поэтому наряду с уменьшением (увеличением) коэффициента теплопроводности одновременно уменьшалась (увеличивалась) теплоемкость снега в шурфе, так как общая начальная толщина оставалась одинаковой. Как следует из уравнения (3), скорость изменения температуры снега на любой глубине прямо пропорциональна теплопроводности и обратно пропорциональна произведению плотности на теплоемкость. Особенно это заметно в верхней части шурфа, где изменения плотности превышают 40%. Поэтому при уменьшении плотности снега в шурфе чувствительность его температуры к изменениям потоков тепла возрастает из-за уменьшения теплоемкости, но затухание колебаний происходит быстрее, чем при увеличенной плотности из-за уменьшения теплопроводности, поэтому к уровню 20 см от границы раздела “снег–лёд” различия для трёх расчётов практически нивелируются. При аномальном увеличении плотности снега наблюдается обратный процесс (он выражен несколько слабее).

Кроме того, следует иметь в виду, что после установления начальных аномалий плотности снега, в дальнейшем снежный покров подвергался естественному процессу уплотнения, как вязкого, так и ветрового, особенно заметного в условиях зимнего высокогорья. При этом снег с меньшей плотностью уплотнялся быстрее, чем снег с

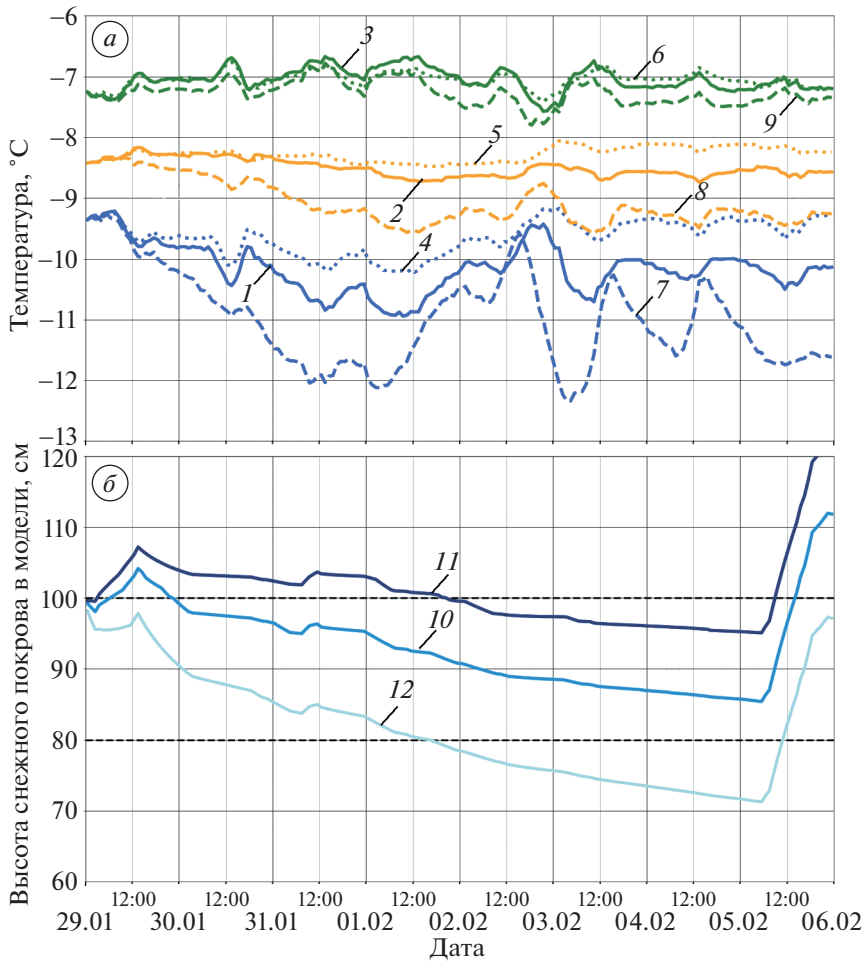


Рис. 4. Эксперимент на модели SPONSOR по данным 2021 г. – (*а*) изменения температуры снежной толщи со временем на: *1* – 60, *2* – 40 и *3* – 20 см при измеренном начальном вертикальном распределении плотности снежного покрова; а также при изменении начального вертикального распределения плотности снега по глубине на 100 кг/м^3 в большую (линии с коротким пунктиром *4, 5, 6*) и меньшую (линии с длинным пунктиром *7, 8, 9*) сторону от базового значения; (*б*) высота снежного покрова в численных экспериментах на модели SPONSOR по данным 2021 г. при измеренном начальном вертикальном распределении плотности снежного покрова (*10*) и при изменении начального вертикального распределения плотности снега по глубине на 100 кг/м^3 в большую (*11*) и меньшую (*12*) сторону от базового значения. Уровни температурных датчиков (*13*) отсчитываются от границы снежного покрова и ледника.

Fig. 4. Experiment on the SPONSOR model according to 2021 data – (*a*) changes in the temperature of the snow with time at levels: *1* – 60, *2* – 40 and *3* – 20 cm with the measured initial vertical distribution of snow density; and with a changed initial vertical distribution of snow density by 100 kg/m^3 to the larger (dotted lines *4, 5, 6*) and smaller (dashed lines *7, 8, 9*) side of the base value; (*б*) snow depth in numerical experiments on the SPONSOR model according to 2021 data with the measured initial vertical distribution of snow density (*10*) and with a changed initial vertical distribution of snow density over depth by 100 kg/m^3 to a larger one (*11*) and the smaller (*12*) side of the base value. The levels of temperature sensors (*13*) are counted from the border of the snow cover and the glacier.

большей плотностью. Поэтому его толщина уменьшалась быстрее (см. рис. 4, *б*). Несмотря на то что уровни расчета температуры располагались на одном расстоянии от границы “лёд–снег”, они оказывались на разном расстоянии от поверхности снега через небольшой промежуток времени. То есть рассматривалась ситуация, когда расположенный на фиксированной высоте от раздела “лёд–снег” термодатчик в результате уплотнения снежного покрова оказывался все ближе к поверхности снега. Поэтому в итоге пришлось отказаться от оценок и визуализации изменения температуры на уровне 80 см от раздела “лёд–снег”, поскольку уже к 1 февраля толщина снежного покрова стала меньше 80 см (см. рис. 4, *б* – датчик, изначально расположенный на глубине 20 см, после 1 февраля оказался бы в воздухе). Для экспериментов с нормальной и тем более увеличенной плотностью уменьшение высоты снежного покрова выражено гораздо слабее, поэтому уровни определения температуры оказываются на боль-

шей глубине от поверхности снега, чем для эксперимента с уменьшенной плотностью.

Воспроизведение турбулентного потока явного тепла. Данные высокочастотных измерений компонент скорости ветра с помощью акустического анемометра Gill позволили оценить качество воспроизведения моделью SPONSOR значений турбулентного потока явного тепла. Раннее для сезона абляции на горных ледниках было показано, что прямой метод турбулентных пульсаций (eddy covariance) условно может считаться "эталонным" (Торопов и др., 2018).

Временна́я изменчивость потока явного тепла воспроизводится моделью SPONSOR удовлетворительно (рис. 5, *а*) за исключением сроков с большими значениями положительных потоков по данным наблюдений (до 330 Вт/м^2). Коэффициент детерминации между измеренными и рассчитанными значениями потоков для всего объёма выборки составляет 0.16 (рис. 5, *б*), что формально является статистически значимой величиной. При этом случаи со значительными "выбросами" значений потоков явного тепла моделью SPONSOR не воспроизводятся. Однако достоверность таких высоких измеренных значений требует дополнительной проверки на более длинных рядах наблюдений. В то же время данные наблюдений приведены в виде средних часовых значений, что по идее должно было минимизировать ошибки. Кроме того, количество случаев со значениями турбулентного потока явного тепла более 100 Вт/м^2 составляет порядка 17% от общей выборки, что не позволяет исключить их как маловероятные события.

К примеру, случаю неустойчивой стратификации по данным наблюдений 31 января 2021 г. сопутствовал значительный дневной прогрев поверхности снежного покрова, опережающий рост температуры воздуха. В результате разность температур поверхность снега – атмосфера оказалась положительной и достигла 6°С. В таких условиях неустойчивой стратификации возможны восходящие движения у поверхности, что подтверждается также и положительной вертикальной компонентой скорости ветра в эти часы, достигающей значения 0.42 м/с по данным анемометра Gill. В такой ситуации даже при уменьшении горизонтальной компоненты скорости ветра интенсивный турбулентный теплообмен снежной поверхности с атмосферой вполне возможен. Аналогичный ветровой режим наблюдался в утренние часы 30 января при максимуме турбулентного потока тепла. При этом оба случая неустойчивой стратификации были зафиксированы в одинаковой синоптической обстановке: при прохождении теплого фронта, сопровождающемся юго-западным ветром на уровне измерений. Развитие свободной конвекции в приповерхностном слое на Эльбрусе в зимний сезон, по всей видимости, является возможным и даже типичным событием. В пользу адекватности полученных оценок турбулентных потоков тепла говорят разумные значения коэффициента турбулентного обмена, которые были оценены с использованием объёмного числа Ричардсона и для нашего случая менялись в диапазоне 0.01–0.1 м^2/с.

Стоит также отметить, что временно́й ход значений потока явного тепла по результатам модели SPONSOR совпадает с временным ходом разности температуры "поверхность–атмосфера", в то время как результаты расчётов по методу "eddy covariance" определяются не только вертикальным градиентом температуры, но и значением вертикальной компонентой скорости ветра. За исключением этих выбросов оказывается, что временна́я изменчивость величин турбулентного теплообмена по результатам модели SPONSOR хорошо соответствует натурным данным: коэффициент корреляции между двумя рядами достигает 0.93. Однако модуль абсолютных значений турбулентного теплообмена по результатам модели SPONSOR завышается в среднем в 1.6 раза.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ДИСКУССИЯ

Полученные результаты, основанные на анализе данных наблюдений и численного моделирования, выявили явные отличия структуры теплового баланса снежного покрова равнинных и высокогорных территорий.

Результаты измерений показали, что перепад температуры между поверхностью снежного покрова и двухметровым уровнем измерения температуры воздуха в условиях сильного радиационного выхолаживания может достигать в отдельные сроки 10°С/м, что в равнинных условиях случается крайне редко. При моделировании термического режима поверхности такие высокие значения градиента температуры также воспроизводятся. По всей видимости, это связано с тем, что в штилевых антициклональных условиях при сильно устойчивой стратификации атмосферы, несмотря на большие градиенты температуры, турбулентный теплообмен близок к нулю из-за очень малых значений коэффициентов турбулентности (decoupling-эффект, (Lapo et al., 2019). Таким образом, полученные результаты измерений и моделирования показывают, что в условиях высокогорья экстраполяция и интерполяция температуры воздуха и поверхности, особенно с удаленных станций, является некорректной задачей. Для адекватного воспроизведения термического режима поверхности ледника (и покрывающего её снежного покрова) необходимо рассчитывать температуру поверхности в каждой точке на основе решения уравнения теплового баланса.

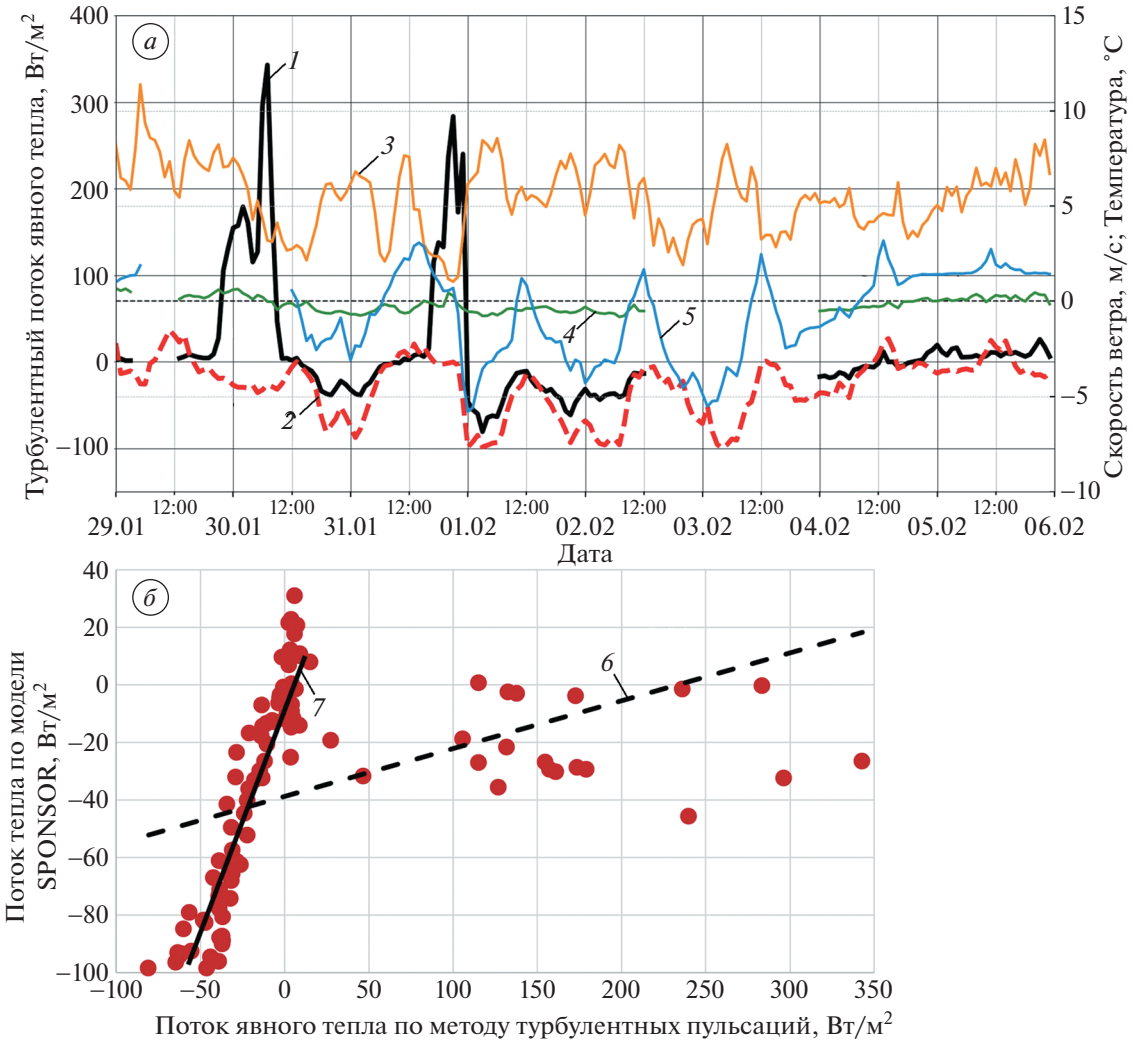


Рис. 5. График временной изменчивости (*а*) и диаграмма рассеяния (*б*) плотности потока явного тепла (Вт/м^2), восстановленного по методу турбулентных пульсаций (eddy covariance) по данным измерений акустического анемометра Gill (*1*) и по результатам модели SPONSOR за период экспедиции 2021 г. (*2*), а также скорость ветра (*3*), её вертикальная компонента (*4*) и разность температур между поверхностью снега и атмосферной на высоте 2 м (*5*); на диаграмме рассеяния: *6* – линия тренда для всей выборки, *7* – линия тренда для выборки с потоками по данным наблюдений менее 30 Вт/м^2.

Fig. 5. Temporal variability (*a*) and scatterplot (*б*) of sensible heat flux density (W/m^2) reconstructed using the eddy covariance method from Gill sonic anemometer measurements (*1*) and from SPONSOR model results for the 2021 expedition period year (*2*), as well as wind speed (*3*), its vertical component (*4*) and the temperature difference between the snow surface and atmospheric temperature at a height of 2 m (*5*); on the scatterplot: *6* – the trend line for the entire sample, *7* – the trend line for the sample with observed fluxes less than 30 W/m^2.

Численные эксперименты на чувствительность модели SPONSOR к начальному вертикальному распределению плотности показывают, что изменение профиля плотности (±100 кг/м^3) в результате нарушения целостности снежного покрова при установке датчиков может привести к существенным ошибкам температуры снежной толщи (на 3°С и выше) на разных глубинах, а также значительно изменить амплитуду колебаний температуры. Эту особенность необходимо учитывать при организации измерений. На данный момент методика измерения характеристик снежного покрова, применяемая на горных полигонах Snow MIP (Col de Porte, French Alps (Lejeune et al., 2019) и Senator Beck, Colorado (Landry et al., 2014), предполагает сезонность снежного покрова и отсутствие горного оледенения в качестве “подстилающей поверхности”. В таком случае датчики измерения температуры и водного эквивалента снега устанавливаются и настраиваются до появления устойчивого снежного покрова. Затем они естественным образом погружаются в снежную толщу по мере сезонной аккумуляции, что минимизирует ошибки измерений.

Возможным решением проблемы может быть организация стационара в пик сезона абляции по аналогии с описанными полигонами, когда на леднике Гарабаши обнажаются фирновая облицовка и лёд. Также необходимо отметить, что на точность измерения физических характеристик снежного покрова значительно влияют особенности атмосферных условий, характерные для высокогорья. В частности, при низких значениях температуры (менее –15°C) и значительных скоростях ветра (более 10 м/с) взаимодействие ветрового потока и воздуха в порах снежного покрова приводит к увеличению плотности и отклонению температуры снежной толщи от равновесных значений на величины до 100 кг/м^3 и 1°C соответственно на глубинах до 30 см (Sokratov, Sato, 2001). Подобные условия характерны для поверхности горных ледников в сезон аккумуляции, в частности для условий измерительного полигона на леднике Гарабаши. Так, результаты наблюдений за 2021/22 г. показывают, что максимальные скорости ветра в области абляции достигают 40 м/с.

В условиях неоднородного горного рельефа в дневные часы даже при облачной погоде средние значения турбулентного потока явного тепла могут составлять 200 Вт/м^2 (Репина и др., 2021), а в случаях интенсивного прогрева открытой поверхности в степной зоне – превышать 300 Вт/м^2 (Liu et al., 2007). По-видимому, зимой в условиях быстрого радиационного прогрева снежной поверхности горного ледника и сильного ветра возникает интенсивное турбулентное перемешивание приземного слоя, характеристики которого сопоставимы с летними условиями на однородных равнинных территориях. Этот эффект – ещё одна специфическая особенность теплового баланса снежного покрова в горах; на равнинах такие условия наблюдаются редко.

Использование прямого метода турбулентных пульсаций (eddy covariance) с помощью акустического анемометра Gill показало, что в зимнее время над заснеженной поверхностью ледников Эльбруса могут фиксироваться случаи интенсивных восходящих движений. Сочетание быстрого радиационного прогрева снежной поверхности с достаточно высокими скоростями ветра приводит к интенсивным потерям энергии за счёт турбулентного теплообмена, достигающего 300 Вт/м^2. Однако модель SPONSOR их не воспроизводит; возможно, это связано с тем, что данная версия модели учитывает только процессы в нескольких метрах приземного слоя. Это подразумевает фиксированную на каждом шаге по времени температуру атмосферы и не учитывает процессы во всём пограничном слое атмосферы, где в условиях неустойчивой стратификации может возникать мелкомасштабная конвекция, провоцирующая интенсивные турбулентные потоки тепла, в том числе и в приземном слое. Кроме того, при создании модели SPONSOR основной упор делался на воспроизведение средних значений характеристик поверхности и турбулентных потоков тепла за достаточно длинные промежутки времени (сутки и более). При этом значительные и кратковременные пульсации характеристик приземного и пограничного слоя атмосферы, порождающие всплески турбулентных потоков тепла и влаги, усредняются моделью и не проявляются в спектре расчётных турбулентных пульсаций. В случае отрицательных градиентов температуры в приземном слое результаты модели SPONSOR оказываются завышенными по абсолютным значениям по сравнению с данными наблюдений, однако с высокой точностью отражают временну́ю изменчивость величины (коэффициент корреляции расчётных и наблюдаемых потоков достигает 0.9 и более). Это может быть связано с известными недостатками работы модельной схемы вычисления турбулентных потоков, основанной на теории подобия Монина–Обухова, в условиях температурных инверсий, а также с неточностью определения параметра шероховатости поверхности в условиях горного оледенения. Данный недостаток может быть устранен калибровкой расчётной схемы модели на основе более длинных рядов наблюдений, охватывающих разные сезоны и синоптические условия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В отдельные периоды зимних сезонов 2021/22 г. на леднике Гарабаши, расположенном на южном склоне Эльбруса, были проведены комплексные метеорологические и снегомерные измерения. Полученные данные наблюдений позволили выполнить верификацию и валидацию модели LSM SPONSOR, включая блок снежного покрова, для зимних условий на поверхности горного ледника.

Показано, что модель SPONSOR с хорошей точностью воспроизводит термический режим поверхности снежного покрова в условиях горного оледенения в сезон аккумуляции при заданном коэффициенте серости 0.98. Также выявлен эффект экстремального радиационного выхолаживания снежной поверхности в горных условиях – как по данным измерений, так и по результатам моделирования. В результате средние значения температурного градиента “снежная поверхность – температура приземного воздуха” могут достигать 10°C и более. Такая ситуация возникает в условиях штилевой антициклональной погоды. Одновременно с этим показано, что сочетание высоких значений радиационного баланса в условиях малооблачной погоды в дневные часы с высокими скоростями ветра провоцирует большие положительные величины восходящих потоков над снежной поверхностью (порядка 0.4 м/с)

и может быть причиной очень высоких значений турбулентного теплообмена, приводящих к охлаждению снежной поверхности. Это, наряду с интенсивным ночным выхолаживанием, по всей видимости является одним из ключевых отличий теплового баланса снежной поверхности в горных районах от равнинной территории в зимнее время.

Модель SPONSOR в целом адекватно воспроизвела термический режим поверхности снежного покрова в высокогорных условиях Эльбруса. Совместная работа модели и измерительного комплекса позволяет взаимно дополнять и улучшать как методику наблюдений, так и способы моделирования природных процессов. В частности, применение такого комплекса позволяет уточнить данные о твёрдых осадках по данным об изменениях высоты снежного покрова и расчётным данным об испарении и скорости уплотнения снега, что было показано в настоящей работе.

Для более полной оценки качества моделирования снежного покрова на поверхности горного ледника необходимо получение высококачественных данных измерений *in situ* на годовом и декадном временно́м масштабе. Проведение длительных численных экспериментов требует также учета в модели специфических процессов в горах, таких как интенсивный метелевый перенос, метелевая сублимация ледяных кристаллов, влияние выходов каменного материала на поверхность, неравномерность распределения солнечной радиации и т.п. Эти процессы в перспективе следует включать в модель для расширения её возможностей по воспроизведению разнообразных условий развития снежного покрова и ледников в горах.

Поскольку модель SPONSOR специально не настраивалась именно на условия ледника Гарабаши, а использовалась с параметрами, соответствующими широкому спектру характеристик горного снежного покрова на ледниках, хорошее воспроизведение наблюдаемого термического режима дает основания считать, что разработанная методика сопряжения измерений с высоким временным разрешением на современной приборной базе и модельных расчетов может быть успешно применена к другим ледникам Большого Кавказа, что позволит уточнить имеющиеся и получить новые знания о нивально-гляциальной сфере в высокогорных районах.

Благодарности. За существенный вклад в ход полевых исследований благодарим сотрудника географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, к.г.н. А.А. Полюхова, а также студентов кафедры метеорологии и климатологии МГУ им. М.В. Ломоносова Ю.И. Ярынич, А.С. Мелик-Багдасарову и Р.Р. Гибадуллина. Полевые измерения и их анализ выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ 20-05-00176. Работы с моделью SPONSOR выполнены в рамках темы Государственного задания Института географии РАН АААА-А19-119022190173-2 (FMGE-2019-0009).

Acknowledgements. For a significant contribution to the field research is expressed gratitude to the employee of the Faculty of Geography of Lomonosov Moscow State University, Ph. D. A.A. Polyukhov, as well as students of the Department of Meteorology and Climatology of Moscow State University Yu.I. Yarynich, A.S. Melik-Bagdasarova and R.R. Gibadullin.

Field measurements were carried out with the financial support of the RFBR grant 20-05-00176.

The results of the SPONSOR modelling obtained withing the framework of the research project AAAA-A19-119022190173-2 (FMGE-2019-0009) of the Research Plan of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Волошина А.П. Метеорология горных ледников // МГИ. 2001. Т. 92. С. 3–148.

Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 360 с.

Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я., Айзель Г.В. Моделирование формирования стока рек и снежного покрова на севере Западной Сибири // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 4. С. 387–395.

Дроздов Е.Д., Торопов П.А., Турков Д.В., Шестакова А.А., Андросова Е.Е. Оценка эффекта сублимации ледяных кристаллов при метелях над поверхностью горного ледника на основе натурных данных и численного моделирования // Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России: Материалы IV Всеросс. науч.-практич. конф., приуроч. к Году науки и технологий. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2021. С. 397–404.

Дюнин А.К. Механика метелей // Новосибирск: Сибирское отделение АН СССР, 1963. 378 с.

Каталог ледников России // Электронный ресурс. https://www.glacrus.ru Дата обращения: 04.06.2022.

Ледники и климат Эльбруса / Ред. В.Н. Михаленко. М., СПб.: Нестор–История, 2020. 372 с.

Оледенение Эльбруса / Ред. Г.К. Тушинский. М.: Изд-во МГУ, 1968. 345 с.

Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Коэффициент теплопроводности снега и его изменчивость // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 60–68. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68)

Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 286 с.

Репина И.А., Степаненко В.М., Барсков К.В., Пашкин А.Д., Артамонов А.Ю. Взаимодействие атмосферы с неоднородной подстилающей поверхностью // Динамика и взаимодействие геосфер земли: Материалы Всеросс. конф. с междунар. участием, посвящ. 100-летию подготовки в Том-

ском гос. ун-те специалистов в области наук о Земле. Томск: Томский центр науч.-технич. информации, 2021. С. 187–190.

Торопов П.А., Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Морозова П.А., Шестакова А.А. Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 5–19. https://doi.org/10.15356/2076–6734–2016–1–5–19

Торопов П.А., Шестакова А.А., Смирнов А.М., Поповнин В.В. Оценка компонентов теплового баланса ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) в период абляции в 2007–2015 годах // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 4. С. 42–54. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-4(42-54)

Турков Д.В., Сократов В.С. Расчёт характеристик снежного покрова равнинных территорий с использованием модели локального тепловлагообмена SPONSOR и данных реанализа на примере Московской области // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 369–380. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-3-369-380

Шмакин А.Б., Рубинштейн К.Г. Валидация динамико-статистического метода детализации метеорологических параметров // Тр. Гидрометцентра России. 2006. Вып. 341. С. 186–208.

Шмакин А.Б., Турков Д.В., Михайлов А.Ю. Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и её сезонной эволюции // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 69–79.

Bintanja R., Van Den Broeke M.R. The Surface Energy Balance of Antarctic Snow and Blue Ice // Journ. of Applied Meteorology. 1995. 34. P. 902–926. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1995)034<0902:TSEBOA>2.0.CO;2

Boone A., Etchevers P. An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model: Local-Scale Evaluation at an Alpine Site // Bull. Amer. Meteorol. Society. 2001. 2 (4). P. 374–394. https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)0022.0.CO;2

Essery R., Semenov V., Turkov D. Snow cover duration trends observed at sites and predicted by multiple models // The Cryosphere. 2020. 14. P. 4687–4698. https://doi.org/10.5194/tc-14-4687-2020

Etchevers P., Martin E., Brown R. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project) // Annals of Glaciology. 2004. V. 38. P. 150–158. https://doi.org/10.3189/172756404781814825

High Mountain Areas in IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate (The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2019) / Lead authors R. Hock, G. Rasul, S. Kutuzov et al., 2019.

Kominami Y., Endo Y., Niwano Sh., Ushioda S. Viscous compression model for estimating the depth of new snow // Annals of Glaciology. 1998. V. 26. P. 77–82.

Krinner G., Derksen C., Richard E. et al. ESM-Snow MIP: assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks // Geosci. Model Dev. 2018. 11. P. 5027–5049. https://doi.org/10.5194/gmd-11-5027-2018

Menard C., Essery R., Turkov D. Scientific and human errors in a snow model intercomparison // Bull. Amer. Meteorol. Society. 2021. V. 201. Is. 1. P. E61–E79. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0329

Landry C.C., Buck K.A., Raleigh M.S., Clark M.P. Mountain system monitoring at Senator Beck Basin, San Juan Mountains, Colorado: A new integrative data source to develop and evaluate models of snow and hydrologic processes // Water Resour. Res. 2014. 50. P. 1773–1788. https://doi.org/10.1002/2013WR013711

Lapo K., Nijssen B., Lundquist J.D. Evaluation of Turbulence Stability Schemes of Land Models for Stable Conditions // Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2019. 124 (6). P. 3072–3089. https://doi.org/10.1029/2018jd028970

Lejeune Y., Dumont M., Panel J.-M., Lafaysse M., Lapalus P., Le Gae E., Lesaffre B., Morin S. 57 years (1960–2017) of snow and meteorological observations from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325m of altitude) // Earth Syst. Sci. Data. 2019. № 11. P. 71–88. https://doi.org/10.5194/essd-11-71-2019

Liu S., Lu L., Mao D., Jia L. Evaluating parameterizations of aerodynamic resistance to heat transfer using field measurements // Hydrology and Earth System Sciences. 2007. 2 (11). P. 769–783. https://doi.org/10.5194/hess-11-769-2007

Marzeion B., Jarosch A.H., Gregory J.M. Feedbacks and mechanisms affecting the global sensitivity of glaciers to climate change // The Cryosphere. 2014. № 8. P. 59–71.

Pomeroy J.W., Jones H.G. Wind-Blown Snow: Sublimation, transport and changes to polar snow, in: Chemical exchange between atmosphere and polar snow // NATO ASI Series, edited by E. Wolff and R.C. Bales, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1996. 43. P. 453–489.

Slater A.G., Schlosser C.A., Desborough C.E. The representation of snow in land surface schemes: results from PILPS 2(d) // Journ. of Hydrometeorology. 2001. V. 2. № 1. P. 7–25.

Shmakin A.B. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements // Global and Planetary Change. 1998. V. 19. № 1–4. P. 49–62.

Snow and Climate / Ed. by R.L. Armstrong, E. Brun. Cambridge, U.K.: Cambridge Univ. Press, 2008. 222 p.

Sokratov S.A., Sato A. The effect of wind on the snow cover // Annals of Glaciology. 2001. № 32. P. 116–120.

Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.

Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century // Intern. Journ. of Climatology. 2019. P. 4703–4720. https://doi.org/10.1002/joc.6101

Citation: Drozdov E.D., Turkov D.V., Toropov P.A., Artamonov A.Yu. Thermal regime of snow cover in winter in the high-mountainous part of Elbrus according to observational data and modeling results. Led i Sneg. Ice and Snow. 2023, 63 (2): 225–242. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423020059

Thermal Regime of Snow Cover in Winter in The High-Mountainous Part of Elbrus According To Observational Data and Modeling Results

E. D. Drozdov[a,#], D. V. Turkov[b], P. A. Toropov[a,b], and A. Yu. Artamonov[c]

[a] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

[b] *Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[c] *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: drozdov.jeka@yandex.ru*

Based on the analysis of the results of two measurement episodes in February 2021/22 and calculations using the LSM SPONSOR model, we obtained estimates of the variability of the snow surface thermal balance components and the thermal regime of the snowpack in the ablation zone of the Garabashi glacier on the southern slope of Mount Elbrus at 3850 m above sea level. A quantitative assessment of the sensitivity of the heat balance components to variations in key physical parameters has been performed. It is shown that the optimal value of the emissivity coefficient of snow cover in mountainous areas is 0.98: the absolute error in calculating the radiation temperature of the snow surface at this value does not exceed 1°C, in addition, the model adequately reproduces the thermal regime of deep layers of snow cover. It is also shown that a change in snow density by ±100 kg/m^3 can lead to deviations in the temperature of the snow mass by several degrees. This indicates an urgent need to solve the methodological problem of measurements with thermocouples, in which the integrity of the snow mass is inevitably violated. A good agreement between the results of calculations of turbulent sensible heat fluxes in the SPONSOR model with direct measurements (correlation coefficient > 0.9) is demonstrated. Based on the measurement data, the fact of a fairly high frequency of high values of turbulent fluxes under conditions of intense radiative heating in combination with high wind speeds was revealed, which apparently turns out to be typical for high-mountain regions in winter (unlike the plains). For cases of strongly stable stratification in the surface layer, the model systematically overestimates the absolute values of heat fluxes. This may be due to the well-known problem of implementing the calculation scheme based on the Monin-Obukhov theory under conditions of temperature inversions. The inaccuracy in determining the snow surface roughness parameter, which in high mountain conditions is characterized by significant temporal variability, can contribute to the error.

Keywords: mountain glacier, observations, numerical modeling, SPONSOR, Elbrus, Garabashi Glacier

REFERENCES

Voloshina A.P. Meteorology of mountain glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2001, 92: 3–148 p. [In Russian].

Gandin L.S., Kagan R.L. Statisticheskie metody interpretatsii meteorologicheskich dannyh. Statistical methods for interpreting meteorological data. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1976: 360 p. [In Russian].

Gusev E.M., Nasonova O.N., Dzogan L.Ya., Ayzel G.V. Modeling the formation of river runoff and snow cover in the north of the largest Siberia. *Vodnye Resursy*. Water Resources. 2015, 42 (4): 387–395. [In Russian].

Drozdov E.D., Toropov P.A., Turkov D.V., Shestakova A.A., Androsova E.E. Estimation of the effect of sublimation of ice crystals during snowstorms over the surface of a mountain glacier based on field data and numerical simulation. *Sovremennye tendentsii i perspektivy razvitiya gidrometeorologii v Rossii: Materialy IV Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii, priurochennoy k Godu nauki I technologiy*. Modern trends and prospects for the development of hydrometeorology in Russia: Proceedings of the IV All-Russian Scientific and Practical Conference dedicated to the Year of Science and Technology. Irkutsk: Irkutsk State University Publishing House, 2021: 397–404. [In Russian].

Dyunin A.K. Mekhanika meteley. Blizzard mechanics. Novosibirsk: Siberian Branch of the Academy of Sciences of the USSR, 1963: 378 p. [In Russian].

Russia glacier inventory. Retrieved from: https://www.glacrus.ru (Last access: 04.06.2022). [In Russian].

Ledniki i klimat Elbrusa. Glaciers and climate of Elbrus. Moscow, Saint Petersburg: Nestor–Istoria, 2020: 372 p. [In Russian].

Oledenenie Elbrusa. Elbrus glaciation. Moscow: Moscow University Press, 1968: 345p. [In Russian].

Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A. Thermal conductivity of snow and its variability. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2017, XXI (3): 60–68. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68). [In Russian].

Pavlov A.V. Teplofizika landschaftov. Thermal physics of landscapes. Novosibirsk: Nauka, 1979: 286 p. [In Russian].

Repina I.A., Stepanenko V.M., Barskov K.V., Pashkin A.D., Artamonov A.Yu. Interaction of the atmosphere with an inhomogeneous underlying surface. *Dinamika i vzaimodeystvie geosfer zemli: materialy Vserossiyskoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem, posvyashennoy 100-letiyu podgotovki v Tomskom gosudarstvennom universitete spezialistov v oblasti nauk o zemle.* Dynamics and interaction of the earth's geospheres: Proceedings of the All-Russian conference with international participation dedicated to the 100 th anniversary of the training of specialists in the field of earth sciences at Tomsk State University. Tomsk: TGU, 2021: 187–190. [In Russian].

Toropov P.A., Michalenko V.N., Kutuzov S.S., Morozova P.A., Shestakova A.A. Temperature and radiation regime of glaciers on the slopes of Elbrus during the ablation period over the past 65 years. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (1): 5–19 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-1-5-19

Toropov P.A., Shestakova A.A., Smirnov A.M., Popovnin V.V. Assessment of the components of the heat balance of the Dzhankuat glacier (Central Caucasus) during the ablation period in 2007–2015. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2018, XXII (4): 42–54 [In Russian]. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-4(42-54)

Turkov D.V., Sokratov V.S. Calculation of snow cover characteristics of flat areas using the SPONSOR local heat and moisture exchange model and reanalysis data on the example of the Moscow region. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (3): 369–380 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-3-369-380

Shmakin A.B., Rubinshtein K.G. Validation of the dynamic-statistical method for detailing meteorological parameters. *Trudy Gidrometcentra Rossii. Proc. of the Hydrometeorological Center of Russia.* 2006, 341: 186–208. [In Russian].

Shmakin A.B., Turkov D.V., Michailov A.Yu. Snow cover model taking into account the layered structure and its seasonal evolution. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2009, XIII (4): 69–79. [In Russian].

Bintanja R., Van Den Broeke M.R. The Surface Energy Balance of Antarctic Snow and Blue Ice. Journ. of Applied Meteorology. 1995, 34: P. 902–926. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1995)034<0902:TSEBOA>2.0.CO;2

Boone A., Etchevers P. An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model: Local-Scale Evaluation at an Alpine Site. Bull. Amer. Meteorol Society. 2001, 2 (4): 374–394. https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)0022.0.CO;2

Essery R., Semenov V., Turkov D. Snow cover duration trends observed at sites and predicted by multiple models. The Cryosphere. 2020, 14: 4687–4698. https://doi.org/10.5194/tc-14-4687-2020

Etchevers P., Martin E., Brown R. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project). Annals of Glaciology. 2004, 38: 150–158. https://doi.org/10.3189/172756404781814825

High Mountain Areas in IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate (The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2019). Lead authors R. Hock, G. Rasul, S. Kutuzov et al. 2019.

Kominami Y., Endo Y., Niwano Sh., Ushioda S. Viscous compression model for estimating the depth of new snow. Annals of Glaciology. 1998, 26: 77–82.

Krinner G., Derksen C., Richard E. et al. ESM-SnowMIP: assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks. Geosci. Model Dev. 2018, 11: 5027–5049. https://doi.org/10.5194/gmd-11-5027-2018

Menard C., Essery R., Turkov D. Scientific and human errors in a snow model intercomparison. Bull. Amer. Meteorol Society. 2021, 2021 (1): E61–E79. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0329

Landry C.C., Buck K.A., Raleigh M.S., Clark M.P. Mountain system monitoring at Senator Beck Basin, San Juan Mountains, Colorado: A new integrative data source to develop and evaluate models of snow and hydrologic processes. Water Resour. Res. 2014, 50: 1773–1788. https://doi.org/10.1002/2013WR013711

Lapo K., Nijssen B., Lundquist J.D. Evaluation of Turbulence Stability Schemes of Land Models for Stable Conditions. Journ. of Geophys. Research: Atmosphere. 2019, 124 (6): 3072–3089. https://doi.org/10.1029/2018jd028970

Lejeune Y., Dumont M., Panel J.-M., Lafaysse M., Lapalus P., Le Gae E., Lesaffre B., Morin S. 57 years (1960–2017) of snow and meteorological observations from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325m of altitude). Earth Syst. Sci. Data. 2019, 11: 71–88. https://doi.org/10.5194/essd-11-71-2019

Liu S., Lu L., Mao D., Jia L. Evaluating parameterizations of aerodynamic resistance to heat transfer using field measurements. Hydrology and Earth System Sciences. 2007, 2 (11): 769–783. https://doi.org/10.5194/hess-11-769-2007

Marzeion B., Jarosch A.H., Gregory J.M. Feedbacks and mechanisms affecting the global sensitivity of glaciers to climate change. The Cryosphere. 2014, 8: 59–71.

Pomeroy J.W., Jones H.G. Wind-Blown Snow: Sublimation, transport and changes to polar snow, in: Chemical exchange between atmosphere and polar snow. In: NATO ASI Series, edited by: Wolff, E. and Bales, R.C., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 1996, 43: 453–489.

Slater A.G., Schlosser C.A., Desborough C.E. The representation of snow in land surface schemes: results from PILPS 2(d) // Journ. of Hydrometeorology. 2001, 2 (1): 7–25.

Shmakin A.B. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements. Global and Planetary Change. 1998, 19 (1–4): P. 49–62.

Snow and Climate. Ed. by R.L. Armstrong, E. Brun. Cambridge, U.K. Cambridge Univ. Press, 2008: 222 p.

Sokratov S.A., Sato A. The effect of wind on the snow cover. Annals of Glaciology. 2001, 32: 116–120.

Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow. Journal of Glaciology. 1997, 43 (143): 26–41.

Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century. Intern. Journ. of Climatology. 2019: 4703–4720. https://doi.org/10.1002/joc.6101

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 2, с. 243–256

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.42;630*561.24

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ КАК ФАКТОР РОСТА ГОДИЧНЫХ КОЛЕЦ ДЕРЕВЬЕВ В КОНТРАСТНЫХ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

© 2023 г. Н. И. Быков[1,*], А. А. Шигимага[1], Н. В. Рыгалова[1]

[1] *Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия*

**e-mail: nikolai_bykov@mail.ru*

Поступила в редакцию 18.10.2022 г.
После доработки 03.02.2023 г.
Принята к публикации 31.03.2023 г.

Проанализирована зависимость ширины годичных колец древесных растений зоны лесотундры и подзон северной тайги (лесная зона), южной лесостепи (лесостепная зона) и сухой степи (степная зона) от таких показателей снежного покрова, как максимальная толщина и водозапас, даты установления, разрушения и продолжительность залегания устойчивого снежного покрова. Для анализа применены данные государственных метеорологических станций Росгидромета (далее – МС) за 1966–2020 гг. (по лесотундре и северной тайге); 1966–2018 гг. (по лесостепи и сухой степи); материалы собственных дендрохронологических работ.

Ключевые слова: Западно-Сибирская равнина, снежный покров, древесные растения, годичные кольца

DOI: 10.31857/S2076673423020047, **EDN:** RTJJTL

ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров – важный элемент географической оболочки экосистем, оказывающий серьёзное воздействие на их динамику и продуктивность (Быков, Попов, 2011). Его роль в жизни растений определяется тем, что он изменяет термический и водный режимы их среды обитания, а также оказывает на них механическое воздействие. В зимний период он предохраняет растения от вымерзания (особенно почки возобновления) и ветрового иссушения. Вместе с тем, снежный покров может провоцировать выпревание растений. В весенний период время схода снежного покрова предопределяет даты наступления фенофаз и, таким образом, в некоторой степени продолжительность вегетационного периода. Запасы воды в снежном покрове определяют увлажнение почвы в вегетационный период и, следовательно, продуктивность растений. На склонах, где может происходить сползание снежного покрова и сход лавин, эти процессы оказывают значительное механическое воздействие на растения, особенно на деревья. Несомненно, воздействие снежного покрова на растения происходит в комплексе с другими факторами, но это не исключает необходимости изучения взаимосвязей в системе растительность – снежный покров. Такие исследования позволяют понять изменение роли снежного покрова как экологического фактора от места к месту, а также индикационный потенциал растений для реконструкции данных о снежном покрове.

Вопросами изучения влияния показателей снежного покрова на рост древесных растений в различных местообитаниях занимались многие исследователи (Быков, 1998; Gedalof, Smith, 2001; Falarz, 2017; Sanmiguel-Vallelado A. et al., 2019). Главные выводы, сформулированные ими, сводятся к тому, что влияние снежного покрова определяется комплексом географических факторов (Николаев, Скачков, 2011). В районах продолжительного залегания снежного покрова связи его характеристик с показателями годичных колец становятся более тесными (Vaganov et al., 1999; Schmidt et al., 2010; Owczarek, Opała, 2016; Watson, Luckman, 2016). Это позволило некоторым исследователям применять установленные зависимости для реконструкции таких характеристик снежного покрова, как продолжительность залегания, максимальная толщина, дата разрушения (Woodhouse, 2003; Kirdyanov et al., 2003; Schmidt et al., 2006; Li Qin, 2016), а также величины снегозапасов в речном бассейне (Hart et al., 2010).

Вместе с тем, для районов, где снежный покров контролирует водный режим почв, подобных исследований значительно меньше. Тем более, отсутствует сравнительный анализ реакции

радиального роста деревьев в районах с разным экологическим значением снежного покрова. Это обусловило цель данной работы – установление роли различных характеристик снежного покрова на ширину годичных колец в контрастных условиях обитания. В качестве районов исследований выбраны северная тайга и лесотундра, где продуктивность древесных растений контролируется суммой положительных температур воздуха вегетационного периода или отдельных его месяцев (Ваганов и др., 1996; Dolgova et al., 2022), а также южная лесостепь и сухая степь, где главным лимитирующим фактором роста является увлажнение территории (Rygalova et al., 2022).

ТЕРРИТОРИЯ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Лесотундра исследуемой территории представлена редкостойными (сомкнутость менее 0.4–0.5) лиственничными и лиственнично-еловыми лесами, которые сочетаются с мохово-лишайниковыми болотами и ивово-лугово-болотными растительными сообществами в поймах крупных рек. Устойчивый снежный покров здесь устанавливается в первой половине октября (10 октября за последний 30-летний период), а разрушается в самом конце календарной весны (30 мая). Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова составляет в среднем 231 день, а его средняя максимальная толщина – 41 см (при водозапасе 113 мм). В этом районе в 40 км юго-западнее пос. Тазовский на четырех участках ландшафтных катен (плакор и нижняя часть склона) (рис. 1; табл. 1) были отобраны дендрохронологические образцы лиственницы сибирской и ели сибирской. Отбор проб, как в лесотундре, так и на других территориях, происходил в соответствии с рекомендациями проведения дендроклиматических работ (Шиятов и др., 2000). На каждом участке с 15 деревьев каждой исследуемой породы было получено по 30 кернов. Измерения ширины годичных колец проводились на полуавтоматической установке Lintab-6 с точностью до 0.01 мм. Стандартизация и обобщение дендрохронологических рядов выполнялись в программе ARSTAN. Некоторые результаты анализа данных дендрохронологических образцов опубликованы (Быков и др., 2022; Rygalova et al., 2022).

В северной тайге дендрохронологические образцы отбирались вблизи г. Надым: в 6 км северо-западнее города на двух участках ландшафтной катены в пределах Надымских сопок и в 25 км южнее города на террасе р. Надым. В первом случае верхние части склонов заняты берёзово-елово-лиственнично-кедровым лесом, а нижние – елово-кедрово-лиственничным. На террасе р. Надым произрастает бор с доминированием сосны обыкновенной и примесью лиственницы сибирской и ели сибирской. В пределах ландшафтной катены были отобраны дендрохронологические образцы с сосны кедровой, ели сибирской и лиственницы сибирской (всего 180 образцов), а в бору – с сосны обыкновенной (30 образцов). Установление устойчивого снежного покрова в северной тайге (МС Надым) происходит в середине октября (12 октября за последний 30-летний период), а его разрушение – в середине мая (15 мая). Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова составляет в среднем 213 день, а средняя максимальная толщина снежного покрова – 83 см (при водозапасе 194 мм).

В южной лесостепи главным объектом исследования служила сосна обыкновенная в пределах ленточных боров, которые представляют собой интразональные ландшафты (см. табл. 1). Установление устойчивого снежного покрова в южной лесостепи в среднем происходит 3–6 ноября, а разрушение – 2–8 апреля (по данным МС Камень-на-Оби, Ребриха, Барнаул) (Быков и др., 2022). Продолжительность его залегания составляет от 146 до 155 дней. Средняя максимальная толщина снежного покрова на полевых маршрутах составляет 25–30 см (при водозапасе 64–97 мм), а в лесу – 56 см при водозапасе 121 мм.

В сухой степи обследованы древесные растения интразональных ландшафтов ленточных боров (сосна обыкновенная), а также лиственные породы полезащитных лесных полос (береза повислая и тополь бальзамический). Устойчивый снежный покров устанавливается в сухой степи в среднем 9 ноября, а разрушается 3 апреля. При этом максимальная толщина снежного покрова в среднем составляет от 22 см (Славгород) до 34 см (Волчиха, поле) при снегозапасах от 49 до 93 мм соответственно.

Для анализа связи ширины годичных колец с показателями снежного покрова были использованы данные ФГБУ “ВНИИГМИ-МЦД” (Маршрутные..., 2022; Характеристики..., 2022) наиболее близко расположенных к точкам отбора образцов (в сухой степи – Ключи (17–115 км), Волчиха (1–64 км), Рубцовск (18–146 км), в южной лесостепи – Камень-на-Оби (30–60 км), Баево (15 км), Ребриха (4–37 км), Барнаул (35–36 км), в северной тайге – Надым (16–17 км). Для лесотундры были использованы данные МС Тазовский, которая расположена уже в южной тундре, однако находится в 40 км от места отбора образцов. В качестве показателей снежного покрова использованы максимальная толщина снежного покрова за зимний период и на метеоплощадках, и на снегомерных маршрутах, максимальные снегозапасы, даты установления и разрушения устойчивого снежного покрова, а также продолжительность его залегания. Даты установления и разрушения устойчивого снежного покрова при

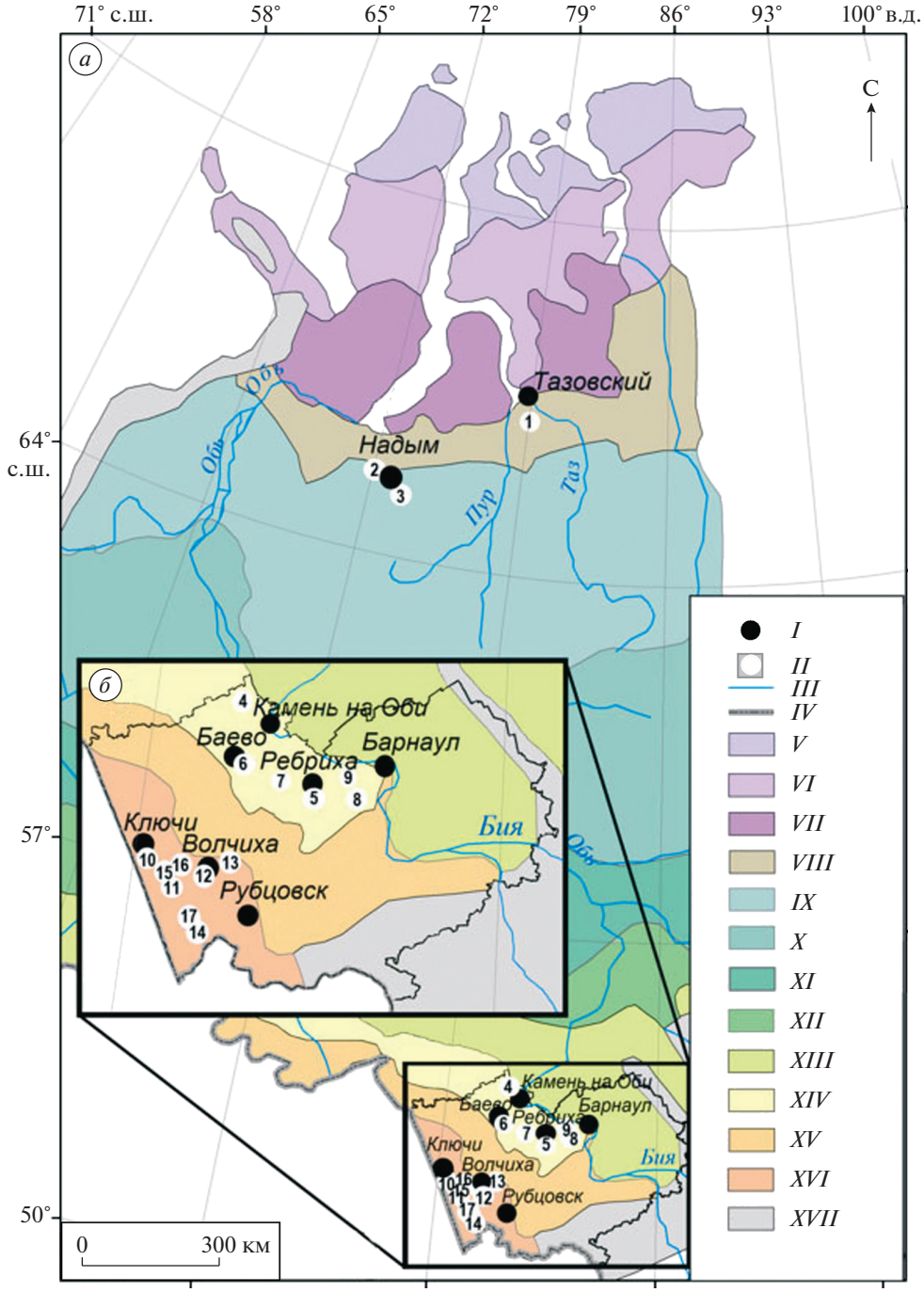


Рис. 1. Географическое положение мест отбора дендрохронологических образцов в пределах Западно-Сибирской равнины (*а*): *1* – площадки лесотундры; *2* – Надымские сопки; *3* – терраса р. Надым; в пределах Алтайского края (*б*): *4* – Долганка; *5* – Ребриха; *6* – Капустинка; *7* – Шарчино; *8* – Черемное; *9* – Павловск; *10* – Северка; *11* – Михайловское; *12* – Волчиха; *13* – Малышев Лог; *14* – Угловское; *15* – Назаровка; *16* – Почвенная станция; *17* – Новоугловский.
Легенда карты: *I* – МС; *II* – дендрополигоны; *III* – реки; *IV* – государственная граница; *V* – арктическая тундра; *VI* – типичная тундра; *VII* – южная тундра; *VIII* – лесотундра; *IX* – северная тайга; *X* – средняя тайга; *XI* – южная тайга; *XII* – смешанные леса; *XIII* – широколиственные леса; *XIV* – южная лесостепь; *XV* – типичная степь; *XVI* – сухая степь; *XVII* – горные области высотной поясности.

Fig. 1. Geographical location of the sampling sites for dendrochronological samples within the West Siberian Plain (*a*): *1* – forest-tundra sites; *2* – Nadymsky hills; *3* – terrace of the river. Nadym; within the Altai Territory (*б*): *4* – Dolganka; *5* – Rebriha; *6* – Kapustinka; *7* – Sharchino; *8* – Cheremnoye; *9* – Pavlovsk; *10* – Severka; *11* – Mikhailovskoye; *12* – Volchiha; *13* – Malyshev Log; *14* – Uglovskoye; *15* – Nazarovka; *16* – Soil station; *17* – Novouglovsky.
Map legend: *I* – weather stations; *II* – dendropolygons; *III* – rivers; *IV* – state border; *V* – arctic tundra; *VI* – typical tundra; *VII* – southern tundra; *VIII* – forest-tundra; *IX* – northern taiga; *X*– middle taiga; *XI* – southern taiga; *XII* – mixed forests; *XIII* – broad-leaved forests; *XIV* – southern forest-steppe; *XV* – typical steppe; *XVI*– dry steppe; *XVII* – mountainous areas of altitudinal zonality.

Таблица 1. Географическое положение мест отбора дендрохронологических образцов, исследованные породы деревьев и характеристики снежного покрова

Координаты	Порода	Локальное положение	Средние показатели снежного покрова за период 1990–2020 гг.*
Лесотундра			
67°03′ с.ш., 79°03′ в.д.	Лиственница	Плакор, микрорельеф в виде неглубоких округлых понижений	*H*max – 42 см; *W*max – 113 мм; *Du* – 10 октября; *Dr* – 30 мая; *P* – 231 день
67°03′ с.ш., 79°03′ в.д.	Лиственница, ель	Нижняя часть склона северной экспозиции. Угол наклона 5°	
67°10′ с.ш., 78°52′ в.д.	Лиственница	Вершина останцовой поверхности (плакор)	
67°11′ с.ш., 78°51′ в.д.		Терраса р. Лукьяха	
Северная тайга			
65°34′ с.ш., 72°23′ в.д.	Лиственница, кедр, ель	Нижняя часть склона Надымских сопок	*H*max – 83 см; *W*max – 194 мм; *Du* – 12 октября; *Dr* – 15 мая; *P* – 213 дней
65°34′ с.ш., 72°23′ в.д.		Верхняя часть склона Надымских сопок	
65°21′ с.ш., 72°57′ в.д.	Сосна	Терраса р. Надым	
Южная лесостепь			
54°03′ с.ш., 81°04′ в.д.	Береза	Ленточный бор, с. Долганка	*H*max – 25–30 см (поле), 56 см (лес); *W*max – 64–97 мм (поле), 121 (лес); *Du* – 3–6 ноября; *Dr* – 2–8 апреля; *P* – 146–155 дней
53°04′ с.ш., 82°22′ в.д		Ленточный бор, с. Ребриха	
53°19′ с.ш., 81°00′ в.д.		Ленточный бор, с. Капустинка	
53°10′ с.ш., 81°44′ в.д.		Ленточный бор, с. Шарчино	
53°08′ с.ш., 83°11′ в.д.		Ленточный бор, с. Черемное	
53°19′ с.ш., 83°02′ в.д.		Ленточный бор, с. Павловск	
Сухая степь			
52°07′ с.ш., 79°18′ в.д.	Береза	Бор, вершина гривы, с. Северка	*Hmax* – 22–34 см; *W*max – 49–93 мм; *Du* – 9 ноября; *Dr* – 3 апреля; *P* – 145 дней
51°49′ с.ш., 79°47′ в.д.		Ленточный бор, с. Михайловское	
51°59′ с.ш., 80°25′ в.д.		Ленточный бор, с. Волчиха	
52°10′ с.ш., 80°53′ в.д.		Ленточный бор, с. Малышев лог	
51°19′ с.ш., 80°21′ в.д.		Ленточный бор, с. Угловское	
51°58′ с.ш., 79°39′ в.д.		Лесополоса, с. Назаровка	
52°04′ с.ш., 79°54′ в.д.	Тополь	Лесополоса, Почвенная станция	
51°26′ с.ш., 80°14′ в.д.		Лесополоса, п. Новоугловский	

**H*max – максимальная толщина снежного покрова зимой; *Wmax* – максимальные снегозапасы; *Du* – дата установления устойчивого снежного покрова; *Dr* – дата разрушения устойчивого снежного покрова; *P* – продолжительность залегания устойчивого снежного покрова.

корреляционном анализе определялись как число дней от 1 января.

Взаимосвязь между древесно-кольцевыми хронологиями и показателями снежного покрова определялась с помощью расчета коэффициентов корреляции Пирсона. Период сравнения показателей снежного покрова с дендрохронологическими рядами определялся временем отбора кернов в конкретных местах. Нивальные условия в исследуемых районах в 1990–2020 гг. слабо отличались от нивальных условий за период сравнения рядов характеристик снежного покрова и ширины годичных колец. Установление, разрушение и продолжительность устойчивого снежного покрова в данном случае различаются на 1–3 дня. Средние многолетние значения максимальной толщины и снегозапасов отличаются в данных периодах приблизительно на 10% (отмечается тенденция увеличения данных значений). Изменение этих показателей от года к году играет более важную роль в установлении статистических связей между характеристиками снежного покрова и индексами прироста деревьев, чем многолетние тенденции.

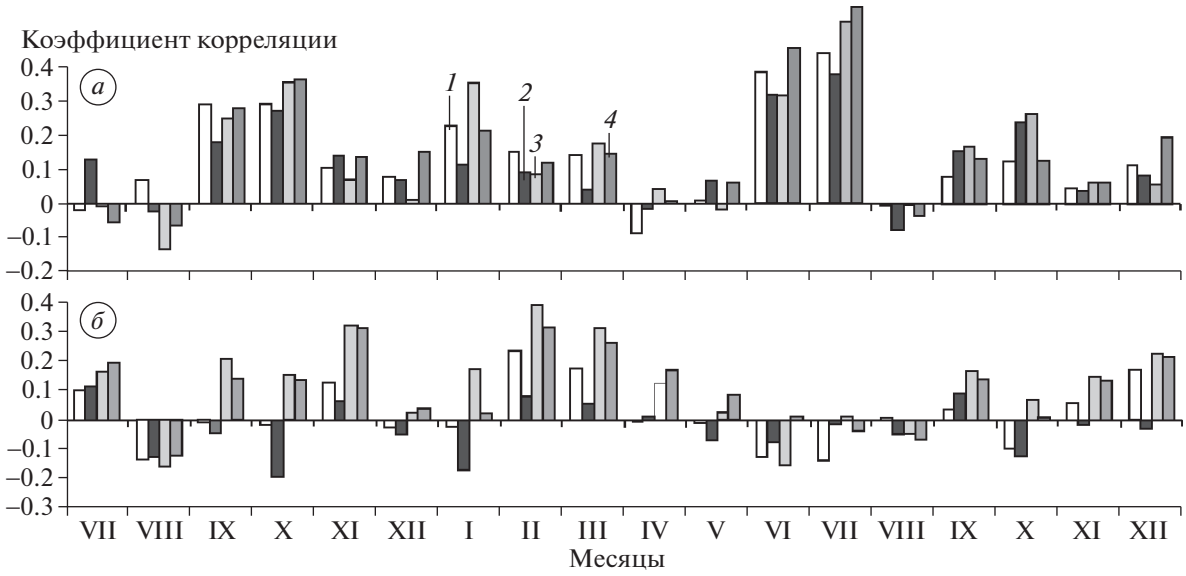


Рис. 2. Реакция ширины годичных колец лиственницы сибирской лесотундры на среднемесячные температуры воздуха (*а*) и суммы атмосферных осадков (*б*) по данным МС Тазовский за 1966–2020 гг. в зависимости от местоположения: *1* – терраса р. Лукьяха; *2* – плакор вблизи р. Лукьяха; *3* – нижняя часть склона; *4* – плакор.

Fig. 2. The response of the width of annual rings of Siberian larch forest-tundra to average monthly air temperatures (*a*) and total precipitation (*б*) at the Tazovsky weather station for 1966–2020 depending on location: *1* – terrace of the river Lukyakha; *2* – upland near the river Lukyakha; *3* – the lower part of the slope; *4* – plakor.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В ходе исследований установлено, что единый популяционный сигнал (EPS; далее – ЕПС) у дендрохронологических образцов на площадках лесотундры варьирует в пределах 0.90–0.96, а коэффициент чувствительности обобщенных хронологий – 0.33–0.43. Анализ связи ширины годичных колец с метеопараметрами показал, что в лесотундре наиболее значимы для радиального роста деревьев июньские (k = 0.32–0.46) и, особенно, июльские температуры воздуха (k = 0.38–0.57) (рис. 2, *а*). Также проявляется положительное влияние температуры воздуха окончания теплого периода прошлого года (сентябрь, октябрь), а для некоторых площадок нижних уровней ландшафтных катен иногда и января (до k = 0.35). При этом зимние атмосферные осадки, как правило, положительно влияют на прирост деревьев в последующий вегетационный период, а летние – отрицательно (см. рис. 2, *б*). Наиболее значимы осадки февраля (до k = 0.39) и марта (до k = 0.31) текущего года и ноября (до k = 0.32).

В северной тайге ЕПС на площадках варьирует от 0.90 до 0.96. Однако коэффициент чувствительности обобщенных древесно-кольцевых хронологий несколько ниже (0.30–0.39), чем в лесотундре. При этом северо-таежные хронологии характеризуются мало значимой связью с температурой воздуха (рис. 3, *а*). Значимые коэффициенты корреляции обнаруживаются у лиственниц только с температурой июля (k = 0.27–0.28), а на площадках нижних уровней ландшафтных катен еще и июня (k = 0.33). Коэффициенты корреляции сосновых хронологий с температурами воздуха оказываются статистически незначимыми. Отклик северо-таежных хронологий на атмосферные осадки еще менее значим (см. рис. 3, *б*). Значение имеют лишь осадки октября, текущего (максимально до k = 0.26) и прошлого года (максимально до k = 0.31).

Анализ связи показателей снежного покрова с шириной годичных колец в северных районах Западно-Сибирской равнины свидетельствует о том, что влияние снежного покрова на радиальный рост древесных растений более значимо в лесотундре (табл. 2). При этом реакция древесных растений зависит от породы дерева и локального положения деревьев в пределах ландшафтной катены. Лиственницы положительно реагируют на максимальные значения толщины (k = 0.23–0.58) и снегозапасов (k = 0.43–0.60) в зимний период (при этом показатели толщины снежного покрова на снегомерном маршруте более значимы, k = = 0.40–0.58, чем на метеоплощадке, k = 0.23–0.49). Схожая реакция на толщину снега и снегозапасы отмечалась у лиственниц среднетаежной подзоны Центральной Якутии (Николаев, Скачков, 2011). Указанные авторы утверждают, что подобная реакция древесных растений обусловлена теплоизолирующими свойствами снежного покрова: при меньшем выхолаживании почвогрунтов в зимний период происходит их более быстрое

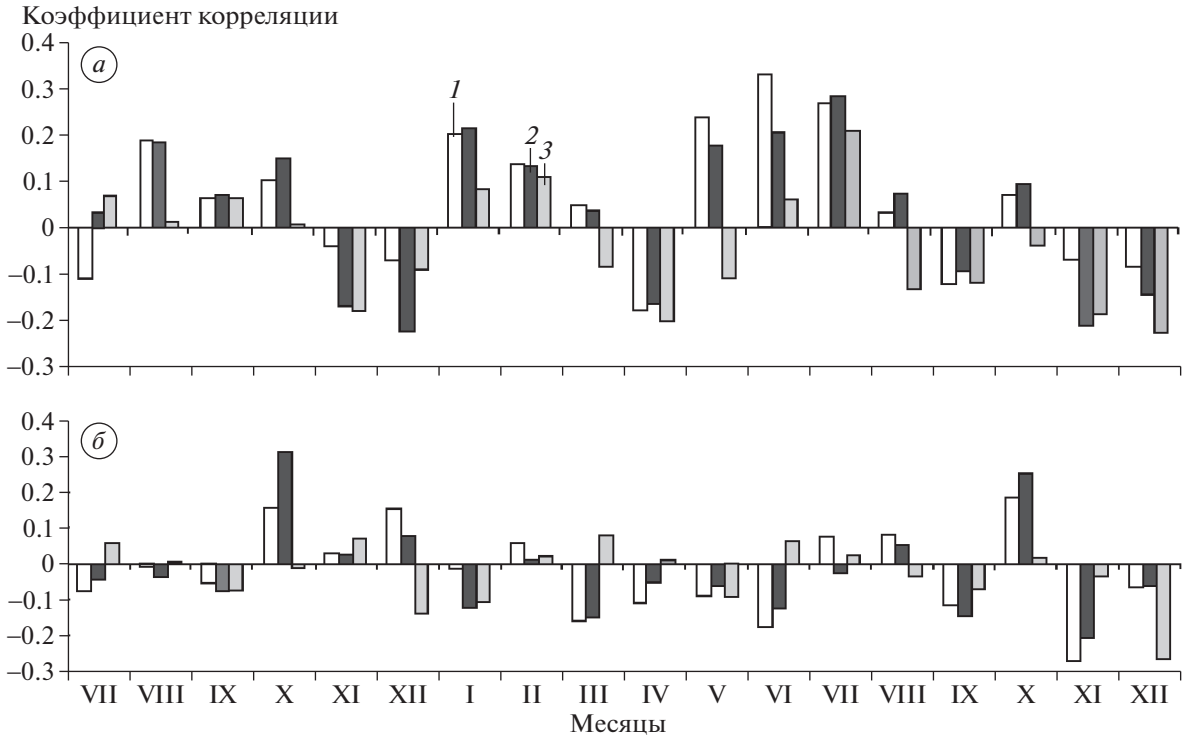


Рис. 3. Реакция ширины годичных колец лиственниц сибирской и сосны обыкновенной северной тайги на среднемесячные температуры воздуха (*а*) и суммы атмосферных осадков (*б*) по данным МС Надым за 1966–2020 гг. в зависимости от местоположения: *1* – лиственница сибирская нижней части склона; *2* – лиственница сибирская верхней части склона; *3* – сосна обыкновенная террасы р. Надым.

Fig. 3. The response of the tree ring width of Siberian larch and Scotch pine of the northern taiga to the average monthly air temperatures (*a*) and the total precipitation (*б*) at the Nadym meteorological station for 1966–2020, depending on the location: *1* – Siberian larch of the lower part of the slope; *2* – Siberian larch of the upper part of the slope; *3* – Scots pine terraces of the river Nadym.

прогревание в весенний период и, соответственно, процессы роста у лиственниц начинаются раньше.

Таким образом, тенденция увеличения толщины снега и снегозапаса, которая отмечается в данном районе на протяжении нескольких десятилетий, способствует не только увеличению скорости радиального роста деревьев, но и сходства рядов радиального прироста с показателями (толщина и водозапас) снежного покрова. Некоторыми авторами также высказывается мнение, что при увеличении толщины снежного покрова должна уменьшаться ширина годичных колец, так как она ведет к более позднему сходу снежного покрова и более позднему началу ростовых процессов у лиственниц (Kirdyanov et al., 2003). Однако наш анализ свидетельствует о том, что между максимальной толщиной снежного покрова и датами разрушения устойчивого снежного покрова статистически значимая связь отсутствует. Коэффициент корреляции между рядами данных показателей по МС Тазовский составляет лишь 0.13.

У лиственниц нижней части склона теснота связи ширины годичных колец с показателями толщины снега и снегозапаса выше (соответственно $k = 0.47–0.58$ и $k = 0.45–0.60$), чем у лиственниц верхней части склона и плакора (соответственно $k = 0.40–0.54$ и $k = 0.43–0.54$). Также вблизи крупных рек значимость показателей снежного покрова для роста лиственниц выше, чем вблизи небольших ручьев. Ели в отличие от лиственниц малочувствительны к значениям толщины снега и снегозапасов.

Влияние даты разрушения устойчивого снежного покрова на радиальный рост древесных растений на северном пределе распространения деревьев многие исследователи оценивают однозначно: при более раннем сходе снежного покрова увеличивается продолжительность вегетационного периода и, следовательно, увеличиваются показатели годичного радиального прироста деревьев. Например, к подобным выводам пришли некоторые авторы, проводившие наблюдения в лесотундровой зоне Енисейского бассейна (Kirdyanov et al., 2003). Однако наш анализ показал, что связь данных показателей в лесотундре не только низкая, но, часто, у лиственниц обратная (см. табл. 2). Увеличение прироста листвен-

Таблица 2. Корреляционная связь ширины годичных колец деревьев лесотундры и северной тайги за 1966–2020 гг.

Положение, порода	Метеостанция	Период сравнения	Толщина снежного покрова*			Снегозапасы**		Характеристики устойчивого снежного покрова***		
			h_m	h_f	h_w	w_f	w_w	Du; Du_{-1}	Dr	P
Лесотундра										
Плакор, лиственница	Тазовский	1966–2020	0.27	0.40	–	0.43	–	0.19; 0.30	0.13	–0.08
Нижняя часть склона, лиственница	Тазовский	1966–2020	0.23	0.47	–	0.45	–	0.30; 0.33	–0.01	–0.19
Нижняя часть склона, ель	Тазовский	1966–2020	–0.22	–0.09	–	–0.09	–	0.00; –0.02	–0.02	0.02
Плакор вблизи р. Лукьяха, лиственница	Тазовский	1966–2020	0.49	0.54	–	0.54	–	0.24; 0.25	0.19	0.00
Терраса р. Лукьяха, лиственница	Тазовский	1966–2020	0.45	0.58	–	0.60	–	0.14; 0.23	0.16	–0.01
Северная тайга										
Нижняя часть склона, лиственница	Надым	1966–2020	0.23	–	0.15	–	0.12	0.11; 0.08	–0.02	0.00
Нижняя часть склона, ель	Надым	1966–2020	–0.02	–	0.04	–	–0.01	–0.11; –0.17	0.12	0.19
Нижняя часть склона, кедр	Надым	1966–2020	–0.06	–	–0.04	–	–0.06	–0.05; –0.07	–0.05	0.03
Верхняя часть склона, лиственница	Надым	1966–2020	0.17	–	0.14	–	0.09	0.04; 0.05	–0.12	–0.05
Верхняя часть склона, ель	Надым	1966–2020	–0.16	–	–0.08	–	–0.09	–0.01; –0.03	–0.01	0.03
Верхняя часть склона, кедр	Надым	1966–2020	–0.06	–	–0.11	–	–0.15	0.04; 0.15	–0.11	–0.07
Терраса р. Надым, сосна	Надым	1966–2020	0.01	–	–0.02	–	–0.01	0.18; 0.18	0.08	0.03

*h_m – максимальная толщина снежного покрова в зимний период на метеоплощадке; h_f – максимальная толщина снежного покрова в поле; h_w – максимальная толщина снежного покрова в лесу; **w_f – снегозапасы в поле; w_w – снегозапасы в лесу; ***Du – календарный год; Du_{-1} – предыдущий год; Dr – разрушения; P – продолжительность. Коэффициенты корреляции значимы при значении 0.23 и выше при $p < 0.05$; Прочерк– отсутствие данных.

ниц как реакция на более поздний сход снежного покрова отмечалась другими исследователями в пределах Лено-Вилюйского междуречья (Николаев, Скачков, 2012).

Такое же влияние имеет и более позднее установление снежного покрова в данном году, что, вероятно, обусловлено наличием корреляционной связи между установлением устойчивого снежного покрова и окончанием вегетационного периода. При этом прошлогодние даты установления устойчивого снежного покрова оказывают на радиальный рост растений большее влияние (k = 0.23–0.33), чем соответствующие даты календарного года (в лучшем случае k = 0.23). Но и в данном случае коэффициенты корреляции малозначимы. Лиственницы и ели нечувствительны к продолжительности залегания устойчивого снежного покрова.

В северной тайге значение снежного покрова как фактора радиального роста древесных расте-

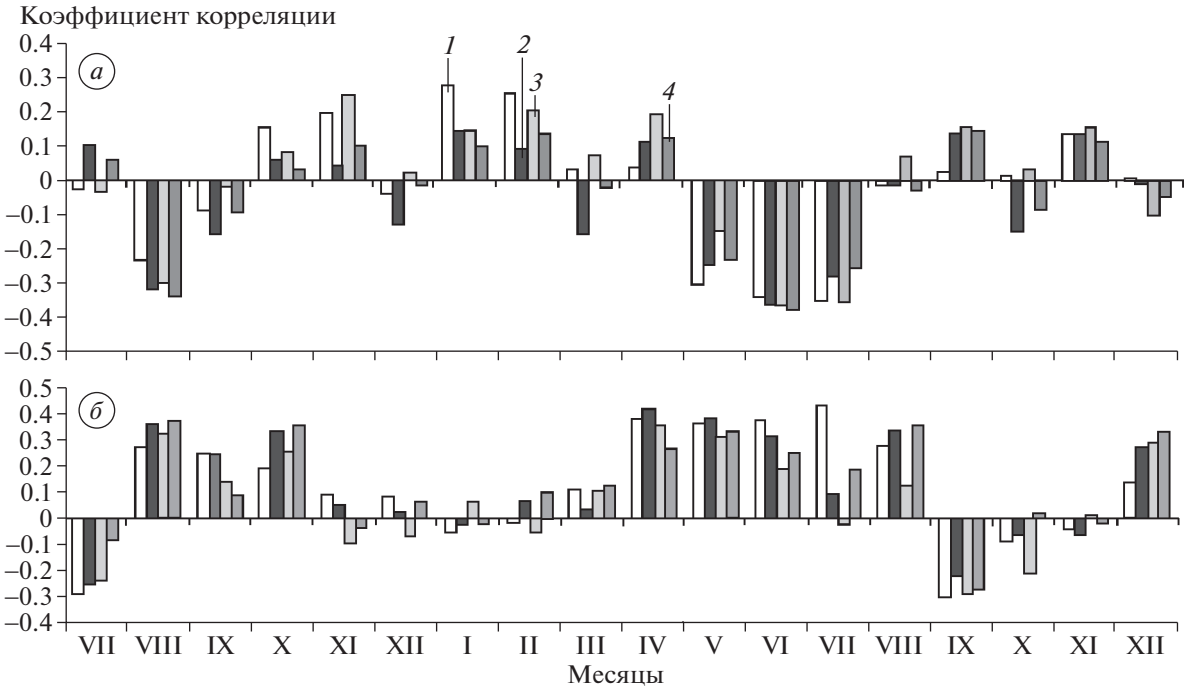


Рис. 4. Реакция ширины годичных колец сосны обыкновенной южной лесостепи на среднемесячные температуры воздуха (*а*) и суммы атмосферных осадков (*б*) по данным МС Барнаул за 1966–2007 гг. в зависимости от местоположения: *1* – Капустинка; *2* – Шарчино; *3* – Павловск; *4* – Ребриха. Расположение пунктов отбора см. на рис. 1.

Fig. 4. The response of the tree ring width of Scotch pine in the southern forest-steppe to the average monthly air temperatures (*a*) and the total precipitation (*б*) at the Barnaul weather station for 1966–2007, depending on the location: *1* – Kapustinka; *2* – Sharchino; *3* – Pavlovsk; *4* – Rebrikha. The location of the sampling points is shown in Fig. 1.

ний невелико. Коэффициенты корреляции показателей снежного покрова с шириной годичных колец здесь оказываются чрезвычайно низкими (см. табл. 2). В южной лесостепи единый популяционный сигнал изменяется на изученных площадках от 0.91 до 0.95, а коэффициент чувствительности в пределах 0.19–0.22. Температуры воздуха месяцев теплого периода в основном играют отрицательную роль (рис. 4, *а*). При этом наиболее значима роль температуры августа прошлого года (k = от –0.23 до –0.42), а также температуры июня (k = от –0.34 до –0.37), июля (k = от –0.26 до –0.35) и мая (до k = –0.30) текущего года. Для радиального роста сосен (Капустинка) положительное значение имеют температуры января (k = = 0.28) и февраля (k = 0.26). Атмосферные осадки, напротив, чаще оказывают положительное влияние на радиальный рост сосен в южной лесостепи (см. рис. 4, *б*). Важное значение при этом имеют не только весенне-летние осадки текущего года, особенно с апреля по июнь включительно (k = 0.26–0.42), но и осадки августа (k = 0.28–0.37) и октября (k = 0.26–0.37) прошлого года.

В сухой степи единый популяционный сигнал изменяется на изученных площадках от 0.91 до 0.99 (у лиственных деревьев лесополос), а коэффициент чувствительности в пределах 0.20–0.35. В данной подзоне на радиальный рост сосен отрицательно влияют температура мая–июля текущего года (на различных участках до k = от –0.30 до –0.36), а также августа и сентября прошлого года (от –0.28 до –0.32) (рис. 5, *а*). Тополь значимо реагирует на температуру августа прошлого года и январь текущего года, а березы –на июль и октябрь текущего года. Однако атмосферные осадки оказывают большее влияние на радиальный рост деревьев сухой степи, особенно сосен (см. рис. 5, *б*). Наиболее значимы для сосен суммы осадков за август прошлого года (k = 0.50–0.54) и мая текущего года (k = 0.53–0.54). Также значимы коэффициенты корреляции ширины годичных колец сосен с суммами осадков за сентябрь прошлого года, а также апрель и июль текущего года. Лиственные породы (тополь и береза) положительно реагируют на сумму осадков отдельных месяцев зимнего и летнего периодов, как текущего, так и прошлого года (см. рис. 5, *б*).

На юге Западно-Сибирской равнины зависимость ширины годичных колец от показателей снежного покрова также различается по природным подзонам (табл. 3). В целом в сухой степи связи показателей снежного покрова и ширины годичных колец лучше. Однако реакция деревьев зависит от географического положения древосто-

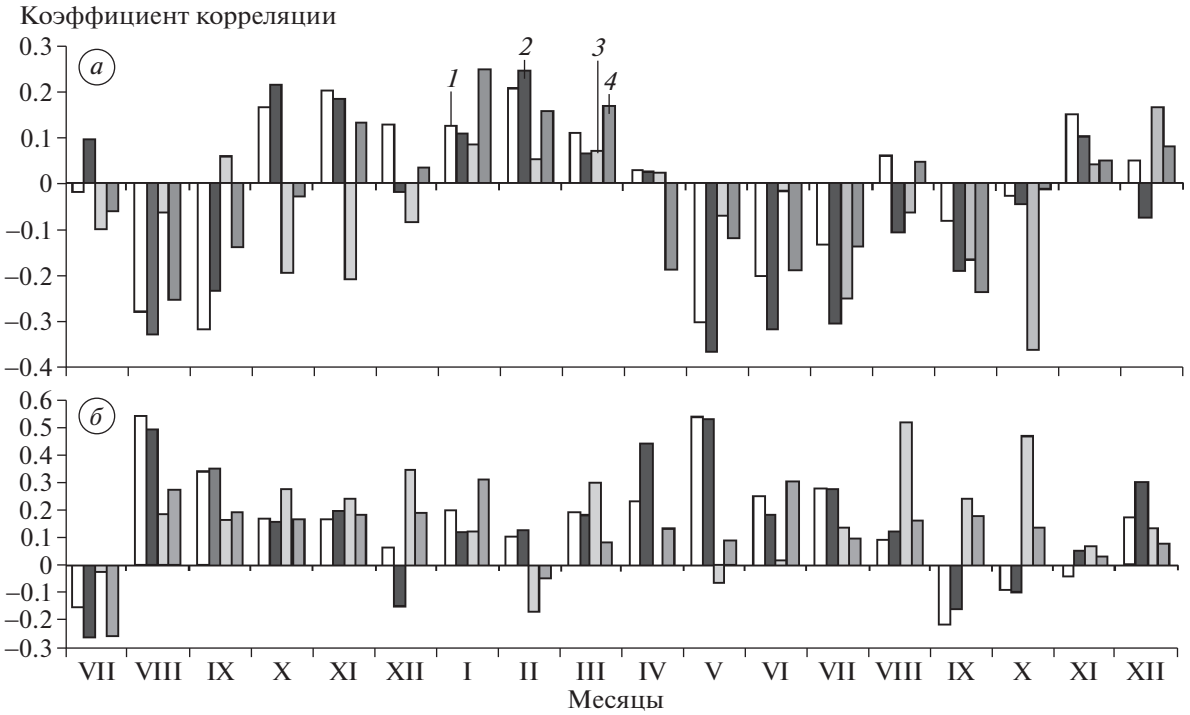


Рис. 5. Реакция ширины годичных колец сосны обыкновенной, тополя бальзамического и березы повислой в сухой степи на среднемесячные температуры воздуха (*а*) и суммы атмосферных осадков (*б*) по данным МС Рубцовск за 1966–2018 гг. в зависимости от местоположения: *1* – сосна обыкновенная, Северка; *2* – сосна обыкновенная, Михайловское; *3* – береза повислая, Назаровка; *4* – тополь бальзамический, Новоугловский. Расположение пунктов отбора см. на рис. 1.

Fig. 5. The response of the tree ring width of Scots pine, balsam poplar (Populus balsamifera L.) and silver birch (Bétula péndula) in the dry steppe to average monthly air temperatures (*a*) and total precipitation (*б*) at the Rubtsovsk weather station for 1966–2018, depending on location: *1* – Scotch pine, Severka; *2* – Scotch pine, Mikhailovskoe; *3* – Hanging birch, Nazarovka; *4* – balsamic poplar, Novouglovsky. The location of the sampling points is shown in Fig. 1.

ев. Положительную связь с толщиной снега (k = = 0.30–0.46) и снегозапасом (0.28) на период его максимума в зимний период демонстрируют сосны, расположенные на гривах, т.е. в сухих местообитаниях (Северка, Угловское) (рис. 6, *б*), а также тополя (0.25) и березы (0.24) полезащитных лесных полос, расположенных на плакоре и склоне ландшафтной катены. Деревья, расположенные во влажных местообитаниях (Волчиха, Малышев лог), часто отрицательно реагируют на данные показатели (до k = –0.31), что, вероятно, обусловлено высоким уровнем стояния грунтовых вод после многоснежных зим. В южной лесостепи реакция радиального роста деревьев на толщину снега и снегозапасы не выражена.

Связи ширины годичных колец с датами установления снежного покрова более чёткие в южной лесостепи. Чем позже здесь устанавливается снежный покров, тем больше ширина годичного кольца у сосны обыкновенной. При этом дата установления устойчивого снежного покрова прошедшей зимы более важна для радиального роста сосен (k = 0.28–0.34), чем календарного года.

Противоположная реакция деревьев южной лесостепи и сухой степи проявляется на даты разрушения устойчивого снежного покрова. В южной лесостепи более ранний сход снежного покрова способствует интенсивному радиальному росту деревьев (k = –0.27). В сухой степи отмечается противоположная реакция. Здесь более позднее разрушение устойчивого снежного покрова улучшает условия роста деревьев (k = 0.26–0.38), особенно у деревьев сухих местообитаний (вершины грив, плакор) – Северка, Почвенная станция, Новоугловский. В целом это можно объяснить тем, что южная лесостепь характеризуется нормальным увлажнением, а сухая степь – недостаточным. Поэтому в результате раннего схода снежного покрова в южной лесостепи увеличивается вегетационный сезон, а в сухой степи поздний сход снежного покрова обеспечивает оптимальное увлажнение в период интенсивного роста деревьев, который приходится на май и июнь (Rygalova et al., 2022), в том числе и в других регионах (Демина и др., 2017).

Схожая реакция радиального роста деревьев отмечается на продолжительность периода зале-

Таблица 3. Корреляционная связь ширины годичных колец деревьев южной лесостепи и сухой степи за 1966–2018 гг.

Положение, порода	Метеостанция	Период сравнения	Толщина снежного покрова*			Снегозапасы**		Характеристики устойчивого снежного покрова***		
			h_m	h_f	h_w	w_f	w_w	Du; Du_{-1}	Dr	P
Южная лесостепь										
Ленточный бор, с. Долганка, сосна	Камень-на-Оби	1966–2007	0.04	0.03	–	0.10	–	–0.20; 0.40	0.04	–0.28
Ленточный бор, с. Ребриха, сосна	Ребриха	1966–2007	0.19	0.07	0.05	0.09	0.08	0.03; 0.20	–0.06	–0.19
Ленточный бор, с. Капустинка, сосна	Баево	1966–2005	–	–0.09	–	–0.07	–	–	–	–
	Камень-на-Оби		0.04	–	–	–	–	–0.01; 0.33	–0.12	–0.30
Ленточный бор, с. Шарчино, сосна	Ребриха	1966–2004	0.15	0.03	0.03	0.03	0.02	0.13; 0.11	–0.17	–0.16
Ленточный бор, с. Черемное, сосна	Барнаул	1966–2007	–0.09	0.15	–	0.15	–	0.29; 0.28	–0.27	–0.34
Ленточный бор, с. Павловск, сосна	Барнаул	1966–2003	–0.28	0.02	–	–0.07	–	0.21; 0.29	–0.14	–0.28
Сухая степь										
Бор, с. Северка, сосна	Ключи	1966–2007	–	0.46	–	0.28	–	–	–	–
	Рубцовск		–0.19	–	–	–	–	–0.09; –0.03	0.26	0.28
Ленточный бор, с. Михайловское, сосна	Ключи	1966–2007	–	0.15	–	0.16	–	–	–	–
	Рубцовск		–0.07	–	–	–	–	0.01; 0.04	0.11	0.08
Ленточный бор, с. Волчиха, сосна	Волчиха	1966–2002	–	–0.03	0.03	–0.11	–0.21	–	–	–
	Рубцовск		–0.05	–	–	–	–	–0.14; 0.01	0.19	0.17
Ленточный бор, с. Малышев лог, сосна	Рубцовск	1966–2005	–0.01	–0.22	–	–0.31	–	–0.10; 0.14	0.10	0.05
Ленточный бор, с. Угловское, сосна	Ключи	1966–2003	–	0.30	–	0.12	–	–	–	–
	Рубцовск		0.02	–	–	–	–	–0.02; 0.10	0.11	0.07
Лесополоса, с. Назаровка, береза	Ключи	1966–2018	–	0.24	–	0.14	–	–	–	–
	Рубцовск		0.08	–	–	–	–	–0.08; –0.18	–0.02	0.02
Лесополоса, Почвенная станция, тополь	Волчиха	1966–2018	–	0.05	0.25	0.06	0.19	–	–	–
	Рубцовск		0.18	–	–	–	–	–0.14; –0.05	0.38	0.34
Лесополоса, п. Новоугловский, тополь	Волчиха	1966–2018	–	0.17	–	0.19	–	–	–	–
	Рубцовск		–0.05	–	–	–	–	–0.27; –0.11	0.27	0.28

*h_m – максимальная толщина снежного покрова в зимний период на метеоплощадке; h_f – максимальная толщина снежного покрова в поле; h_w – максимальная толщина снежного покрова в лесу; **w_f – снегозапасы в поле; w_w – снегозапасы в лесу; ***Du – календарный год; Du_{-1} – предыдущий год; Dr – разрушения; P – продолжительность. Коэффициенты корреляции значимы: по сосне – при значении 0.26 и выше при $p < 0.05$, по тополю и березе – при значении 0.24 и выше при $p < 0.05$; Прочерк – отсутствие данных.

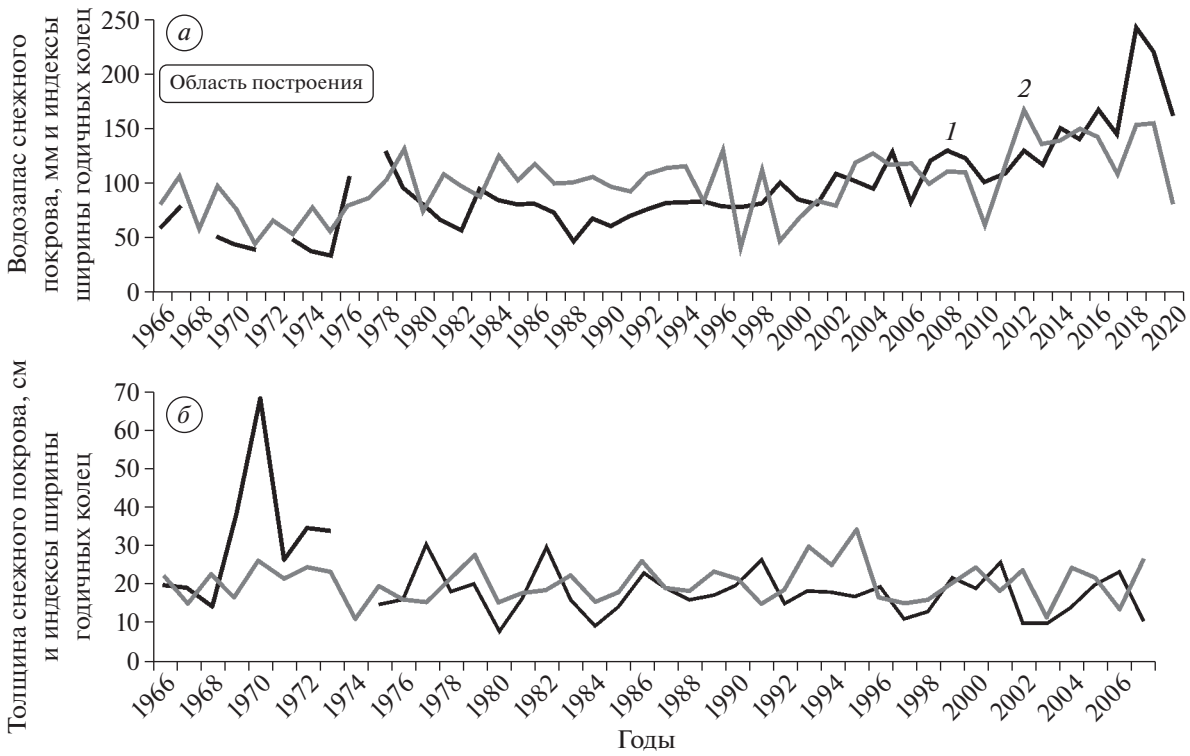


Рис. 6. Многолетние изменения характеристик снежного покрова (*1*) и индексов ширины годичных колец (*2*) в различных районах Западно-Сибирской равнины: (*а*) лесотундра, лиственница сибирская, терраса р. Лукьяха; (*б*) сухая степь, сосна обыкновенная, хронология “Северка”.

Fig. 6. Long-term changes in snow cover characteristics and tree-ring width indices in various regions of the West Siberian Plain: (*a*) forest-tundra, Siberian larch, terrace of the river. Lukyakha (*б*) dry steppe, Scotch pine, Severka chronology.

гания устойчивого снежного покрова. В лесостепной зоне эта реакция имеет отрицательный характер (k = от –0.28 до –0.34), а в сухостепной – положительный (k = 0.28–0.34) (см. табл. 3).

ВЫВОДЫ

В ходе наших исследований установлено, что снежный покров с его характеристиками не является главным фактором, лимитирующим радиальный рост древесных растений даже в экстремальных условиях, на периферии зоны бореальных лесов. Его воздействие на древесные растения зависит от комплекса факторов, в том числе локальных.

Максимальные толщина снега и снегозапасы выступают важнейшими характеристиками снежного покрова для роста древесных растений в лесотундре и сухой степи. В лесотундре этими показателями контролируется степень промерзания почвогрунтов и, тем самым, скорость их прогревания весной и начало ростовых процессов у деревьев. В сухой степи увеличение толщины снега и снегозапасов способствует лучшему увлажнению почв, что обеспечивает лучший прирост деревьев. Воздействие данных показателей несколько усиливается в лесотундре в нижних частях склонов, а в сухой степи на плакорах и вершинах грив. Тенденция увеличения снегозапасов в указанных районах способствует увеличению скорости радиального роста деревьев. Вместе с тем, во влажных местоположениях сухой степи, с высоким уровнем стояния грунтовых вод увеличение данных показателей приводит к замедлению роста изученных пород деревьев. Лимитирующее значение толщины снега и снегозапасов для радиального роста деревьев в северной тайге и южной лесостепи меньше, чем в лесотундре и южной лесостепи.

Даты разрушения устойчивого снежного покрова оказываются более значимыми в южных районах (южной лесостепи и сухой степи), чем в северных (лесотундре и северной тайге). При этом усилению радиального роста деревьев в южной лесостепи способствует более ранний сход снежного покрова, а в сухой степи – более поздний. Даты установления устойчивого снежного покрова имеют большее значение для роста деревьев по сравнению с датами разрушения, особенно в лесотундре и южной лесостепи. В указанных районах более позднее установление снежного покрова обеспечивает больший радиальный прирост деревьев, особенно на следующий год.

Значение продолжительности периода с устойчивым снежным покровом для роста деревьев выше в южных районах. При этом в южной лесостепи, чем продолжительнее залегание устойчивого снежного покрова, тем меньше прирост деревьев. В сухостепной же подзоне увеличение продолжительности периода с устойчивым снежным покровом стимулирует радиальный рост (в основном за счёт более позднего его разрушения).

Благодарности. Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 22-27-00268 "Реконструкция многолетней динамики нивально-гляциальных явлений в контрастных ландшафтных условиях Алтая по данным древесно-кольцевой индикации", https://rscf.ru/project/22-27-00268/.

Acknowledgements. The study was supported by the grant of the Russian Science Foundation no. 22-27-00268 "Reconstruction of the long-term dynamics of nival-glacial phenomena in the contrasting landscape conditions of Altai according to tree-ring indication", https://rscf.ru/project/22-27-00268/.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Быков Н.И. Дендроиндикация многолетней динамики элементов нивально-гляциального комплекса // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 1998. С. 51–55.

Быков Н.И., Попов Е.С. Наблюдения за динамикой снежного покрова в ООПТ Алтае-Саянского экорегиона (методическое руководство) / Ред. Н.И. Быков. Красноярск, 2011. 64 с.

Быков Н.И., Черных Д.В., Першин Д.К., Бирюков Р.Ю., Лубенец Л.Ф., Золотов Д.В. Пространственная и временная изменчивость снежного покрова в южной лесостепи Верхней Оби // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 3. С. 343–359. https://doi.org/10.31857/S2076673422030136

Быков Н.И., Шигимага А.А., Ильясов Р.М. Особенности радиального роста древесных растений в лесотундре Ямало-Ненецкого автономного округа // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа. 2022. Т. 115. № 2. С. 98–112. https://doi.org/10.26110/ARCTIC.2022.115.2.006

Ваганов Е.А., Шиятов С.Г., Мазепа В.С. Дендроклиматические исследования в Урало-Сибирской Субарктике. Новосибирск: Наука, 1996. 246 с.

Демина А.В., Белокопытова Л.В., Андреев С.Г., Костякова Т.В., Бабушкина Е.А. Динамика радиального прироста сосны обыкновенной (Pinus sylvestris L.) как индикатор гидротермического режима лесостепи Западного Забайкалья // Сибирский экологич. Журнал. 2017. Т. 24. № 5. С. 553–566.

Маршрутные снегомерные съёмки // Электронный ресурс. http://meteo.ru (Дата обращения: 20.05.2022).

Николаев А.Н., Скачков Ю.Б. Влияние динамики снежного покрова на рост и развитие лесов в Центральной Якутии // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 3. С. 71–80.

Николаев А.Н., Скачков Ю.Б. Влияние снежного покрова и температурного режима мерзлотных почв на радиальный прирост деревьев Центральной Якутии // Журнал Сибирского федерального ун-та. Сер. Биология. 2012. Т. 5. № 1. С. 43–51.

Характеристики снежного покрова (ежедневные данные) // Электронный ресурс. http://meteo.ru (Дата обращения: 20.05.2022).

Шиятов С.Г., Ваганов Е.А., Кирдянов А.В., Круглов В.Б., Мазепа В.С., Наурзбаев М.М., Хантемиров Р.М. Методы дендрохронологии. Ч. I. Красноярск: Изд-во КрасГУ, 2000. 80 с.

Dolgova E.A., Solomina O.N., Matskovsky V.V., Cherenkova E.A., Semenyak N.S. Climate signal strength in tree-ring width of spruce growing in the solovetsky islands (ncina) // Dendrochronologia. 2022. V. 76. https://doi.org/10.1016/j.dendro.2022.126012

Gedalof Z., Smith D.J. Dendroclimatic response of mountain hemlock (Tsuga mertensiana) in Pacific North America // Canadian Journ. of Forest Research. 2001. V. 31. P. 322–332.

Falarz M. Tree-Ring Widths and Snow Cover Depth in High Tauern. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2017. V. 95 (6). 062005 p. https://doi.org/10.1088/1755-1315/95/6/062005

Hart S.J., Smith D.J., Clague J.J. A multi-species dendroclimatic reconstruction of Chilco River streamflow, British Columbia, Canada // Hydrological Processes. 2010. V. 24. P. 2752–2761.

Kirdyanov A., Hughes M., Vaganov E., Schweingruber F., Silkin P. The importance of early summer temperature and date of snow melt for tree growth in the Siberian Subarctic // Trees. 2003. V. 17. P. 61–69.

Li Qin, Yujiang Yuan, Ruibo Zhangriver, Wenshou Wei, Shulong Yu, Ziang Fan, Feng Chen, Tongwen Zhang, Huaming Shang Tree-ring response to snow cover and reconstruction of century annual maximum snow depth for Northern Tianshan mountains, China // Geochronometria. 2016. V. 43. P. 9–17.

Owczarek P., Opała M. Dendrochronology and extreme pointer years in the tree-ring record (AD 1951–2011) of polar willow from southwestern Spitsbergen (Svalbard, Norway) // Geochronometria. 2016. V. 43. P. 84–95.

Rygalova N.V., Bykov N.I., Shigimaga A.A. Radial Growth of Woody Plants in Extrazonal and Anthropogenic Landscapes of the Dry Steppe of the Western Siberian Plain // Arid Ecosystems. 2022. V. 12. P. 61–67. https://doi.org/10.1134/S2079096122010097

Sanmiguel-Vallelado A., Camarero J.J, Gazol Antoni, Morán-Tejeda E., López-Moreno J.I. Detecting snow-related signals in radial growth of Pinus ncinate mountain forests. // Dendrochronologia. 2019. V. 57. 125622 p. https://doi.org/10.1016/j.dendro.2019.125622

Schmidt N.M., Baittinger C., Forchhammer M.C. Reconstructing century-long regimes using estimates of high Arctic Salix arctica radial growth //Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2006. V. 38 (2). P. 257–262.

Schmidt N.M., Baittinger C., Kollmann J., Forchhammer M.C. Consistent dendrochronological response of the dioe-

cious Salix arctica to variation in local snow precipitation across gender and vegetation types // Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2010. V. 42. P. 471–475.

Vaganov E.A., Kirdyanov A.V., Schweingruber F.H., Silkin P.P. Influence of snowfall and melt timing on tree growth in subarctic Eurasia // Nature. 1999. V. 400. P. 149–151. https://doi.org/10.1038/22087

Watson E., Luckman B.H. An investigation of the snowpack signal in moisture-sensitive trees from the Southern Canadian Cordillera // Dendrochronologia. 2016. V. 38. P. 118–130.

Woodhouse C.A. A 431-yr reconstruction of western Colorado snowpack from tree rings // Journ. of Climate. 2003. V. 16. P. 1551–1561.

Citation: Bykov N.I., Shigimaga A.A., Rygalova N.V. Snow cover as a factor of growth of annual tree rings under contrasting environmental conditions of the West Siberian Plain. Led i Sneg. Ice and Snow. 2023, 63 (2): 243–256. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423020047

Snow Cover as a Factor of Growth of Annual Tree Rings under Contrasting Environmental Conditions of the West Siberian Plain

N. I. Bykov[a,#], A. A. Shigimaga[a], and N. V. Rygalova[a]

[a] *Institute for Water and Environmental Problems, Russian Academy of Sciences, Barnaul, Russia*

[#]*e-mail: nikolai_bykov@mail.ru*

The results of the analysis of the relationship between the width of annual tree rings of various woody plants and snow cover characteristics are presented: the dates of setting-up and destruction (loss) of stable snow cover, the duration of its existence, the thickness and water content of snow cover for the period of maximum snow accumulation. The studied areas are the forest-tundra zone, the northern taiga subzone, the southern forest-steppe subzone, and the dry steppe subzone within boundaries of the West Siberian Plain. Data from observations of snow cover on routes and meteorological sites of Roshydromet for 1966–2020 (for forest tundra and northern taiga) and 1966–2018 (for forest-steppe and dry steppe) together with dendrochronological samples obtained by the authors in these natural zones and subzones were used for this study. It was found that the thickness and water content of the snow cover play greater role for the radial growth of trees in the forest-tundra and dry steppe as compared to the northern taiga and southern forest-steppe. In the dry steppe, the trees of the upper parts of the low ridges and flat interfluves (plakors) are more sensitive to these snow cover characteristics, while in the forest-tundra this is important for the lower parts of the slopes. The dates of destruction of stable snow cover are more significant in the southern regions than in the northern ones. In the southern forest-steppe, the early loss of the snow cover increases the rate of growth of tree rings, while in the dry steppe it weakens it. The dates of setting-up of the stable snow cover are more important for the growth of trees compared to the dates of its loss, especially in the forest-tundra and southern forest-steppe since the later it starts, the greater the growth of trees. Importance of the duration of the period with stable snow cover for tree growth is higher in the southern regions. Its increasing in the southern forest-steppe reduces the growth of trees but increases in the dry steppe.

Keywords: West Siberian Plain, snow cover, woody plants, tree rings

REFERENCES

Bykov N.I. Dendroindication of the long-term dynamics of the elements of the nival-glacial complex. *Problemy rekonstruktsii klimata i prirodnoy sredy golotsena i pleystotsena Sibiri*. Problems of reconstruction of the climate and natural environment of the Holocene and Pleistocene of Siberia. Novosibirsk: Publishing House of the Institute of Archaeology and Ethnography of the Russian Academy of Sciences, 1998. P. 51–55 [In Russian].

Bykov N.I., Popov E.S. Nablyudeniya za dinamikoy snezhnogo pokrova v OOPT Altaye-Sayanskogo ekoregiona (metodicheskoye rukovodstvo). Observations on the dynamics of snow cover in the protected areas of the Altai-Sayan Ecoregion (methodological guide). Krasnoyarsk, 2011: 64 p. [In Russian].

Bykov N.I., Chernykh D.V., Pershin D.K., Biryukov R.Yu., Lubenets L.F., Zolotov D.V. Spatial and temporal variability of snow cover in the southern forest-steppe of the Upper Ob. *Led i Sneg.* Ice and snow. 2022, 62 (3): 343–359 [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673422030136

Bykov N.I., Shigimaga A.A., Ilyasov R.M. Peculiarities of radial growth of woody plants in the forest-tundra of the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug. *Nauchnyy vestnik Yamalo-Nenetskogo avtonomnogo okruga.* Scientific Bulletin of the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug. 2022, 115 (2): 98–112. https://doi.org/10.26110/ARCTIC.2022.115.2.006. [In Russian].

Vaganov E.A., Shiyatov S.G., Mazepa V.S. Dendroklimaticheskiye issledovaniya v Uralo-Sibirskoy Subarktike. Dendroclimatic research in the Ural-Siberian Subarctic. Novosibirsk: Nauka, 1996: 246 p. [In Russian].

Demina A.V., Belokopytova L.V., Andreev S.G., Kostyakova T.V., Babushkina E.A. Dynamics of radial growth of Scots pine (Pinus sylvestris L.) as an indicator of the hydrothermal regime of the forest-steppe of Western Transbaikalia. *Sibirskiy ekologicheskiy zhurnal.* Siberian Ecological Journ. 2017, 24 (5): 553–566 [In Russian].

Route snow surveys. Retrieved from: http://meteo.ru (Last access: 20 May 2022) [In Russian].

Nikolaev A.N., Skachkov Yu.B. Influence of snow cover dynamics on the growth and development of forests in Central Yakutia. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2011, XV (3): 71–80 [In Russian].

Nikolaev A.N., Skachkov Yu.B. Influence of snow cover and temperature regime of permafrost soils on the radial growth of trees in Central Yakutia. *Zhurnal Sibirskogo federal'nogo universiteta. Seriya: Biologiya.* Journ. of the Siberian Federal University. Series: Biology. 2012, 5 (1): 43–51 [In Russian].

Snow cover characteristics (daily data). Retrieved from: http://meteo.ru (Last access: 20 May 2022) [In Russian].

Shiyatov S.G., Vaganov E.A., Kirdyanov A.V., Kruglov V.B., Mazepa V.S., Naurzbaev M.M., Khantemirov R.M. Metody dendrokhronologii. Methods of dendrochronology. Ch. I. Krasnoyarsk: Publishing House of Krasnoyarsk State University, 2000: 80 p. [In Russian].

Dolgova E. A., Solomina O. N., Matskovsky V. V., Cherenkova E.A., Semenyak N.S. Climate signal strength in tree-ring width of spruce growing in the Solovetsky Islands (Russia). Dendrochronologia. 2022: 76. https://doi.org/10.1016/j.dendro.2022.126012

Gedalof Z., Smith D.J. Dendroclimatic response of mountain hemlock (Tsuga mertensiana) in Pacific North America. Canadian Journ. of Forest Research. 2001, 31: 322–332.

Falarz M. Tree-Ring Widths and Snow Cover Depth in High Tauern. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2017, 95 (6): 062005. https://doi.org/10.1088/1755-1315/95/6/062005

Hart S.J., Smith D.J., Clague J.J. A multi-species dendroclimatic reconstruction of Chilco River streamflow, British Columbia, Canada. Hydrological Processes. 2010, 24: 2752–2761.

Kirdyanov A., Hughes M., Vaganov E., Schweingruber F., Silkin P. The importance of early summer temperature and date of snow melt for tree growth in the Siberian Subarctic. Trees. 2003, 17: 61–69.

Li Qin, Yujiang Yuan, Ruibo Zhangriver, Wenshou Wei, Shulong Yu, Ziang Fan, Feng Chen, Tongwen Zhang, Huaming Shang Tree-ring response to snow cover and reconstruction of century annual maximum snow depth for Northern Tianshan mountains, China. Geochronometria. 2016, 43: 9–17.

Owczarek P., Opała M. Dendrochronology and extreme pointer years in the tree-ring record (AD 1951–2011) of polar willow from southwestern Spitsbergen (Svalbard, Norway). Geochronometria. 2016, 43: 84–95.

Rygalova N.V., Bykov N.I., Shigimaga A.A. Radial Growth of Woody Plants in Extrazonal and Anthropogenic Landscapes of the Dry Steppe of the Western Siberian Plain. Arid Ecosystems. 2022, 12: 61–67. https://doi.org/10.1134/S2079096122010097

Sanmiguel-Vallelado A., Camarero J.J., Gazol Antoni, Morán-Tejeda E., López-Moreno J.I. Detecting snow-related signals in radial growth of Pinus uncinata mountain forests. Dendrochronologia. 2019, 57: 125622. https://doi.org/10.1016/j.dendro.2019.125622

Schmidt N.M., Baittinger C., Kollmann J., Forchhammer M.C. Consistent dendrochronological response of the dioecious Salix arctica to variation in local snow precipitation across gender and vegetation types. Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2006, 38 (2): 257–262.

Schmidt N.M., Baittinger C., Kollmann J., Forchhammer M.C. Consistent dendrochronological response of the dioecious Salix arctica to variation in local snow precipitation across gender and vegetation types. Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2010, 42: 471–475.

Vaganov E.A., Kirdyanov A.V., Schweingruber F.H., Silkin P.P. Influence of snowfall and melt timing on tree growth in subarctic Eurasia. Nature. 1999, 400: 149–151. https://doi.org/10.1038/22087

Watson E., Luckman B.H. An investigation of the snowpack signal in moisture-sensitive trees from the Southern Canadian Cordillera. Dendrochronologia. 2016, 38: 118–130.

Woodhouse C.A. A 431-yr reconstruction of western Colorado snowpack from tree rings. Journ. of Climate. 2003, 16: 1551–1561.

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 2, с. 257–270

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.46

ОЦЕНКА СНЕГОЗАПАСОВ В ЗАСУШЛИВОЙ ЗОНЕ ПО ДАННЫМ ГЛОБАЛЬНЫХ ЧИСЛЕННЫХ МОДЕЛЕЙ ICON И GFS/NCEP (НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА РЕКИ СЕЛЕНГА)

© 2023 г. А. Н. Шихов[1,2,*], В. Н. Черных[3], А. А. Аюржанаев[3], С. В. Пьянков[1], Р. К. Абдуллин[1]

[1] *Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия*

[2] *Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Москва, Россия*

[3] *Байкальский Институт природопользования Сибирского отделения РАН, Улан-Удэ, Россия*

**e-mail: and3131@inbox.ru*

Поступила в редакцию 18.10.2022 г.
После доработки 28.01.2023 г.
Принята к публикации 31.03.2023 г.

Рассматривается применимость данных глобальных численных моделей прогноза погоды ICON и GFS/NCEP для оценки снегонакопления в бассейне р. Селенги, на примере 2020–2022 гг. Валидация результатов выполнена по данным снегомерных съёмок. Получены реалистичные оценки пространственного распределения снегозапасов. Результаты сопоставлены с данными реанализа ERA5–Land и спутниковыми снимками MODIS.

Ключевые слова: бассейн р. Селенги, запас воды в снежном покрове, снегонакопление, сублимация, таяние снега, модель численного прогноза погоды, ICON, GFS/NCEP, снегомерные съёмки

DOI: 10.31857/S2076673423020151, **EDN:** RVHBLS

Снежный покров представляет собой один из важнейших компонентов гидрологического цикла суши. Его ключевой характеристикой является запас воды в снеге (далее – SWE). Оценка пространственного распределения SWE выполняется на основе снегомерных съёмок или методов математического моделирования. Снегомерные съёмки регулярно (каждые 5 или 10 сут) проводятся на сети метеостанций Росгидромета. Однако сеть снегомерных съёмок отличается пространственной неравномерностью, в труднодоступной и горной местности измерения почти не проводятся. Частота проведения снегосъёмок также недостаточна для ряда практических приложений (Турков, Сократов, 2016; Чурюлин, 2018).

Математические модели снежного покрова позволяют получить оценки пространственного распределения SWE с более высоким пространственным и временным разрешением. Они применяются в качестве блоков в распределенных моделях формирования речного стока ECOMAG (Motovilov, 1999; Мотовилов, Гельфан, 2018), “Гидрограф” (Виноградов, Виноградова, 2010) или в моделях поверхности суши (Гусев, Насонова, 2010). Схемы параметризации снежного покрова также необходимы для описания подстилающей поверхности в глобальных и региональных моделях численного прогноза погоды (далее – ЧПП) (Казакова, 2015; Турков, Сократов, 2016; Чурюлин, 2019).

Для расчёта SWE ключевое значение имеет источник данных об осадках. Станционные данные об осадках имеют те же недостатки, что и данные снегосъёмок, связанные с редкостью и неравномерностью наблюдательной сети. Однако в бассейнах равнинных рек снегонакопление воспроизводится на основе этих данных весьма успешно (Kuchment et al., 2000, 2010; Мотовилов, Гельфан, 2018). Для горной местности предпочтительнее использовать прогнозы осадков по моделям ЧПП (Queno et al., 2016). Также применяются различные комбинированные подходы, к числу которых относится разработанная в ФГБУ “Гидрометцентр России” технология расчета снегонакопления SnoWE, используемая для расчёта SWE на всей территории России (Казакова, 2015; Kazakova et al., 2015; Чурюлин и др., 2018, 2019).

Расчеты снегонакопления с применением данных моделей ЧПП проводится для крупных речных бассейнов, в которых вклад снегового половодья в годовой объём стока достигает 50% и более (Pyankov et al., 2018; Пьянков и др., 2019), или для бассейнов горных территорий (Bellaire et al., 2011; Quéno et al., 2016). Для речных бассейнов се-

миаридной зоны с маломощным и неустойчивым снежным покровом опыт таких исследований незначителен.

В работе оценивается возможность применения данных глобальных моделей ЧПП ICON (Германия) и GFS/NCEP (США) для расчёта снегонакопления в бассейне р. Селенги, который характеризуется малым количеством осадков в холодный период, низкой плотностью наблюдательной сети, сложным рельефом и разнообразным растительным покровом. Оценка снегонакопления в бассейне р. Селенги имеет значение не столько для прогноза весеннего половодья (на которое приходится лишь незначительная часть годового стока), сколько с точки зрения условий для кочевого скотоводства (Сандакова, Дангасурен, 2014), а также для прогноза пожарной опасности в весенний период (Kukavskaya et al., 2016; Bigio et al., 2022).

Характеристика бассейна р. Селенги. Селенга – крупнейшая река, впадающая в оз. Байкал и обеспечивающая до половины ежегодного притока воды в него (Гармаев, Христофоров, 2010). Площадь её бассейна составляет 447 тыс. км^2, из которых две трети приходится на территорию Монголии. Большая площадь бассейна в совокупности со сложным рельефом территории (перепад высот – от 600 до 3000 м) обусловливают значительное разнообразие физико-географических условий (Миллионщикова, 2018). Бассейн расположен в таежной, лесостепной, степной и сухостепной зонах, хорошо проявляется высотная зональность. Леса покрывают 27.7% площади бассейна (рис. 1).

Бассейн расположен в зоне резко континентального климата. Наибольшее количество осадков (400–500 мм) выпадает в высокогорьях Хангайско-Хэнтэйской горной области, а наименьшее – в долинах рек Орхона, Туула и Селенги (200–250 мм) (Миллионщикова, 2018). Важная особенность климата – 80–90% годовой суммы осадков выпадает в жидком виде. Лишь в самой северной части бассейна количество осадков в виде снега достигает 30–50% годовой суммы. Основной источник питания рек – дождевые осадки (Frolova et al., 2017).

Снежный покров в бассейне Селенги в основном маломощный, его пространственное распределение неравномерно. По данным реанализа ERA5–Land с пространственным разрешением 9 км (Muñoz-Sabater et al., 2021), средний по площади бассейна запас воды в снежном покрове на 28 февраля (осредненный за период 1991–2020 гг.) составляет 24 мм, а разброс этих значений в отдельные годы – от 10 до 37 мм. В равнинной степной части бассейна норма максимального снегозапаса по данным ERA5 не превышает 20 мм, а в горных районах на севере (южный склон Хамар-Дабана) и на востоке (в бассейне р. Чикой) достигает 50 мм и более.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Методика расчёта снегонакопления в бассейне р. Селенги. Моделирование процесса снегонакопления выполнено на основе адаптации эмпирической методики, ранее разработанной для бассейна р. Камы (Пьянков и др., 2019). В холодный период 2020/21 г. применялись два источника данных об осадках (глобальная модель ЧПП ICON и данные метеостанций), а в холодный период 2021/22 г. – данные глобальной модели ЧПП GFS/NCEP.

Модели ЧПП ICON и GFS разработаны метеослужбой Германии и Национальным центром атмосферных исследований США (NCEP) соответственно. Их основные характеристики приведены в обзоре (WGNE Overview, 2020). В расчётах использовалась выходная продукция моделей – температуры воздуха и точки росы на высоте 2 м над поверхностью и на изобарической поверхности 700 гПа, скорость ветра на высоте 10 м над поверхностью и осадки, накопленные за 24 ч. Эта продукция предоставляется на редуцированных широтно-долготных сетках с размером ячейки 0.125° × 0.125° (модель ICON) и 0.25° × 0.25° (модель GFS/NCEP). Данные об осадках использовались за сроки 3 и 27 ч от времени запуска модели, чтобы обеспечить сопоставимость с наблюдениями метеостанций. По модели ICON получены непосредственно накопленные осадки (переменная *tot_prec),* а по модели GFS – интенсивность осадков (переменная *prate_surface*).

Для регулярного получения данных моделей ЧПП ICON и GFS/NCEP использованы программные инструменты, описанные в работе (Shikhov et al., 2021). Загрузка выбранных переменных (температура, влажность воздуха и количество осадков) выполняется два раза в сутки. Полученный архив прогностических данных, преобразованных в формат Geotiff (с заблаговременностью прогнозов 27 ч), доступен по адресу http://84.201.155.104/.

В модели расчёта характеристик снежного покрова учитываются основные приходящие (атмосферные осадки с учетом их фазы) и расходные (снеготаяние, сублимация с поверхности снега, перехват осадков растительностью с последующей сублимацией) составляющие его баланса. Расчёт пространственного распределения метеоэлементов (среднесуточных значений температуры и влажности воздуха на высоте 2 м над земной поверхностью, скорости ветра на высоте 10 м, суточных сумм осадков с учётом их фазы) выполняется на основе комбинирования данных моделей ЧПП и наблюдений метеостанций (Pyankov et al.,

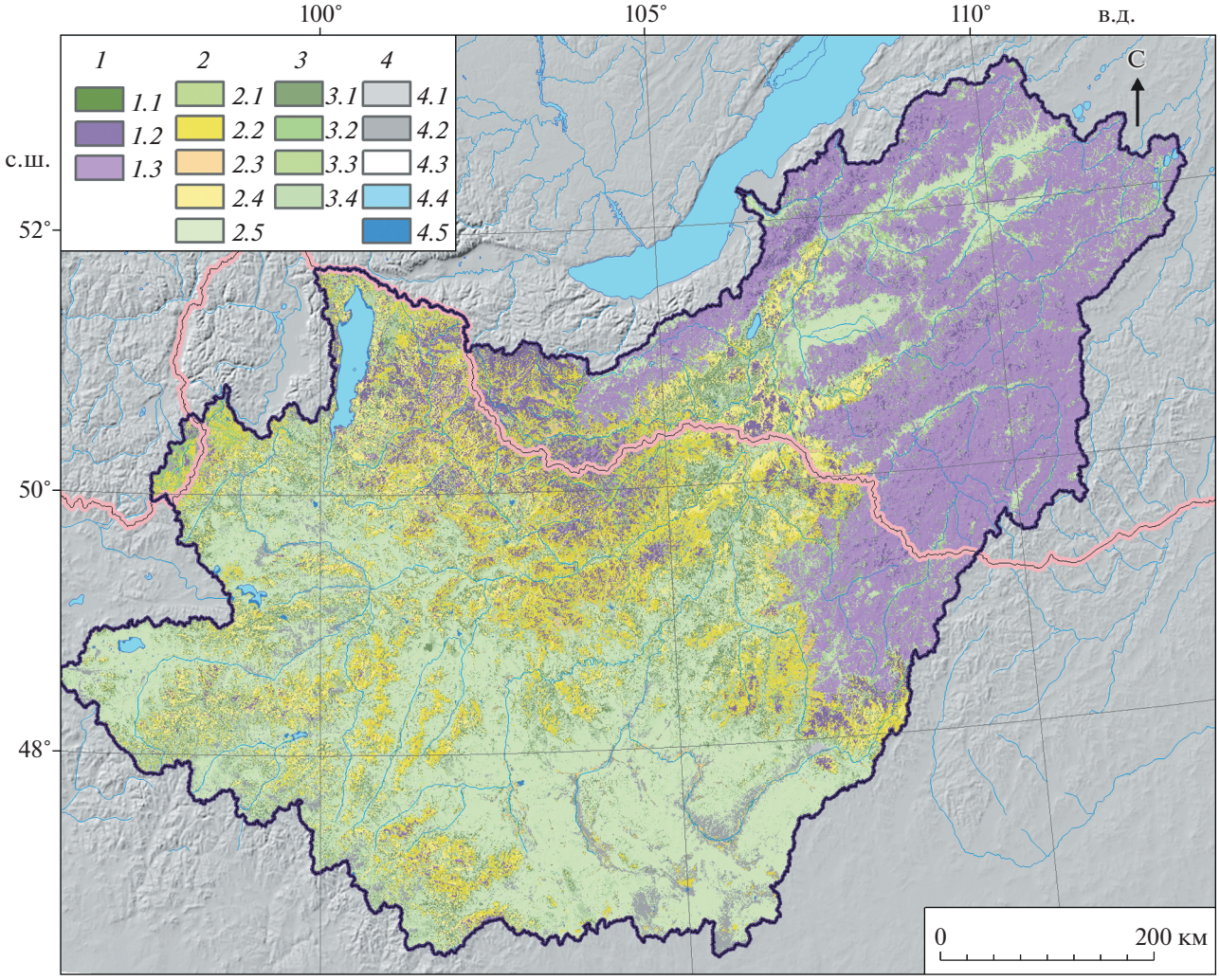


Рис. 1. Типы подстилающей поверхности в бассейне р. Селенги:
1 – лесопокрытые территории (*1.1* – лиственные леса; *1.2* – смешанные и хвойные леса; *1.3* – смешанные и хвойные редколесья); *2* – нелесопокрытые территории (*2.1* – пойменная растительность; *2.2* – травянистая растительность; *2.3* – орошаемые пахотные земли; *2.4* – богарные пахотные земли; *2.5* – разреженная растительность); *3* – мозаика лесопокрытых и нелесопокрытых территорий (*3.1* – пахотные земли (50–70%) и луга (30–50%); *3.2* – леса, кустарники (50–70%) и луга (20–50%); *3.3* – луга (50–70%) и леса, кустарники (20–50%); *3.4* – луга, кустарники (50–70%) и пахотные земли (20–50%); *4* – прочее (*4.1* – городская застройка; *4.2* – участки, лишенные растительности; *4.3* – нет данных и облачность; *4.4* – снега и ледники; *4.5* – водная поверхность).

Fig. 1. Types of underlying surface in the Selenga river basin.
1 – Forest-covered areas (*1.1* – deciduous forests; *1.2* – mixed and coniferous forests; *1.3* – mixed and coniferous woodlands; *2* – Treeless areas (*2.1* – floodplain vegetation; *2.2* – herbaceous vegetation; *2.3* – Post-flooding or irrigated croplands (or aquatic); *2.4* – rainfed croplands; *2.5* – sparse vegetation); *3* – Mosaic forest and covered, treeless areas (*3.1* – arable land (50–70%) and grasslands (30–50%); *3.2* – forests, shrubs (50–70%) and grasslands (20–50%); *3.3* – grassland (50–70%) and forests, shrubs (20–50%); *3.4* – grassland, shrubs (50–70%) and croplands (20–50%); *4* – Other (*4.1* – urban areas; *4.2* – bare areas; *4.3* – no data and cloudiness; *4.4* – snow and ice; *4.5* – water surface).

2018; Пьянков и др., 2019). Так, для среднесуточной температуры воздуха и дефицита влажности производится интерполяция данных метеостанций с коррекцией для каждой ячейки цифровой модели рельефа (далее – ЦМР), чтобы учесть изменение этих величин с высотой местности. Вертикальный градиент рассчитывается на основе разности приземных значений этих величин и данных моделей ЧПП, полученных для изобарической поверхности 700 гПа (которая приблизительно соответствует высшим точкам бассейна р. Селенги). Среднесуточная скорость ветра рассчитывалась по моделям ЧПП, с введением поправочных коэффициентов на тип растительного покрова, предложенных в работе (Корень, 1991).

Для прогностических полей осадков принята схема ГИС даунскейлинга (повышения детально-

сти), основанная на предположении о постоянстве увеличения осадков с высотой местности, выраженного в относительных единицах, т.е. в процентах на 100 м высоты (Пьянков и др., 2019). Для этого в каждой ячейке расчётной сетки вычислялась разность между ЦМР, используемой в модели прогноза погоды (для каждой модели ЦМР несколько различаются), и более детальной "истинной" ЦМР. На основе разности высот в каждой ячейке вычислялись поправочные коэффициенты к полученному по модели количеству осадков. Значение вертикального градиента осадков было принято равным 10% на 1000 м высоты.

Далее производится расчёт характеристик снежного покрова (SWE, площади снежного покрытия) на основе полученных данных. Выходные данные имеют суточный шаг по времени и пространственное разрешение 3000 м (что позволяет уменьшить временные затраты на вычисления). Вычисления выполняются в геоинформационной системе ArcGIS 10*, с помощью последовательного запуска ряда скриптов и моделей геообработки, использующих средства интерполяции и растровой алгебры. Адаптация ранее разработанной методики для условий бассейна р. Селенги состояла в следующем.

1. В качестве исходной карты растительности – продукт GlobCover–2009 (Arino et al., 2008), поскольку эти данные доступны для всей территории бассейна р. Селенги.

2. Значительная часть площади бассейна расположена на высотах 1500–3000 м, поэтому для расчета вертикального градиента температуры воздуха используются поля температуры воздуха на изобарической поверхности 700, а не 850 гПа, как для бассейна р. Камы.

3. Интенсивность снеготаяния рассчитывается по схеме (Гордеев, 2012), предложенной для крупных водосборов с редкой сетью наблюдений. В данной схеме оцениваются два основных потока тепла, определяющих интенсивность снеготаяния: теплообмен с атмосферой и суммарная солнечная радиация:

$$M = K_1\theta + K_2(Q + q), \qquad (1)$$

где M – интенсивность снеготаяния; θ – среднесуточная температура воздуха, $Q + q$ – суммарная радиация в условиях ясного неба (мДж/м^2 сут$^{-1}$), поступление которой рассчитывается средствами ГИС SAGA на основе цифровой модели рельефа по алгоритму (Wilson, Gallant, 2000).

Значения коэффициентов K_1 и K_2 определяют вклад адвективной и радиационной составляющих снеготаяния. Коэффициент K_1 представляет собой температурный коэффициент стаивания и принят равным 2 мм/1°С × сут. Значение K_2 принято равным 0.3, согласно (Гордеев, 2012). Относительно низкие значения K_1 обусловлены значительным дефицитом влажности воздуха, характерным для данного региона, что способствует снижению интенсивности таяния (Кузьмин, 1961). Также введены поправки, учитывающие влияние типов растительного покрова. Так, K_1 имеет минимальные значения для темнохвойного леса (1 мм/1°С × сут), а максимальные – для открытой местности (2 мм/1°С × сут). Коэффициент ослабления солнечной радиации, согласно (Кузьмин, 1961) имеет минимальное значение для темнохвойного леса (0.25).

4. Сублимация с поверхности снега рассчитывается по известной формуле П.П. Кузьмина (Кузьмин, 1961):

$$E = 0.18 + 0.098U_{10}(e_2 - e_0), \qquad (2)$$

где U_{10} – среднесуточная скорость ветра на высоте 10 м; e_2 – парциальное давление водяного пара на высоте 2 м, гПа; e_0 – парциальное давление водяного пара, рассчитанное по температуре поверхности снега, гПа. Температура поверхности снега принимается равной температуре воздуха, если она ниже 0° С, и равной нулю, если она выше 0°С.

Расчёт перехвата твёрдых осадков древесной растительностью выполняется на основе продукта обработки спутниковых данных MODIS – MOD15A2 (8-day LAI and FPAR) с пространственным разрешением 1000 м, полученного с веб-сервиса NASA (https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/). Этот продукт содержит значения листового индекса LAI – отношения площади листьев (хвои) к площади земной поверхности (Myneni et al., 2002). Данные загружены за февраль 2021 г., чтобы учесть только вклад древесной растительности, которая формирует перехват осадков в зимний период. Интенсивность перехвата твердых осадков растительностью пропорциональна значению LAI (Kuchment et al., 2010), а интенсивность сублимации с крон деревьев – дефициту влажности. На этом основано простое соотношение (Карпечко, Бондарик, 2010), использованное для расчета сублимации твердых осадков с крон деревьев:

$$E_{\text{i}} = k \cdot d \cdot LAI \cdot n, \qquad (3)$$

где LAI – листовой индекс; n – число дней, за которые производился расчёт; k – эмпирический коэффициент, принятый равным 0.065 (Карпечко, Бондарик, 2010).

Таким образом, при расчёте снегонакопления и снеготаяния используются несколько параметров: *коэффициенты стаивания и поправки*, принятые для разных типов растительного покрова, описанные выше; коэффициенты *ослабления скорости ветра* в зависимости от типа растительности (от 0.15 для темнохвойных лесов до 1.0 для от-

крытой местности, согласно (Корень, 1991); коэффициенты *ослабления притока солнечной радиации* в зависимости от типа растительности (от 0.25 для темнохвойных лесов до 1.0 для открытой местности, согласно (Кузьмин, 1961); коэффициент *водоудерживающей способности снега*, принятый равным 15–20% от накопленного SWE, для лесопокрытой территории и для открытой местности соответственно. Такие значения ранее применялись в расчётах для бассейна Камы (Pyankov et al., 2018). Водоудерживающая способность снега определяется его плотностью и структурой, и оказывает существенное влияние на временну́ю задержку между началом таяния снега и началом водоотдачи. Учитывая незначительную величину снегозапаса на большей части бассейна Селенги, можно считать такую приближенную оценку водоудерживающей способности допустимой.

Снегомерные съёмки в бассейне р. Селенги. Для верификации результатов расчета снегозапасов использованы данные снегомерных съёмок, проведенных во второй половине зимы 2021 г. (28–31 января и 15 февраля) и 2022 г. (18–25 февраля) в российской части бассейна р. Селенги. Маршруты съёмок проходили в разных ландшафтных условиях, пересекали горные хребты и межгорные котловины таким образом, чтобы обеспечить максимальный охват российской части территории бассейна р. Селенга. Съёмкой охвачены крупные межгорные котловины со степными и лесостепными ландшафтами, средневысотные горные хребты, покрытые тайгой, долины крупных рек, малые водосборные бассейны. Работы проводились по стандартным методикам с использованием снегомерных реек и весовых снегомеров. В тех случаях, когда массу снега невозможно было оценить при помощи весовых снегомеров, на снегомерной точке отбирались пробы, которые завешивались в условиях стационара на электронных весах. Общая протяженность снегомерных маршрутов составила 102 км. Наблюдения на точках включали описание общего характера снежного покрова, его состояние под влиянием природных процессов и выпаса скота.

В конце января–феврале 2021 г. измерения проведены на 11 маршрутах (около 200 точек). Расстояние между точками на маршрутах составляло от 300 до 1000 м, тогда как шаг сетки, использованной при расчете снегонакопления в бассейне р. Селенги, был равен 3000 м. В 2022 г. снегомерные съёмки повторно выполнены на большинстве маршрутов, но плотность точек была значительно уменьшена (общее их число составило 51). Таким образом, данные снегосъёмок были приведены в соответствие с пространственным разрешением модели. При этом проведены снегосъёмки на одном новом маршруте вдоль р. Куйтунка, но исключены маршруты в нижнем течении р. Селенги и на хр. Улан-Бургасы.

На распределение SWE вдоль снегомерных маршрутов существенно влияют локальные вариации снегонакопления, обусловленные ветровым переносом и характером мезорельефа. Эти особенности не воспроизводятся моделью вследствие слишком грубого шага сетки (3000 м). Однако данные снегосъёмок позволяют получить общее представление о степени корректности результатов моделирования.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Оценка достоверности расчёта сумм осадков по моделям ЧПП за холодный период. Для оценки достоверности данных об осадках, полученных по моделям ЧПП, проводилось сопоставление их месячных сумм с данными наблюдений по 59 метеостанциям, из которых 35 находятся в пределах бассейна р. Селенги (табл. 1). С данными наблюдений сопоставлены исходные (до проведения процедуры даунскейлинга) прогностические поля осадков. Это обусловлено тем, что метеостанции в бассейне Селенги расположены в основном в широких долинах рек и межгорных котловинах, где разность высот по двум ЦМР (истинной и полученной из модели ЧПП) не превышает 100 м. Следовательно, и количество осадков при учёте вертикального градиента изменяется незначительно.

В период с октября по март осадки выпадали в основном в твёрдом виде. Так, в 2020 г. снежный покров в бассейне р. Селенги впервые сформировался 10 октября и в конце октября наблюдался на большей части бассейна. В период проведения снегомерных съёмок с конца января до середины февраля снежный покров в российской части бассейна наблюдался повсеместно. Разрушение его началось в конце первой декады марта за счёт интенсивных дневных оттепелей. В 2021 г. формирование временного снежного покрова также наблюдалось в первой половине октября, а устойчивый снежный покров на большей части водосбора установился в декабре. В период проведения снегомерных съёмок снежный покров в российской части бассейна также наблюдался повсеместно.

В двух моделях ЧПП в течение всего рассматриваемого периода наблюдается тенденция к завышению среднего по бассейну количества осадков, причем в 2021–2022 гг. по модели GFS/NCEP завышение было более существенным, чем по модели ICON. Наиболее существенно данная тенденция была выражена в октябре–ноябре и в феврале, когда сумма осадков по модели ICON в пределах бассейна р. Селенги оказалась более чем в два раза выше, чем по данным

Таблица 1. Оценка прогноза месячных сумм осадков в холодный период по моделям ICON и GFS/NCEP на территории бассейна р. Селенги

Параметр	10.2020	11.2020	12.2020	01.2021	02.2021	10.2021	11.2021	12.2021	01.2022	02.2022
	Модель ICON / Модель GFS/NCEP									
Среднее наблюденное количество осадков, мм	16.0/11.1 / –	10.1/6.3 / –	6.2/3.4 / –	10.6/7.9 / –	6.1/4.4 / –	2.4/1.4 / 2.4/1.4	8.1/6.1 / 8.1/6.1	6.1/4.1 / 6.1/4.1	6.2/5.1 / 6.2/5.1	3.1/1.7 / 3.1/1.7
Среднее количество осадков по модели ICON, мм	24.2/18.0 / –	13.3/11.1 / –	7.8/5.8 / –	11.7/1.2 / –	12.5/11.7 / –	4.1/3.5 / 4.5/3.5	10.2/7.4 / 10.0/6.8	7.2/6.0 / 8.8/6.4	6.5/6.1 / 7.2/6.1	4.3/4.0 / 7.0/6.1
Средняя разность, мм	8.2/6.9 / –	3.3/4.8 / –	1.6/2.4 / –	1.1/3.4 / –	6.4/7.3 / –	1.8/2.1 / 2.1/2.0	2.1/1.3 / 1.9/0.7	1.0/1.8 / 2.6/2.3	0.3/0.9 / 1.1/0.9	1.2/2.2 / 3.9/4.1
RMSE, мм	16.1/13.5 / –	12.9/7.9 / –	5.2/4.2 / –	9.3/6.0 / –	8.2/8.9 / –	4.9/3.8 / 5.5/3.8	7.6/4.1 / 9.0/4.4	4.6/3.7 / 6.6/4.1	3.9/3.3 / 4.0/3.1	4.1/3.5 / 6.6/5.7

Прочерк – отсутствие данных.

наблюдений (хотя в абсолютном выражении это завышение составляет всего 2–8 мм). По модели GFS/NCEP в феврале 2022 г. завышение было более чем трехкратным, но при этом среднее фактическое количество осадков по бассейну составило всего 1.7 мм. В то же время в декабре–январе количество осадков по обеим моделям завышается менее существенно (на 20–60%). Похожие тенденции при использовании этих же моделей (завышение накопленного количества осадков, в начале и в конце холодного периода) были ранее выявлены для территории Урала (Пьянков и др., 2019; Shikhov et al., 2021). Вследствие систематического завышения, а также локальных расхождений между расчётным и фактическим количеством осадков среднеквадратичная ошибка (RMSE) в большинстве месяцев (за исключением ноября 2020, декабря и января 2020–2022 гг.) оказалась больше, чем среднее наблюденное количество осадков на метеостанциях (см. табл. 1). Однако реальное количество твердых осадков по данным метеостанций может сильно недооцениваться из-за выдувания, особенно в степной зоне (Гаврилова, 2010).

Оценка достоверности расчёта запаса воды в снеге (SWE). Результаты расчёта SWE на момент проведения снегомерных съёмок в бассейне р. Селенги (15.02.2021 и 25.02.2022) показаны на рис. 2 и 3.

Достоверность результатов оценивалась путём сравнения расчётных значений SWE с вышеописанными данными снегомерных съёмок, выполненных в российской части бассейна р. Селенги (табл. 2). В конце января – феврале 2021 г. в степной зоне (в долинах рек Селенга, Джида, Хилок и Чикой) расчётный SWE был меньше, чем по данным снегомерных съёмок, несмотря на завышение количества осадков по модели ICON. Это может быть обусловлено переоценкой интенсивности сублимации с поверхности снега при расчёте по формуле П.П. Кузьмина. Важно отметить, что в районе проведения снегомерных съёмок завышение количества осадков по модели ICON было менее выражено, чем в среднем по бассейну. Абсолютные значения SWE на этих степных маршрутах очень малы (в среднем 8–12 мм).

На наиболее протяженном снегомерном маршруте вдоль хребтов Барской и Заганский (см. рис. 2, табл. 2) расчётный SWE оказался существенно больше измеренного, что соответствует пространственному распределению выпавших осадков как по данным метеостанций, так и по моделям ЧПП. При этом расчёт SWE на основе интерполяции данных метеостанций дал более высокие значения, в сравнении с расчётом на основе данных модели ICON.

В то же время на двух маршрутах, где среднее измеренное значение SWE превышало 50 мм (нижнее течение р. Селенги и хр. Улан-Бургасы), расчётный SWE по данным модели ICON был несколько выше измеренного. Результат расчёта SWE на основе интерполяции данных об осадках с метеостанций для этих двух маршрутов имеет низкую точность (SWE оказался в три раза меньше, чем по данным снегосъёмки).

Отношение RMSE к среднему значению SWE в 2021 г. на разных снегомерных маршрутах составило от 0.43 до 0.82 (среднее 0.55) при расчёте на

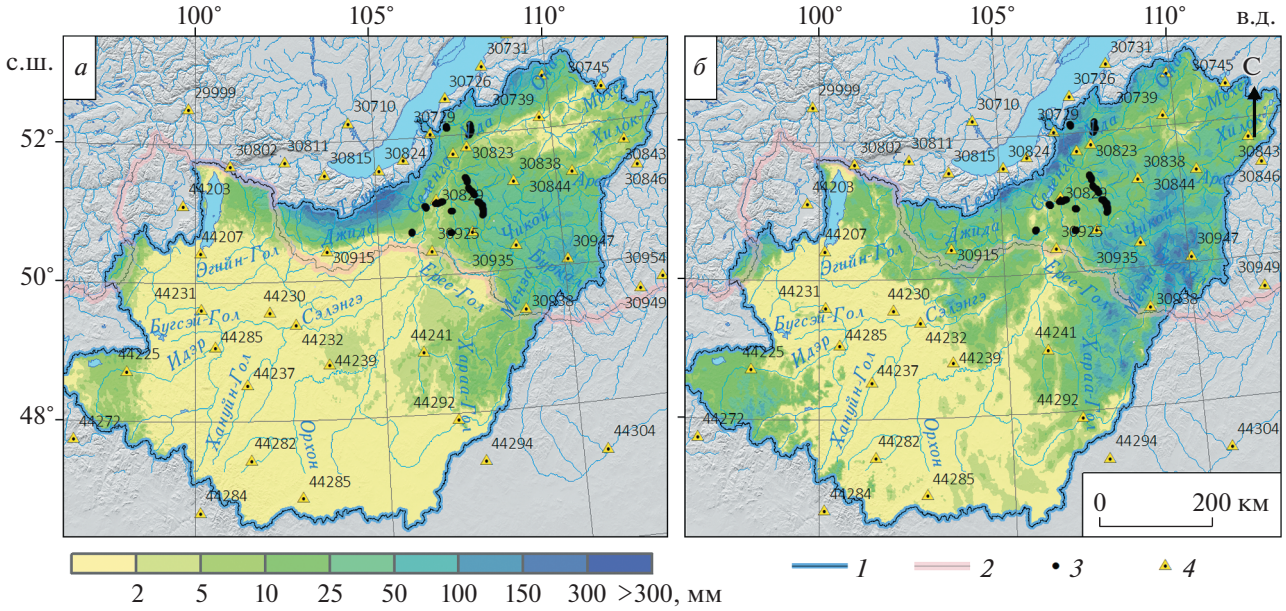


Рис. 2. Расчётный запас воды в снежном покрове в бассейне р. Селенги в период проведения снегосъёмок в 2021 г. (15.02.2021) на основе интерполяции данных метеостанций (*а*) и данных модели атмосферы ICON (*б*): *1* – границы бассейна; *2* – границы Российской Федерации; *3* – точки, в которых проводились снегомерные съёмки; *4* – метеостанции.

Fig. 2. SWE in the Selenga river basin for the period of snow surveys in 2021 (15.02.2021), calculated based on interpolation of weather station data (*a*) and according to the ICON atmospheric model data (*б*): *1* – basin boundaries, *2* – RF borders; *3* – snow survey locations; *4* – weather stations.

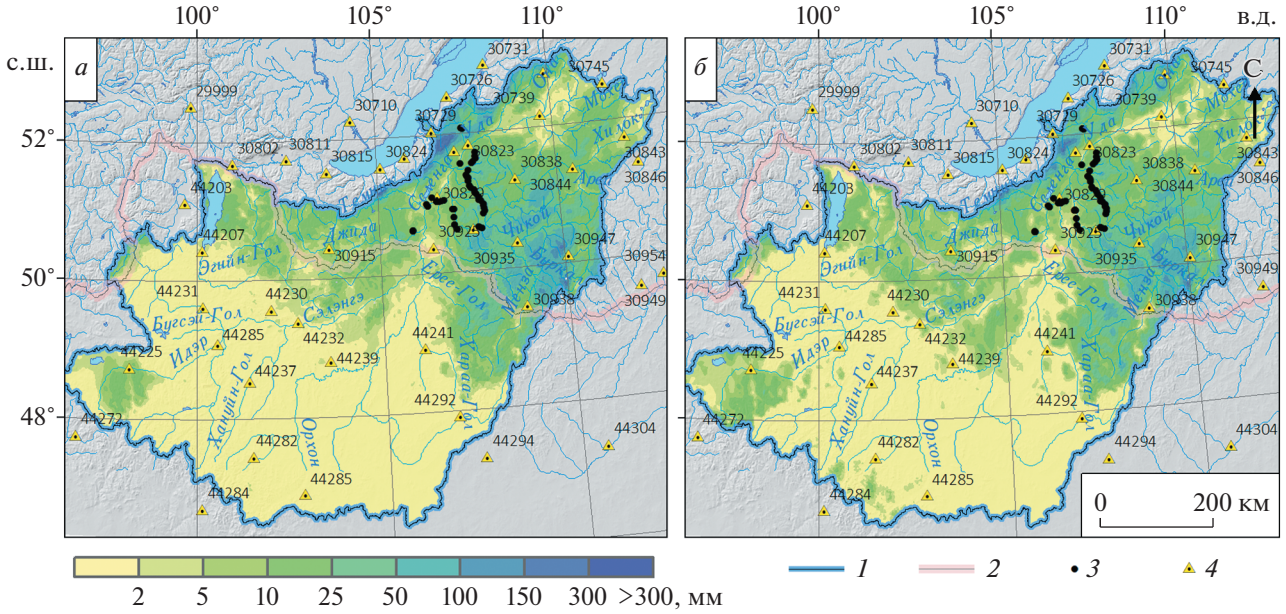


Рис. 3. Расчётный запас воды в снежном покрове в бассейне р. Селенги в период проведения снегосъёмок в 2022 г. (25.02.2022) на основе интерполяции данных метеостанций (*а*) и данных модели атмосферы ICON (*б*): *1* – границы бассейна; *2* – границы Российской Федерации; *3* – точки, в которых проводились снегомерные съёмки; *4* – метеостанции.

Fig. 3. SWE in the Selenga river basin for the period of snow surveys in 2022 (25.02.2022), calculated based on interpolation of weather station data (*a*) and according to the ICON atmospheric model data (*б*): *1* – basin boundaries; *2* – RF borders; *3* – snow survey locations; *4* – weather stations.

Таблица 2. Сопоставление результатов расчётов SWE в бассейне р. Селенги с данными маршрутной съёмки в 2021/22 г.

Снегомерный маршрут (число точек)	Абс. высота, м (мин./среднее/макс.)	Измеренный SWE, мм (мин./среднее/макс.)	Расчетный SWE, мм (минимум/среднее/максимум) / RMSE (мм)		
			по данным модели ICON	по данным метеостанций	по данным модели GFS
2021 г.					
хр. Барской (18)	784/879/1008	6/19/35	10/14/19 / 8.9	10/14/19 / 8.8	–
Тугнуйская котловина (20)	640/716/897	2/10/23	7/10/16 / 5.0	14/17/21 / 8.8	–
хр. Заганский (50)	722/856/1092	6/20/46	10/26/37 / 11.5	22/32/38 / 14.7	–
Бичурская котловина (26)	600/604/610	3/6/11	7/7/7 / 2.6	4/4/4 / 2.7	–
Долины р. Хилок, Чикой (34)	524/608/724	3/9/18	5/9/15 / 5.4	1/3/6 / 6.2	–
Нижнее течение р. Селенги (12)	–	29/52/109	57/63/66 / 23.2	17/17/19 / 40.7	–
Хр. Улан-Бургасы (15)	–	29/73/164	52/83/106 / 37.5	20/26/33 / 64.4	–
Долина р. Селенга (15)	541/545/555	0/5/11	3/3/3 / 3.93	4/5/6 / 3.24	–
Долина р. Джида (10)	582/587/595	8/13/17	5/6/7 / 7.5	3/4/5 / 8.7	–
2022 г.					
хр. Барской и Заганский (13)	722/854/1092	19/26/34	13/20/36 / 11.4	16/23/34 / 3.1	16/25/41 / 4.8
Тугнуйская котловина (5)	640/735/832	20/21/26	11/12/15 / 10.0	20/22/25 / 5.1	15/17/20 / 4.7
Долины рек Хилок, Чикой, Селенга, Джида (24)	524/595/752	7/14/20	1/8/23 / 8.6	1/6/14 / 6.8	3/10/35 / 5.4
Долина р. Куйтунка (7)	515/677/874	20/27/49	10/15/25 / 17.6	12/15/21 / 9.1	13/23/35 / 8.9

Прочерк – отсутствие данных.

основе данных модели ICON, и от 0.45 до 0.90 (среднее 0.70) при расчете на основе данных метеостанций. Таким образом, расчёт по данным модели ICON обеспечивает существенно более высокую точность воспроизведения SWE.

В холодный период 2021 и 2022 г. расчёты SWE проводились на основе данных моделей ЧПП ICON и GFS/NCEP, а также по данным об осадках, интерполированным с сети метеостанций (см. табл. 2). Количество точек измерений SWE в 2022 г. было в 4 раза меньше, чем в 2021 г. В связи с этим некоторые маршруты, близкие по характеристикам и пространственному положению, были сгруппированы.

В 2022 г., в отличие от 2021 г., отмечено систематическое значительное занижение SWE при расчетах по данным модели ICON (см. табл. 2), несмотря на то, что количество осадков в среднем по бассейну по модели оказалось выше, чем по данным метеостанций. Это связано, прежде всего, с особенностями пространственного распределения осадков. В среднем по бассейну количество осадков было завышено моделями, но по ближайшим к снегомерным маршрутам метео-

Таблица 3. Сопоставление расчётных значений SWE с данными ERA5–Land и результатами снегомерных съёмок (по всему бассейну р. Селенги)

Дата	Снегозапас (мм) / RMSE (мм)				
	по данным снегосъёмок	по данным модели ICON	по данным модели GFS	по данным метеостанций	ERA5-Land
15.02.2021	20	22/13.8	–/–	16/22.2	37/27.6
25.02.2022	21	13/11.3	18/8.2	14/11.0	26/10.3
Средние значения SWE по всей площади бассейна (мм)					
15.02.2021	–	19	–	11	24
25.02.2022	–	10	11	4	17

Прочерк – отсутствие данных.

станциям Бичура и Мухоршибирь – занижено. Также может иметь место завышение интенсивности сублимации со снежного покрова, рассчитанной по формуле П.П. Кузьмина. При использовании данных об осадках по модели GFS/NCEP получены более корректные значения SWE. В среднем по бассейну данная модель сильно завышала количество осадков, но в районе, где проводились снегосъёмки, завышение было незначительным, что обусловило приемлемую точность расчёта SWE.

Сопоставление расчётных значений SWE с данными реанализа ERA5–Land. Результаты расчётов SWE по вышеописанной методике, а также данные снегосъёмок были сопоставлены со значениями SWE, полученными по данным реанализа ERA5e–Land за даты проведения снегосъёмок (15.02.2021 и 25.02.2022 г.). Данные ERA5–Land имеют исключительно высокое для реанализов пространственное разрешение (9 км) и покрывают период с 1950 по 2022 г., что обеспечивает их применимость для изучения климатических характеристик снежного покрова (Muñoz-Sabater et al., 2021).

В 2021/22 г. среднее значение SWE по данным ERA5 оказалось завышенным в сравнении с данными снегосъёмок и с результатами моделирования, причём в 2021 г. завышение было более значительным (в среднем почти в два раза, в сравнении с данными снегомерной съёмки). Средний по площади бассейна снегозапас по данным ERA5–Land также оказался существенно выше, чем по результатам моделирования 2021/22 г. (табл. 3). RMSE расчётного снегозапаса по данным реанализа (рассчитанная на основе сравнения с данными снегосъёмок) в 2021 г. была существенно выше, чем по результатам моделирования на основе данных модели ICON, а в 2022 г. – меньше, чем при расчёте по данным модели ICON.

Распределение снегозапасов по площади бассейна по данным ERA5–Land оказалось более сглаженным, чем по результатам изложенных выше ГИС– расчётов, что обусловлено более низким пространственным разрешением реанализа в сравнении с данными моделей ЧПП. Наиболее значительное завышение SWE отмечается в степной зоне. Так, в 2021 г. SWE по данным ERA5–Land в долинах рек Чикой, Хилок, Селенга был в 3–6 раз (на 10–20 мм) больше, чем по данным снегосъёмок. В то же время для горных участков, в частности хр. Улан-Бургасы, SWE по данным реанализа оказался существенно меньше, чем по данным измерений и моделирования.

Оценка достоверности расчёта площади снегового покрытия по данным MODIS. Помимо данных снегомерных съёмок, для валидации результатов моделирования использованы спутниковые снимки Terra MODIS за вторую половину холодного периода, полученные в условиях отсутствия облачности над бассейном р. Селенги (в 2021 г. – за 6 марта, в 2022 г. – за 23 февраля). Учитывая то, что большая часть площади бассейна не покрыта лесом, площадь снегового покрытия определялась по нормализованному разностному снежному индексу NDSI (Hall et al., 1995) с разными пороговыми значениями для безлесных (0.4) и лесопокрытых (0.2) территорий. Аналогичный подход используется при оценке площади снегового покрытия на водосборах крупных рек Сибири (Romasko, Burakov, 2017). По расчётным данным площадь снегового покрытия определялась как территория, где SWE превышает 2 мм, аналогичный подход использовался и для данных реанализа ERA5–Land (рис. 4).

При сравнении со спутниковыми данными в 2022 г. выявлены занижение расчётной площади снегового покрытия (более существенное – по данным модели GFS/NCEP) и значительное завышение этой величины по данным ERA5–Land. Основные расхождения наблюдаются в монгольской части бассейна, где по данным ERA5–Land площадь снегового покрытия завышена, а по результатам расчётов с моделями ЧПП ICON и GFS – занижена. В российской части бассейна по спутниковым данным и по реанализу фиксируется

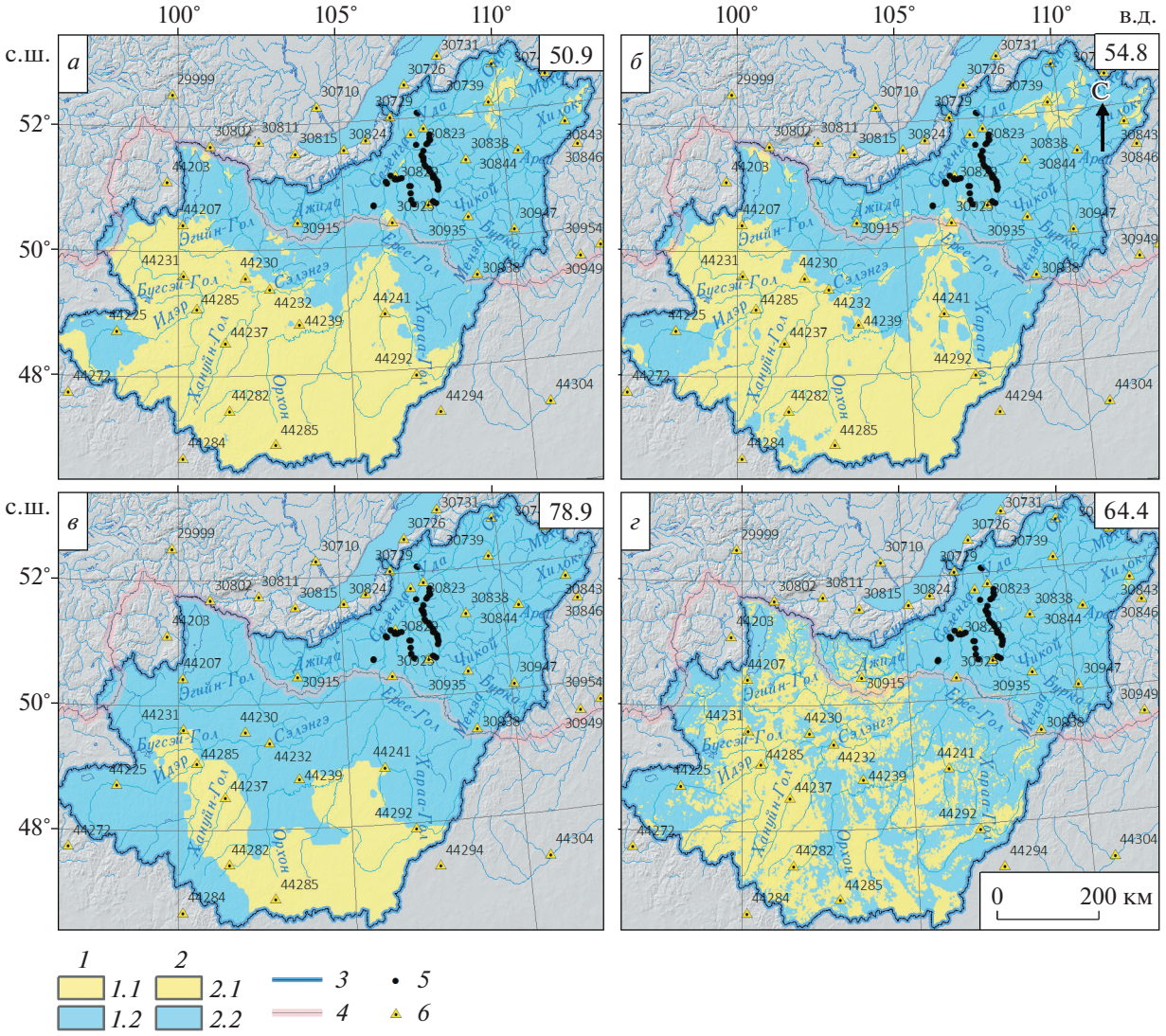


Рис. 4. Сопоставление расчётной и фактической площади снегового покрытия в бассейне р. Селенги на 23.02.2022: (*а*) расчёт по данным модели ICON; (*б*) расчёт по данным модели GFS/NCEP; (*в*) данные ERA5-Land; (*г*) данные Terra MODIS: *1* – расчётная площадь снегового покрытия (*1.1* – отсутствие снежного покрова, *1.2* – снежный покров); *2* – площадь снегового покрытия по спутниковым данным (*2.1* – отсутствие снежного покрова, *2.2* – снежный покров); *3* – границы бассейна; *4* – границы Российской Федерации; *5* – точки, в которых проводились снегомерные съёмки; *6* – метеостанции. В левом верхнем углу указана доля площадь снегового покрытия в бассейне (%).

Fig. 4. Comparison of the calculated and satellite-derived snow-covered area (SCA) in the Selenga river basin for 02.23.2022: calculation according to the ICON model (*а*); calculation according to the GFS/NCEP model (*б*); ERA5-Land data (*в*); Terra MODIS data (*г*): *1* calculated SCA (*1.1* – snowless surface, *1.2* – snow cover); *2* – SCA according to satellite data (*2.1* – snowless surface, *2.2* – snow cover); *3* – basin boundaries, *4* – RF borders; *5* – snow survey locations; *6* – weather stations. The proportion of SCA in the basin is indicated in the upper left corner (%).

сплошной снежный покров, а по результатам расчётов с моделями GFS/NCEP и ICON имеются отдельные бесснежные участки, в частности в долине р. Селенги, что также вносит вклад в общую недооценку площади, покрытой снегом (см. рис. 4). В 2021 г. площадь снегового покрытия, рассчитанная по безоблачному спутниковому снимку и по данным модели ICON за 6 марта, оказалась очень близка (54.0 и 49.7% от площади бассейна соответственно). При этом расчёт на основе данных метеостанций даёт её существенное занижение (34.8% от площади бассейна).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом использование данных глобальных моделей ЧПП ICON и GFS/NCEP и эмпирической методики расчёта снегонакопления позволило получить правдоподобные оценки пространственного распределения SWE в бассейне р. Селенги в холодные сезоны 2020–2022 гг.,

несмотря на то, что данная методика была изначально разработана применительно к бассейну р. Камы, которая отличается совершенно иными климатическими условиями. Валидация результатов по данным снегомерных съёмок была выполнена только по российской части бассейна, что является некоторым ограничением. В 2021 г. на разных маршрутах имело место как завышение, так и занижение расчётного SWE в сравнении с данными снегосъёмок (относительная ошибка в пределах 20–50% от измеренного SWE). При этом в степной зоне преобладало занижение, а в горах – завышение SWE. Точность расчёта SWE на основе данных модели ICON оказалась выше, чем по данным метеостанций, несмотря на то, что модель завышала количество осадков в среднем по бассейну. В 2022 г. точность результатов оказалась в целом ниже. При расчёте по данным модели ICON отмечено существенное занижение SWE в сравнении с данными снегосъёмок, но по данным модели GFS/NCEP результаты оказались удовлетворительными.

Сопоставление результатов с данными реанализа ERA5–Land и спутниковыми снимками MODIS позволило установить, что реанализ существенно завышает как SWE, так и площадь снегового покрытия. По результатам расчётов на основе данных моделей GFS/NCEP и ICON площадь снегового покрытия оказалась занижена, что коррелирует с выявленным занижением SWE.

Полученные результаты имеют предварительный характер, поскольку содержат существенные неопределенности: первым – эмпирические коэффициенты, используемые при расчёте интенсивности снеготаяния при оттепелях и интенсивности сублимации со снежного покрова. Вклад неопределенностей, связанных с оценкой перехвата осадков растительностью, оценить сложнее, так как большинство снегомерных маршрутов пролегали на открытой местности. Неточности при расчете расходной составляющей баланса снегозапасов также могут быть связаны с вычислением пространственного распределения температуры воздуха с учетом вертикального градиента (например, при развитии над регионом мощных температурных инверсий); вторым – численные прогнозы осадков (наблюдается тенденция к завышению количества осадков, особенно в начале и в конце периода снегонакопления). Важно отметить, что существенное завышение количества осадков по моделям ЧПП было выявлено при сравнении со средними значениями по метеостанциям в пределах бассейна, тогда как в районе проведения снегомерных съёмок (по ближайшим метеостанциям) величина завышения была меньше.

Полученные результаты расчётов снегонакопления были опубликованы на картографическом веб-сервисе “ГИС гидроэкологической безопасности бассейна р. Селенги” (http://selenga.psu.ru/). В перспективе на данном сервисе планируется опубликование других расчётных характеристик снежного покрова в бассейне.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке РНФ, проект № 20-17-00207. Расчёты характеристик снежного покрова по данным моделей ICON и GFS также выполнены за счёт средств Программы стратегического академического лидерства Казанского (Приволжского) федерального университета (“ПРИОРИТЕТ-2030”).

Acknowledgments. The study was funded by Russian Scientific Foundation grant no. 20-17-00207. Calculations of snowpack characteristics according to the ICON and GFS NWP models were also supported by the Kazan Federal University Strategic Academic Leadership Program (“PRIORITY-2030”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А, Математическое моделирование в гидрологии. М.: Изд-во “Академия”, 2010. 304 с.

Гаврилова С.Ю. Устранение неоднородности временных рядов атмосферных осадков и их использование для анализа изменений режима увлажнения на территории России. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. СПб.: Главная геофиз. обсерватория им. А.И. Воейкова, 2010. 111 с.

Гармаев Е.Ж., Христофоров А.В. Водные ресурсы рек бассейна озера Байкал: основы их использования и охраны. Новосибирск: ГЕО, 2010, 227 с.

Гордеев И.Н. Методика расчета интенсивности снеготаяния в прогнозах весеннего стока сибирских рек. Научно-практическая школа–семинар молодых ученых и специалистов в области гидрометеорологии. Новосибирск, 2012. // Электронный ресурс. http://sibnigmi.ru/documents/school/Gordeev.pdf. Дата обращения: 18.10.2022.

Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 327 с.

Казакова Е.В. Ежедневная оценка локальных значений и объективный анализ характеристик снежного покрова в рамках системы численного прогноза погоды COSMO-Ru. Дис. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук М.: Гидрометцентр России, 2015. 181 с.

Карпечко Ю.В., Бондарик Н.Л. Гидрологическая роль лесохозяйственных и лесопромышленных работ в таежной зоне Европейского Севера России. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. 225 с.

Корень В.И. Математические модели в прогнозах речного стока. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 199 с.

Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1961, 346 с.

Миллионщикова Т.Д. Моделирование и предвычисление многолетних изменений стока р. Селенги. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Ин-т водных проблем РАН, 2019. 133 с.

Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н. Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: Ин-т водных проблем РАН, 2018. 296 с.

Пьянков С.В., Шихов А.Н., Михайлюкова П.Г. Моделирование снегонакопления и снеготаяния в бассейне р. Кама с применением данных глобальных моделей прогноза погоды // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 4. С. 494–508. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-423

Сандакова С.Л., Дангасурен Б. Влияние стихийных природных бедствий на состояние популяций овец Восточной Монголии // Вест. Бурятского гос. ун-та. 2014. Т. 11. № 4. С. 80–82.

Турков Д.В., Сократов В.С. Расчёт характеристик снежного покрова равнинных территорий с использованием модели локального тепловлагообмена SPONSOR и данных реанализа на примере Московской области // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 369–380. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-3-369-380

Чурюлин Е.В. Использование спутниковой и модельной информации о снежном покрове при расчетах характеристик весеннего половодья Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2019. 175 с.

Чурюлин Е.В., Копейкин В.Н., Розинкина И.А., Фролова Н.Л., Чурюлина А.Г. Анализ характеристик снежного покрова по спутниковым и модельным данным для различных водосборов на Европейской территории Российской Федерации // Гидрометеорол. исследования и прогнозы. 2018. № 2 (368). С. 120–143.

Arino O., Bicheron P., Achard F., Latham J., Witt R., Weber J.-L. GLOBCOVER: the most detailed portrait of EarthIn. // European Space Agency Bulletin. 2008. № 136. P. 24–31.

Bellaire S., Jamieson J.B., Fierz C. Forcing the snow-cover model SNOWPACK with forecasted weather data // The Cryosphere. 2011. V. 5. P. 1115–1125. https://doi.org/10.5194/tc-5-1115-2011

Bigio E.R., Swetnam T.W., Baisan C.H., Guiterman C.Y., Kisilyakhov V.K., Andreev S.G., Batotsyrenov E.A., Ayurzhanaev A.A. The influence of land-use activities and regional drought on historical fire regimes of Buryatia, Siberia // Environmental Research Letters. 2022. V. 17 (5). № 054043. https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac6964

Frolova N.L., Belyakova P.A., Grigoriev V.Y., Sazonov A.A. Runoff fluctuations in the Selenga River Basin // Regional Environmental Change. 2017. V. 17 (7). P. 1–12. https://doi.org/0.1007/s10113-017-1199-0

Hall D.K., Riggs G.A., Salomonson V.V. Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data // Remote Sensing of Environment, 1995. V. 54. P. 127–140.

Kazakova E.V., Chumakov M.M., Rozinkina I.A. The system for computing snow cover parameters for forming initial fields for numerical weather prediction based on the COSMO-Ru model // Russian Meteorology and Hydrology. 2015. V. 40 (5). P. 296–304. https://doi.org/10.3103/S1068373915050027

Kuchment L.S., Gelfan A.N., Demidov V.N. A distributed model of runoff generation in the permafrost regions // Journ. of Hydrology. 2000. V. 240. P. 1–22.

Kuchment L.S., Romanov P.Yu., Gelfan A.N., Demidov V.N. Use of satellite-derived data for characterization of snow cover and simulation of snowmelt runoff through a distributed physically based model of runoff generation // Hydrology and Earth system science. 2010. V. 14 (2). P. 339–350. https://doi.org/10.5194/hess-14-339-2010

Kukavskaya E.A., Buryak L.V., Shvetsov E.G., Conard S.G., Kalenskaya O.P. The impact of increasing fire frequency on forest transformations in southern Siberia // Forest Ecology and Management. 2016. V. 82. P. 225–235. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2016.10.015

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.

Muñoz-Sabater J., Dutra E., Agustí-Panareda A., Albergel C., Arduini G., Balsamo G., Boussetta S., Choulga M., Harrigan S., Hersbach H., Martens B., Miralles D.G., Piles M., Rodríguez-Fernández N.J., Zsoter E., Buontempo C., Thépaut J.-N. ERA5-land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications // Earth System Science Data, 2021. V. 13 (9). P. 4349–4383. https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021

Myneni R.B., Hoffman S., Knyazikhin Y., Privette J.L., Glassy J., Tian Y., Wang Y., Song X., Zhang Y., Smith G.R., Lotsch A., Friedl M. Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data // Remote Sensing of Environment, 2002. V. 83. P. 214–231. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00074-3

Quéno L., Vionnet V., Dombrowski-Etchevers I., Lafaysse M., Dumont M., Karbou F. Snowpack modelling in the Pyrenees driven by kilometric-resolution meteorological forecasts // The Cryosphere. 2016. V. 10. P. 1571–1589. https://doi.org/10.5194/tc-10-1571-2016

Pyankov S.V., Shikhov A.N., Kalinin N.A., Sviyazov E.M. A GIS-based modeling of snow accumulation and melt processes in the Votkinsk reservoir basin // Journ. of Geogr. Sciences, 2018. V. 28 (2). P. 221–237. https://doi.org/10.1007/s11442-018-1469-x

Romasko V.Y., Burakov D.A. Space Monitoring of Snow Cover of River Watersheds // Journ. of Siberian Federal University. Engineering and Technologies, 2017. V. 10 (6). P. 704–713. https://doi.org/10.17516/1999-494X-2017-10-6-704-713

Shikhov A.N., Churiulin E.V., Abdullin R.K. Assessment of the accuracy of snow water equivalent calculation with the use of global numerical weather prediction models and SnoWE snowpack model (by the example of the Kama River basin) // Vestnik of Saint-Petersburg University. Earth Sciences. 2021. V. 66 (1). https://doi.org/10.21638/SPBU07.2021.110

Wilson J.P., Gallant J.C. Terrain Analysis – Principles and Applications. New York, John Wiley & Sons. 2000. 520 p.

WGNE Overview of Plans at NWP Centres with Global Forecasting Systems – 2022. // Электронный ресурс. http://wgne.meteoinfo.ru/nwp-systems-wgne-table/wgne-table/ (Дата обращения 21.01.2023).

Citation: Shikhov A.N., Chernykh V.N., Aurzhanaev A.A., Pyankov S.V., Abdullin R.K. Estimation of snow water equivalent in semiarid zone from data of global numerical models ICON and GFS/NCEP (case study of the Selenga River basin).Led i Sneg. Ice and Snow. 2023, 63 (2): 257–270. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423020151

Estimation of Snow Water Equivalent in Semiarid Zone from Data of Global Numerical Models ICON and GFS/NCEP (Case Study of the Selenga River Basin)

A. N. Shikhov[a,b,#], V. N. Chernykh[c], A. A. Aurzhanaev[b], S. V. Pyankov[a], and R. K. Abdullin[a]

[a] *Perm State University, Perm, Russia*

[b] *Kazan Federal University, Kazan, Russia*

[c] *Baikal Institute of Nature Management Siberian branch of the RAS, Ulan-Ude, Russia*

[#]*e-mail: and3131@inbox.ru*

The possibility to use the global numerical (NWP) models ICON and GFS/NCEP for We consider the applicability of ICON and GFS/NCEP global numerical atmospheric model data for calculating the snow water equivalent (SWE) in the Selenga River basin located the semiarid zone. SWE was calculated for the cold periods of 2020–2022 based on the empirical methodology previously developed for the Kama River basin and adapted to the semiarid conditions. The main components of the SWE balance that are taken into account in the calculation are atmospheric precipitation (liquid or solid phase), snowmelt, sublimation from the snow surface and precipitation interception by vegetation with subsequent sublimation. The validation of the results was performed for the Russian part of the basin using the data of snow surveys carried out in the second half of the winter of 2021/22. In general, reasonable estimates of the SWE spatial distribution were obtained. While in 2021, both overestimation and underestimation by 1–15 mm (20–50%) of the calculated SWE was observed at different sites compared to the measurements, in 2022, its systematic underestimation was observed, especially significant in calculations using the ICON model data. In the steppe zone, SWE is significantly underestimated, which may be due to overestimation of the intensity of sublimation from the snow surface. The comparison of these results with the ERA5-Land reanalysis data and MODIS satellite images showed that the ERA5-Land reanalysis significantly overestimates the SWE and the snow cover area. The simulation results based on the GFS/NCEP and ICON models underestimated the snow cover area in 2022 and reproduced well in 2021, which correlates with the results of the SWE calculation.

Keywords: Selenga river basin, snow water equivalent, snow accumulation, sublimation and melting, global numerical weather prediction models ICON, GFS/NCEP, field snow survey

REFERENCES

Vinogradov Yu.B., Vinogradova T.A. Matematicheskoye modelirovaniye v gidrologii. Mathematical modeling in hydrology. Moscow: Academy Center, 2010: 304 p. [In Russian].

Gavrilova S.Yu. Ustranenie neodnorodnosti vremennykh ryadov atmosfernykh osadkov i ikh ispol'zovanie dlya analiza izmenenii rezhima uvlazhneniya na territorii Rossii. Elimination of the non-stationarity of precipitations time series and their use for the analysis of changes in the moisture regime in Russia: Abstract of the PhD-thesis. Saint Petersburg: Voeikov Main Geophysical Observatory 2010: 111 p. [In Russian].

Garmaev E.Zh., Khristoforov A.V. Vodnyye resursy rek basseyna ozera Baykal: osnovy ikh ispol'zovaniya i okhrany. Water resources of the rivers of the Baikal basin: the fundamentals of their use and protection. Novosibirsk: GEO, 2010: 227 p. [In Russian].

Gordeev I.N. The method of snowmelt intensity calculation for the forecasts of spring runoff of Siberian rivers. Scientific-practical school-seminar for young scientists and specialists in the field of hydrometeorology. Novosibirsk, 2012. Retrieved from: http://sibnigmi.ru/documents/school/Gordeev.pdf. (Last access: 18.10.2022) [In Russian].

Gusev E.M., Nasonova O.N. Modelirovaniye teplo- i vlagoobmena poverkhnosti sushi s atmosferoy. Modeling of heat and moisture exchange of the land surface with the atmosphere. Moscow: Nauka, 2010: 327 p. [In Russian].

Kazakova E.V. Yezhednevnaya otsenka lokal'nykh znacheniy *i ob"yektivnyy analiz kharakteristik snezhnogo pokrova v ramkakh sistemy chislennogo prognoza pogody COSMO-Ru.* Daily assessment of local values and objective analysis of snow cover characteristics in the framework of the COSMO-Ru numerical weather forecast system. PhD. Moscow: Hydrometeorological center of Russia, 2015: 181 p. [In Russian].

Karpechko Yu.V., Bondarik N.L. Gidrologicheskaya rol' lesokhozyaistvennykh i lesopromyshlennykh rabot v taezhnoi zone Evropeiskogo Severa Rossii. Hydrological role of forestry and logging in the taiga zone of the Russian European North. Petrozavodsk: Karelian Research Centre of RAS, 2010: 225 p. [in Russian].

Koren' V.I. Matematicheskiye modeli v prognozakh rechnogo stoka Mathematical models in river runoff forecasts. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1991: 199 p. [In Russian].

Kuzmin P.P. Process tayaniya snezhnogo pokrova. The process of melting snow cover. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1961: 346 p. [In Russian].

Millionshchikova T.D. Modelirovaniye i predvychisleniye mnogoletnikh izmeneniy stoka r. Selengi. Modeling and prediction of long-term changes in the runoff of the Selenga River. PhD. Moscow: Water problem Institute of RAS, 2019: 133 p. [In Russian].

Motovilov Yu.G., Gelfan A.N. Modeli formirovaniya stoka v zadachakh gidrologii rechnykh basseynov. Models of runoff formation for the challenges of river basins hydrology. Moscow: Water problem Institute of RAS, 2018: 296 p. [In Russian].

Pyankov S.V., Shikhov A.N., Mikhaylyukova P.G. Simulation of snow accumulation and melting in the Kama river basin using data from global prognostic models. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 59 (4): 494–508 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-423

Sandakova S.L., Dangasuren B. Influence of natural disasters on the state of sheep populations in Eastern Mongolia. *Vestnik Buryatskogo gosudarstvennogo universiteta*. Bulletin of the Buryat State University. 2014, 11 (4): 80–82 [In Russian].

Turkov D.V., Sokratov V.S. Calculation of snow cover characteristics on lowland areas with the use of the SPONSOR model of local heat and moisture exchange and reanalysis data on the example of the Moscow region. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (3): 369–380 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/ 2076-6734-2016-3-369-380

Churyulin E.V. Ispol'zovaniye sputnikovoy i model'noy informatsii o snezhnom pokrove pri raschetakh kharakteristik vesennego polovod'ya. Using satellite-based and simulated snow cover information for calculating spring flood characteristics. PhD. Moscow: Lomonosov Moscow State University, 2019: 175 p. [In Russian].

Churyulin E.V., Kopeikin V.N., Rozinkina I.A., Frolova N.L., Churyulina A.G. Analysis of snow cover characteristics using satellite and model data for various basins on the European territory of Russian Federation. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy*. Hydro-meteorological studies and forecasts. 2018, 2 (368): 120–143 [In Russian].

Arino O., Bicheron P., Achard F., Latham J., Witt R., Weber J.-L. GLOBCOVER: the most detailed portrait of EarthIn. European Space Agency Bulletin. 2008, 136: 24–31.

Bellaire S., Jamieson J.B., Fierz C. Forcing the snow-cover model SNOWPACK with forecasted weather data. The Cryosphere. 2011, 5: 1115–1125. https://doi.org/10.5194/tc-5-1115-2011

Bigio E.R., Swetnam T.W., Baisan C.H., Guiterman C.Y., Kisilyakhov V.K., Andreev S.G., Batotsyrenov E.A., Ayurzhanaev A.A. The influence of land-use activities and regional drought on historical fire regimes of Buryatia, Siberia. Environmental Research Letters. 2022, 17 (5): 054043. https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac6964

Frolova N.L., Belyakova P.A., Grigoriev V.Y., Sazonov A.A. Runoff fluctuations in the Selenga River Basin. Regional Environmental Change. 2017, 17 (7): 1–12. https://doi.org/0.1007/s10113-017-1199-0

Hall D.K., Riggs G.A., Salomonson V.V. Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data. Remote Sensing of Environment. 1995, 54: 127–140.

Kazakova E.V., Chumakov M.M., Rozinkina I.A. The system for computing snow cover parameters for forming initial fields for numerical weather prediction based on the COSMO-Ru model, Russian Meteorology and Hydrology. 2015, 40 (5): 296–304. https://doi.org/10.3103/S1068373915050027

Kuchment L.S., Gelfan A.N., Demidov V.N. A distributed model of runoff generation in the permafrost regions. Journ. of Hydrology. 2000, 240: 1–22.

Kuchment L.S., Romanov P.Yu., Gelfan A.N., Demidov V.N. Use of satellite-derived data for characterization of snow cover and simulation of snowmelt runoff through a distributed physically based model of runoff generation. Hydrology and Earth System Science. 2010, 14 (2): 339–350. https://doi.org/10.5194/hess-14-339-2010

Kukavskaya E.A., Buryak L.V., Shvetsov E.G., Conard S.G., and Kalenskaya O.P. The impact of increasing fire frequency on forest transformations in southern Siberia. Forest Ecology and Management. 2016, 82: 225–235. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2016.10.015

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.

Muñoz-Sabater J., Dutra E., Agustí-Panareda A., Albergel C., Arduini G., Balsamo G., Boussetta S., Choulga M., Harrigan S., Hersbach H., Martens B., Miralles D.G., Piles M., Rodríguez-Fernández N.J., Zsoter E., Buontempo C., Thépaut J.-N. ERA5-land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. Earth System Science Data, 2021, 13 (9): 4349–4383. https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021

Myneni R.B., Hoffman S., Knyazikhin Y., Privette J.L., Glassy J., Tian Y., Wang Y., Song X., Zhang Y., Smith G.R., Lotsch A., Friedl M. Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data. Remote Sensing of Environment. 2002, 83: 214–231. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00074-3

Quéno L., Vionnet V., Dombrowski-Etchevers I., Lafaysse M., Dumont M., Karbou F. Snowpack modelling in the Pyrenees driven by kilometric-resolution meteorological forecasts. The Cryosphere. 2016, 10: 1571–1589. https://doi.org/10.5194/tc-10-1571-2016

Pyankov S.V., Shikhov A.N., Kalinin N.A., Sviyazov E.M. A GIS-based modeling of snow accumulation and melt processes in the Votkinsk reservoir basin. Journ. of Geographical Sciences, 2018. 28 (2): 221–237. https://doi.org/10.1007/s11442-018-1469-x

Romasko V.Y., Burakov D.A. Space Monitoring of Snow Cover of River Watersheds. Journ. of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. 2017, 10 (6): 704–713. https://doi.org/10.17516/1999-494X-2017-10-6-704-713

Shikhov A.N., Churiulin E.V., Abdullin R.K. Assessment of the accuracy of snow water equivalent calculation with the use of global numerical weather prediction models and SnoWE snowpack model (by the example of the Kama River basin). Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences. 2021, 66 (1). https://doi.org/10.21638/SPBU07.2021.110

Wilson J.P., Gallant J.C. Terrain Analysis – Principles and Applications. New York, John Wiley & Sons. 2000: 520.

WGNE Overview of Plans at NWP Centres with Global Forecasting Systems – 2022. Retrieved from: http://wgne.meteoinfo.ru/nwp-systems-wgne-table/wgne-table/ (Last access: 21.01.2023).

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 2, с. 271–282

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 631.459.43

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СЕЛЕЙ В РАЙОНАХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД НА ПРИМЕРЕ ЧУКОТКИ

© 2023 г. Ю. В. Генсиоровский[1,*], В. А. Лобкина[1], А. А. Музыченко[1], Л. Е. Музыченко[1], М. В. Михалев[1], Н. Н. Ухова[2]

[1] Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия

[2] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

*e-mail: gensiorovskiy@mail.ru

Поступила в редакцию 09.11.2022 г.
После доработки 02.03.2023 г.
Принята к публикации 31.03.2023 г.

Сели повсеместно наблюдаются в горах Чукотки, где их распространение и характеристики во многом определяются вечной мерзлотой. Мы использовали данные полевых исследований 2019 г. и ГИС-анализ ЦМР для оценки вероятности увеличения частоты формирования селей в континентальных и прибрежных районах Чукотки в связи с текущими изменениями климата.

Ключевые слова: Арктика, Чукотка, изменения климата, сель, мерзлота

DOI: 10.31857/S2076673423020060, **EDN:** RUGATZ

ВВЕДЕНИЕ

Последние десятилетия исследований в Российской Арктике напрямую связаны с ресурсным потенциалом этой территории. Освоение месторождений полезных ископаемых охватывает всё большие площади. Помимо нефтегазовой отрасли с сопутствующей инфраструктурой развиваются горнодобывающая и перерабатывающая промышленности на рудных месторождениях. Металлы добываются как карьерным, так и шахтным способами. Производство и первичная переработка в районах извлечения полезных ископаемых приводят к расширению существующей и возведению новой жилищной и хозяйственной инфраструктуры. Кроме того, с 2021 г. действует правительственная программа, предлагающая гражданам Российской Федерации взять в пользование “Арктический гектар”, который можно использовать и для строительства индивидуального жилья, и для предпринимательской деятельности. Результатом этого становится вовлечение в хозяйственный оборот ранее неиспользованных территорий.

При освоении горной территории Арктики увеличиваются риски возникновения опасных экзогенных геодинамических процессов, связанных с геологическими, геокриологическими и климатическими особенностями региона. Одно из таких широко распространённых опасных явлений – сели, которое до сих пор недостаточно изучено. Первые исследования селевых процессов в Российской Арктике начались в 1970-х годах. Данные этих исследований нашли отражение в выпущенной мелкомасштабной карте селевых районов СССР (Флейшман, Перов, 1986). В дальнейшем проводились эпизодические наблюдения за селевыми процессами и поступали отрывочные сведения о формировании селей. В 2008 г. в состав Национального атласа России (https://nationalatlas.ru) вошла карта селей масштаба 1:15 000 000, где площадь селеопасной территории в Российской Арктике оказалась больше по сравнению с прежней версией карты селей (Флейшман, Перов, 1986; Перов, 2012).

Проблема распространения селей в Арктике поднималась в работах (Gude, Scherer, 1998; Hestnes, 1998; Romanenko, 2018); характерные типы селевых потоков рассматривались в (Sapunova, Sapunov, 2004); картирование селей и расчёта их характеристик – в работе (Hestnes, 1998); прогнозирование схода широко распространённых в Арктике водоснежных потоков, сочетающих в себе характеристики снежных лавин и селей, в (Sidorova et al., 2001; Chernous et al., 2018).

Отмечено, что формирование селей на арктических территориях неоднократно приводило к ущербам во многих странах. Например, в 1969 г. публиковались материалы о сходе селей на севере Аляски около населённого пункта Умиат (Anderson et al., 1969). Массовый сход оползней и селей

неоднократно фиксировался на Шпицбергене (Норвегия) в районе Лонгйира; в 1972 г. выпадение 30.8 мм жидких осадков вызвало сход 80 селей (Larsson, 1982). Следующий случай массового образования селей отмечался 14–15 октября 2016 г. Причиной схода селей послужило наложение факторов теплого и дождливого лета, в результате которого максимальная толщина деятельного слоя достигла 1.0–1.5 м, и выпадения 18 мм осадков (Christiansen et al., 2016). В обоих случаях фиксировались завалы автодорог и повреждение объектов инфраструктуры.

Массовый сход селей отмечался недалеко от Абиску (север Шведской Лапландии) (Rapp, Nyberg, 1981). 23 июня 1979 г. выпадение 30–50 мм жидких осадков в районе Ниссунвагге вызвало сход около 200 селей. Следующий случай формирования селей был зафиксирован 20–21 июля 2004 г. в Латньявагге после выпадения около 72 мм жидких осадков в течение 48 ч (Beylich, Sandberg, 2005).

Отмечается несколько случаев, когда селями перекрывалась автострада Аляска. Летом 1967 г. на нее сошел селевой поток в районе оз. Клуэйн (Юкон, Канада) (Hughes et al., 1972). В июле 1988 г. произошел массовый сход селей в том же районе (Evans, Clague, 1989), автострада Аляска была блокирована в восьми местах. Наиболее крупным потоком был перекрыт 500-метровый участок трассы; в это же время автострада была блокирована селевыми потоками на шести участках в районе оз. Мунчо (Британская Колумбия, Канада). Во всех случаях причиной схода селей послужило выпадение большого количества осадков.

На территории Северной Исландии (Исафьордюр) зафиксирован сход 6 селей в период с 10 по 12 июня 1999 г. Формирование селевых потоков стало следствием резкого повышения температуры воздуха до 14–17°С, которое вызвало интенсивное снеготаяние и привело к обводнению склонов. Отложениями были замыты 5 садов, канализационная система, автодороги и подвалы нескольких домов (Decaulne, Saemundsson, 2006).

В Российской Арктике формирование селей, наносящих ущерб, происходило неоднократно (Зюзин, 2006; Polar Bulletin, 2022; Snegohod..., 2022). Самой крупной селевой катастрофой считается сход водоснежного потока 5 июня 1991 г. на р. Кекурная (Чукотка). Причиной образования потока стало резкое повышение температуры воздуха, приведшее к интенсивному таянию снега. Сход селя привёл к гибели 8 человек и разрушению временных построек (Перов, 2012; Романенко, 2018). Ранее (9 июня 1984 г.), в этом же бассейне отмечалось формирование водоснежного потока, который снёс и засыпал автомобиль (Тибилов, 2007).

Как видно из перечисленных случаев, основная причина формирования селей в Арктике – переувлажнение грунтов дождевыми и талыми водами. Отсюда следует вывод, что основные факторы, ограничивающие распространение селей в этом регионе, – это климат с небольшим количеством жидких осадков и наличие многолетнемерзлых пород (далее – ММП). Однако вследствие комплексного воздействия климатических факторов температура ММП повышается, что отмечают многие исследователи (Стрелецкий и др., 2015; Hjort et al., 2018; Biskaborn et al., 2019).

Мониторинговые наблюдения, проводимые в российской Арктике, в том числе в рамках Международной программы по циркумполярному мониторингу деятельного слоя (CALM) и Международного проекта по термическому состоянию вечной мерзлоты (GTN-P), показывают опускание кровли ММП (Стрелецкий и др., 2015) и увеличение мощности сезонноталого слоя. Оттаивание мерзлоты приводит к появлению в селевых бассейнах дополнительного объёма воды, вдобавок к влаге, поступающей с выпадающими жидкими осадками. Увеличение количества влаги, накапливаемой в грунтах, в дальнейшем будет снижать их несущую способность, что приведёт к росту числа случаев формирования селей и оползней на территории, а также к изменению характеристик этих процессов.

Цель работы – изучение условий формирования селей в зоне распространения ММП в меняющемся климате на примере двух селеопасных районов Чукотки. Для данного исследования авторами учтены такие параметры селевых бассейнов, как абсолютные высоты, углы и экспозиции склонов, наличие четвертичных отложений и количество осадков. Оценка селевой деятельности в пределах изучаемой территории проводилась на основе данных полевых наблюдений, а также анализа картографического материала и ряда опубликованных статей.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Районы исследования. Чукотский автономный округ расположен на северо-востоке России (рис. 1, *а*). По селевому районированию данная территория относится к холодной селевой зоне восточного региона Колымско-Чукотской области. Отличительным фактором, характеризующим селевой процесс в пределах этой территории, является сплошное распространение ММП, в зоне которого находятся более 90% территории Чукотки. Остальные 10% приходятся на зону прерывистого распространения ММП.

Ландшафтная структура горных областей достаточно однообразна и представлена тундровыми и мерзлотно-таежными ландшафтами. Гляци-

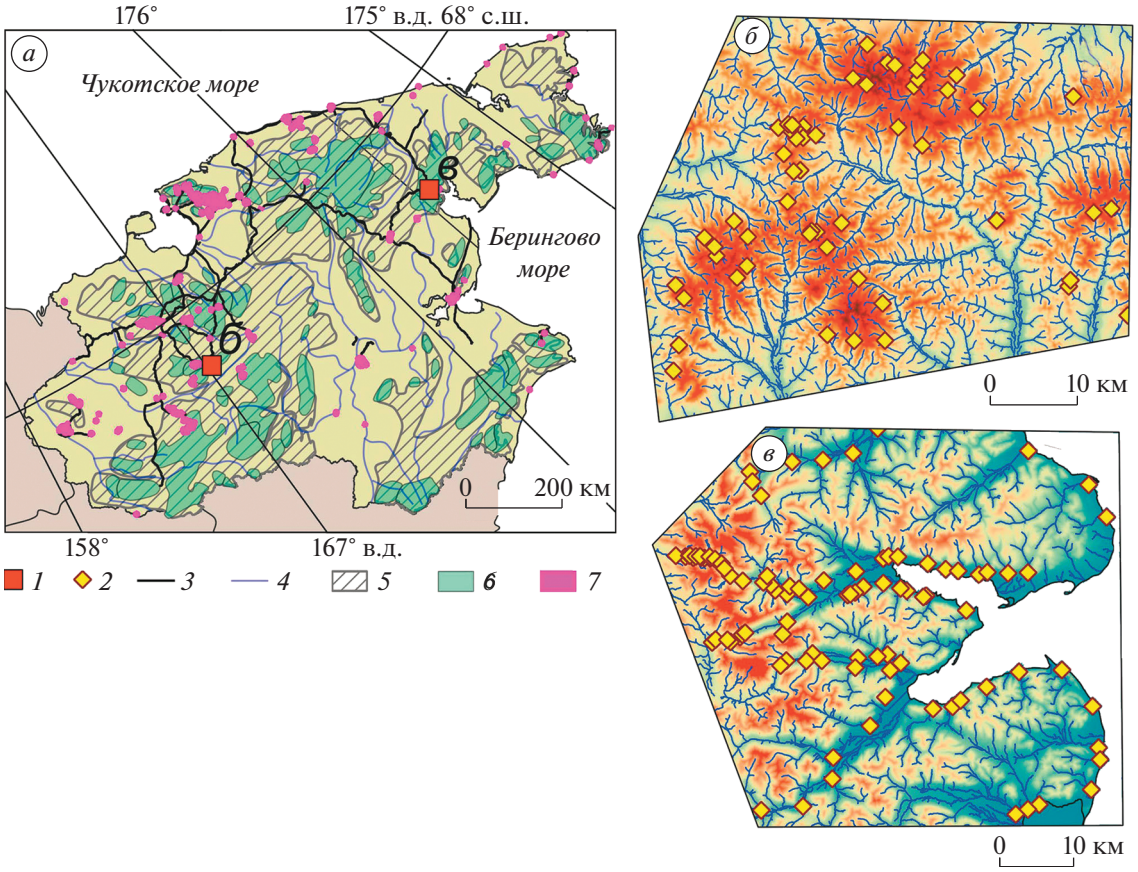


Рис. 1. Карта территории холодной селевой зоны Восточного региона с выделенной Колымско-Чукотской провинцией, характеризующейся повсеместным распространением многолетнемерзлых пород .
Карта селевой опасности (*а*); “Континентальный” район (*б*); “Прибрежный” район (*в*): *1* – обозначение районов исследований; *2* – участки селепроявления; *3* – дороги; *4* – реки; *5* – селевая опасность территории по оценке СФ ДВГИ ДВО РАН; *6* – селевая опасность территории по данным Национального атласа России; *7* – объекты горнодобывающей промышленности.

Fig. 1. The map of cold mudflow Eastern region territory with selected Kolyma-Chukchi province characterized by ubiquitous permafrost distribution – map of mudflow danger (*a*); “Continental” area (*б*); “Coastal” area (*в*): *1* – study areas marks; *2* – mudflow localities; *3* – roads; *4* – rivers; *5* – mudflow danger of territory according evaluation of Sakhalin Branch of FEGI FEB RAS; *6* – mudflow danger of territory according the National Atlas of Russia data; *7* – mining industry sites.

ально-нивальные и гольцовые комплексы характерны для высоких хребтов с альпийским рельефом и кое-где сохранившимися современными ледниками, ниже которых господствуют каменисто-лишайниковые и мохово-лишайниковые тундры. Подгольцовый пояс образуют лиственничные редколесья и заросли кедрового и ольхового стланика в сочетании с лишайниково-кустарничковыми тундрами (https://nationalatlas.ru).

В горах Чукотки много четвертичных отложений. Поступление твердого материала в селевые русла происходит за счёт развитых на бортах селевых бассейнов склонового крипа, солифлюкции, осыпей и обвалов. Накопленные в тальвегах коллювиальные и делювиальные отложения из щебня и дресвы при достаточном обводнении служат твердым материалом, переносимым селем.

В работе рассмотрены два района формирования селей. Первый, *“континентальный”* район, согласно физико-географическому районированию, расположен в пределах Северо-Восточной Сибири (https://nationalatlas.ru), в Анюйском нагорье (Анюйский хребет) (см. рис. 1, *б*). По морфологическим признакам рельеф территории относится к среднегорному; наивысшие отметки Анюйского хребта превышают 1700 м. В формировании среднегорного рельефа большую роль играют водно-эрозионные процессы. Горы прорезаны глубокими речными долинами. Глубина расчленения рельефа изменяется в пределах от 300 до 800 м. Приводораздельные поверхности по большей части преобразованы длительными процессами криогенной денудации, что отчётливо прослеживается в сглаженных формах гребней и уступов на склонах, смягчении очертаний дену-

дационных воронок (Север..., 1970), выполаживании участков склонов до 20–25°. Склоны покрыты глыбовыми осыпями и курумниками. ММП имеют повсеместное распространение. Мощность сезонноталого слоя на рассматриваемой территории может превышать 2.5 м (Котов, 2006; Егоров и др., 2022; www.permafrost.su).

Второй, *"прибрежный"* район селеобразования расположен в части Чукотки (хр. Искатень), относящейся к Северо-Притихоокеанской стране (https://nationalatlas.ru) – (см. рис. 1, *в*). Хребет Искатень имеет абсолютные отметки, превышающие 1300 м; характер рельефа – альпинотипный. Вершины острые, а гребни хребтов скалистые и узкие. Склоны, особенно южной экспозиции, глубоко расчленены и имеют большие уклоны, местами достигающие 60°. Наиболее яркая черта рельефа – распространение процессов криогенной денудации: морозного выветривания и смещения чехла рыхлых отложений вниз по склонам в виде курумников, солифлюкционных потоков и др., а также наличие моренных отложений. Кроме того, в пределах "прибрежного" района сохранились очаги современного оледенения, которые при таянии привносят дополнительную влагу в селевые бассейны (Седов, 1988; Ананичева, Карпачевский, 2016; www.glacru.ru). Развит водно-эрозионный рельеф, характеризуемый узкими поперечными профилями речных долин, большим количеством денудационных воронок на склонах и широким распространением склонов крутизною 30–35°. Сезонное оттаивание ММП начинается в период с последней декады мая по первую декаду июня. Мощность сезонноталого слоя находится в пределах 0.8–2.0 м (Егоров и др., 2022; www.permafrost.su).

Выбранные районы различаются по физико-географическому и климатическому районированию (Север..., 1970; Рудич, 1985). В 2019 г. здесь проводились экспедиционные работы, в ходе которых выявлены следы прохождения как связных (грязекаменных), так и несвязных (наносоводных) селей, а также водоснежных потоков.

Климатические факторы селеобразования на изучаемой территории – температура воздуха и количество осадков. Среднегодовая температура воздуха в районах распространения ММП обусловливает мощность сезонноталого слоя, а количество осадков – это триггер селевого процесса (Larsson, 1982; Beylich, Sandberg, 2005; Christiansen et al., 2016; Генсиоровский и др., 2020). Ближайшие к исследуемым территориям метеостанции, имеющие длительный ряд наблюдений, – это Илирней и Эгвекинот. Первая характеризует условия "Континентального" района, а Эгвекинот – "Прибрежного".

МЕТОДЫ

Оценка селепроявления в пределах исследуемых территорий выполнена на основе данных полевых работ, проведенных летом 2019 г., анализа картографических материалов и ряда опубликованных работ (Романенко, 2018; Генсиоровский и др., 2020; Заполярный вестник, 2022; Снегоход, 2022). Перед началом полевых работ, с использованием спутниковых снимков изучаемой территории (Esri World Imagery разрешением 0.31–1 м), была составлена карта фактического материала с дешифрированными селевыми бассейнами. Такие бассейны выделялись по таким признакам селевой деятельности, как эрозионные врезы в предполагаемых зонах зарождения селей, селевые валы в зонах транзита, конусы выноса. В ходе проведения полевых работ эта карта была уточнена и дополнена (см. рис. 1, *б–в*).

При полевых работах проводили описание селевых бассейнов, селевых конусов выноса, оценивали объём селей, дальность выброса, определяли уклон водотоков и ширину селеопасных зон. Характеристики, которые не представлялось возможным получить при полевых работах, уточняли по цифровой модели рельефа (далее – ЦМР) и спутниковым снимкам.

Карты селевой опасности изучаемой территории были созданы на основе ГИС в программе QGIS 3.10 Coruna. ЦМР ArcticDEM (https://www.pgc.umn.edu) с высоким пространственным разрешением 2 м – для получения некоторых характеристик селевых бассейнов (углы наклона и экспозиции склонов, абсолютная высота), которые значительно влияют на процесс селеобразования. Определён интервал значений углов наклона склонов в зонах зарождения селей для обоих изучаемых районов. Исходя из данных по экспозициям в растровой ЦМР, содержащих значения от 0 до 360° и выражающих отклонение направления склона от севера (0°) в направлении часовой стрелки, определяли экспозицию склонов для оценки метеорологических факторов, влияющих на селеобразование.

Сведения о четвертичных отложениях приводятся согласно данным Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского (https://www.vsegei.ru). Использовали карту четвертичных отложений, которая показывает имеющийся в потенциальных селевых массивах материал.

Годовое количество выпадающих осадков рассчитано, исходя из высотного градиента, полученного при наблюдениях твёрдых и жидких осадков в горах Чукотки и представленного в работах (Рудич, 1985; Перов, 2012). Точкой отсчёта послужили данные выбранных для изучаемых районов метеостанций. Метеоданные обрабатывались ранговой корреляцией Спирмена. Стати-

Рис. 2. Селевые отложения в бассейне р. Орловка, относящиеся к Континентальному району: селевое русло, заполненное разновременными отложениями (*а*); отложения наносоводного селя, сошедшего в мае 2019 г. (*б*).

Fig. 2. The mudflow deposits in the Orlovka river basin related to "Continental" area: mudflow channel, filled with multi-temporal deposits (*a*); deposits of low density debris flow occurred in May 2019 (*б*).

стическая значимость корреляции устанавливалась с использованием таблицы Спирмена, показывающей критические значения, связанные с различными размерами выборки и уровнями достоверности. Для исследования был выбран уровень достоверности $p < 0.01$ и проведена проверка относительно него. Данные об инфраструктуре (дороги, жилые населенные пункты и промышленные объекты) взяты с (https://www.openstreetmap.org).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

"Континентальный" район (далее – КР). Полевые исследования показали большую селевую активность на территории района. Обследованы селевые водотоки, относящиеся к верховьям бассейнов рек Большой и Малый Анюй. Следы прохождения селей отмечены на водотоках разного порядка (рис. 2).

Зоны зарождения селей находятся на высотах 800–1400 м; углы наклона склонов в этой зоне лежат в интервале 20–40°. В ходе полевых работ выяснено, что максимальные объёмы селей могут превышать 300 тыс. м^3 (Генсиоровский и др., 2020). В долинах всех обследованных водотоков прослеживаются селевые валы и селевые русла разного возраста. Высота селевых валов изменяется от 1.0 до 3.5 м. Селевые отложения представлены щебнисто-галечной фракцией с включением глыб и валунов. Доля мелкозема в селевых отложениях достигает 10–15%. Ширина селеопасной зоны в узких V-образных долинах составляет 10–50 м. При выходе селей в корытообразные долины более крупных водотоков потоки распластываются по конусам выноса, и ширина селеопасной зоны увеличивается до 100–200 м, при этом существенно снижается высота селевой волны – до 0.5–1.5 м. Формируются как связные (грязекаменные), так и несвязные (наносоводные) сели, а также водоснежные потоки.

В пределах КР выделено 70 селевых бассейнов. Согласно карте четвертичных отложений 75% селевых бассейнов расположено в зоне распространения коллювиальных, гляциальных (моренных), десерпционных и солифлюкционных отложений, а оставшиеся 25% находятся полностью в зоне гляциальных (моренных) и гляциофлювиальных отложений. Среди склонов, на которых формируются сели (табл. 1), преобладают северные – 24% (17 бассейнов) и западные – 19% (13 бассейнов), что объясняется, в том числе, особенностями атмосферной циркуляции. Для этого района характерны северные ветры и субширотный перенос воздушных масс. Немногочисленные летние осадки, приводящие к увлажнению склонов северной экспозиции и формированию на них селей, связаны с вторжением арктических фронтов. Мощный летний антициклон, формирующийся над Восточной Сибирью, способствует притоку тёплых воздушных масс с запада, что вызывает оттаивание ММП на склонах западной экспозиции и поступление дополнительной влаги в грунты.

Ущерб от селей может выражаться в повреждении и разрушении участков автодорог (Анюйск–Билибино–Певек, Певек–Эгвекинот и др.), мостовых переходов, ЛЭП и других объектов, находящихся в селеопасной зоне. Наиболее серьезное воздействие может быть оказано селевыми потоками на горнодобывающие предприятия и их инфраструктуру.

"Прибрежный" район (далее – ПР). При полевых работах собраны данные о селевой деятельности в бассейнах рек Эрвыкыннотвеем, Дорожная (рис. 3, *а*), Матачинай и их притоках, а также по всем водотокам, самостоятельно впадающим в залив Креста (Анадырский залив Берингова моря) в районе пос. Эгвекинот (см. рис. 3, *б*). Уста-

Рис. 3. Селеопасные участки в районе пос. Эгвекинот: селевые отложения в русле р. Дорожная (*а*); мост через ручей Изыскательский, частично очищенный от селевых отложений после схода селя 16 октября 2016 г. (*б*).

Fig. 3. The mudflow hazard localities near the Egvekinot settlement: mudflow deposits in Dorozhnaya river channel (*a*); bridge across the Izyskatelskiy creek partially cleared from the mudflow deposits after 16 October 2016 event (*б*).

новлено широкое распространение селевых потоков на изучаемой территории. Зоны зарождения селей находятся на высотах 600–900 м, но по бортам долин названных рек широко развиты склоновые сели с высотой зон зарождения около 200 м. Сели выносят твёрдый материал в основные русла; как и в предыдущем районе, здесь формируются связные (грязекаменные), несвязные (наносоводные) сели и водоснежные потоки. Твердая составляющая грязекаменных селей состоит из супесчано-глинистого материала с примесью гальки и гравия, а также с включением валунов.

Ширина селеопасной зоны в V-образных долинах водотоков изменяется в пределах 30–60 м. Высота высшего селевого горизонта, определенная по меткам селей на борту притока р. Дорожная, составила 5.5 м. При выходе к морскому побережью и в широкие речные долины сели распластываются по конусам выноса, где ширина селеопасной зоны увеличивается до 150–250 м, при этом высота селевой волны снижается до 1.5–2 м. Максимальные объёмы селей могут превышать 300 тыс. м^3 (Генсиоровский и др., 2020).

Авторами выделено 105 селевых бассейнов в ПР. Карта четвертичных отложений показала, что 60% селевых бассейнов расположены в зонах распространения коллювиальных, солифлюкционных и гляциальных отложений, остальные 40% – гляциальных (моренных) и аллювиальных. По результатам картирования селевых бассейнов в ПР установлено (см. табл. 1), что сели формируются на северных – 27% (28 бассейнов), южных – 23% (24 бассейнов) и восточных – 17% (18 бассейнов) склонах. В летний период для горных систем ПР характерны ветры северного (20–30%), южного (43–58%) и юго-восточного (4–8%) направлений. Воздушные массы, приносимые южными и юго-восточными ветрами, насыщены влагой, что способствует дополнительному увлажнению этих склонов, обводнению грунтов и формированию селевых потоков. Воздушные массы, идущие с северного направления, формируются над более теплой континентальной частью, вызывают повышение температуры воздуха, тем самым способствуя селеформированию.

В селеопасной зоне находится территория пос. Эгвекинот, а также участки автодорог Эгвекинот–Иультин и Певек–Эгвекинот, теплотрасса, проложенная от тепловой электростанции в пос. Озерный до Эгвекинота, ЛЭП, идущие вдоль перечисленных выше автодорог. Последний из известных случаев массового формирования селей в районе пос. Эгвекинот отмечен в начале октября 2016 г., когда селевыми потоками были повреждены хозяйственные постройки и мостовые переходы в самом поселке, а за его пределами нарушено полотно автодороги, повреждены и замыты мостовые переходы (Генсиоровский и др., 2020).

Периоды селеформирования. Исходя из имеющихся данных, можно выделить два основных периода селеформирования. *Раннелетний* период формирования селей связан с началом интенсив-

Таблица 1. Распределение селевых бассейнов по экспозициям

Экспозиция склона	Район	
	континентальный	прибрежный
	количество/%	
N	17/24	28/27
NE	7/10	9/9
E	5/7	18/17
SE	8/11	5/5
E	7/10	24/23
SW	6/9	6/6
W	13/19	7/7
NW	7/10	8/8

ного снеготаяния, когда создаются условия для возникновения водоснежных потоков и маломощных, преимущественно, несвязных селей. Глубина захвата пород несвязными селями невелика, и обычно в потоки вовлекается каменно-осыпной материал, вынесенный в русло водотоков снежными лавинами и осыпями. В этот момент мощность выпахивания составляет 0.2–0.4 м и проходит несколько ниже верхней границы сезонноталого слоя.

Основной объём влекомого материала остается в зоне транзита. Конус выноса растекается широким шлейфом. Высота селевой волны в зоне транзита может достигать 1.3–1.5 м; мощность отложений составляет 0.3–1.0 м. Формирование такого типа селей, согласно имеющимся архивным данным, наиболее вероятно в период с мая по июнь. Возникновение водоснежных потоков обусловлено наличием скальных обнажений и многолетнемерзлых пород, на контакте с которыми происходит переувлажнение приземного слоя снежного покрова, перекрытого плотным метелевым снегом. Дальнейшее накопление влаги приводит к разрушению снежного пласта и переходу снега в текучее состояние. Другая причина образования водоснежных потоков – резкое увеличение температуры воздуха, вследствие чего снег начинает интенсивно таять. В результате талые воды прорывают снежные плотины в руслах водотоков, которые сформировались за счёт схода снежных лавин или метелевого переноса.

Летний период формирования селей связан с выпадением жидких осадков в период наибольшей толщины сезонноталого слоя. Этот период длится с июля по август. Выпадение жидких осадков служит триггером схода селей. Предварительное увлажнение грунтов происходит в процессе оттаивания сезонноталого слоя, таяния позднелетних снежников и водоотдачи с ледников. В этот период формируются крупные связные, наиболее опасные селевые потоки. Глубина захвата пород может достигать всей мощности сезонноталого слоя. В узких долинах высота селевой волны способна превышать 4 м; средняя мощность отложений достигает 1.5–3.0 м, а в отдельных случаях значительно превышает эти величины. Максимальные объёмы селей на территориях обоих рассматриваемых районов могут превышать 300 тыс. м^3.

Анализ климатических изменений. В ходе обобщения и анализа имеющихся данных о температуре воздуха и осадках в исследуемых районах выявлен ряд закономерностей, характеризующих изменение этих параметров в течение рассматриваемого в работе периода. На рис. 4 представлен график изменения температуры воздуха, отчётливо показывающий постепенный рост среднемноголетней температуры воздуха, усилившийся после 2000 г. В 1966–1999 гг. среднемноголетнеяя температура воздуха на метеостанции Илирней составляла −13.4°C и была на 1.8°C ниже, чем для периода 2000–2020 гг. (−11.6°C). На станции Эгвекинот за эти же периоды значения среднемноголетней температуры воздуха составили −5.9 и −4.2°C соответственно.

Температура воздуха в селеопасный период (с мая по август) также достигала более высоких значений. Наибольший рост температуры в эти месяцы отмечен в 2000–2020 гг. Средние значения температуры воздуха в селеопасные периоды 1966–1999 и 2000–2020 гг. для станций Илирней и Эгвекинот изменялись, соответственно с 7.1 до 8.5°C и с 5.9 до 6.9°C, т.е. температура по первой станции выросла на 1.4°C, а по второй – на 1.0°C (по материалам метеорологической базы данных АИСОРИ; http:aisori-m.meteo.ru).

Разница в росте температур между метеорологическими станциями объясняется их географическим положением. Станция Илирней закрыта от морского побережья горными системами, в летний период здесь идет более интенсивный прогрев поверхности суши, что вызывает повышение средней и максимальной температуры воздуха. Станция Эгвекинот расположена в береговой зоне залива Креста. Холодное Берингово море, незначительно прогревающееся лишь к концу августа, определяет затяжную холодную весну и прохладное лето.

Таким образом, согласно имеющимся данным метеорологических наблюдений, можно говорить об устойчивой тенденции роста как среднегодовой температуры, так и температуры воздуха в селеопасный период. Общее повышение температуры приводит к увеличению толщины сезонноталого слоя как в днищах долин, так и в горных районах. Толщина сезонно-талого слоя играет существенную роль в формировании селевых потоков на территории Арктики, так как служит естественным ограничителем вовлечения в сель горных пород (Генсиоровский и др., 2020). За последние несколько лет динамика изменения толщины сезонноталого слоя на Чукотке носила разнонаправленный характер, но в целом оставалась положительной (Маслаков и др., 2018). Таким образом, отмечается тенденция на отепление пород в потенциальных селевых массивах и, как следствие, ожидается увеличение объемов селей.

Количество осадков на метеостанции Илирней уменьшилось. Однако если такое уменьшение осадков за период 1966–1999 гг. было средним (R^2 = = 0.361, при уровне достоверности $p < 0.01$), то в период 2000–2020 гг. это уменьшение становится более медленным и имеет слабую тенденцию с $R^2 = 0.095$ при том же уровне достоверности $p < 0.01$ (рис. 5). Для селе-опасного периода количество осадков также имеет слабую тенденцию к снижению, разница между периодами незначительна: $R^2 = 0.115$ и $R^2 = = 0.098$ (уровень достоверности $p < 0.01$). Для первого периода среднемноголетнее

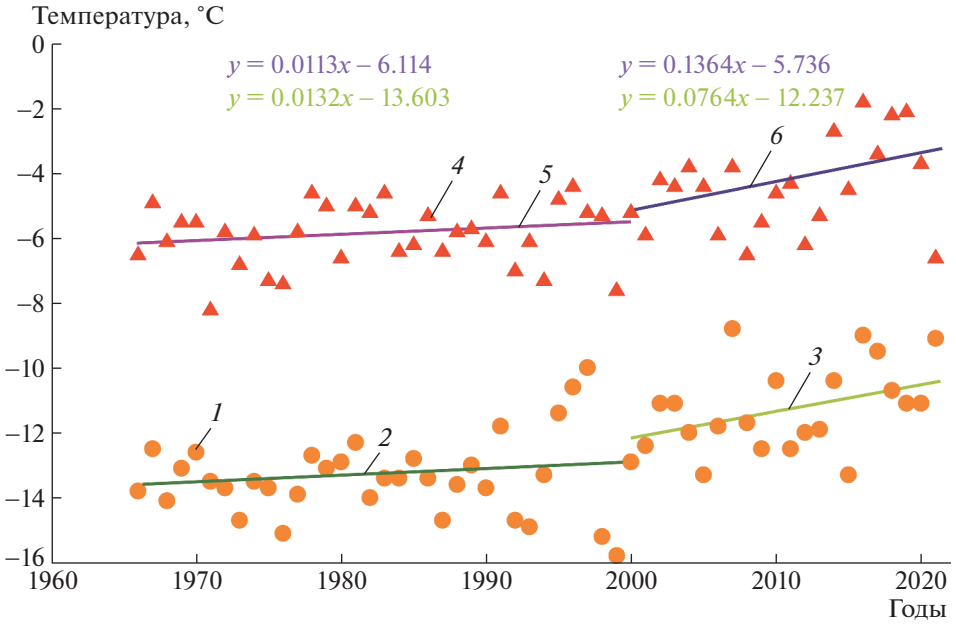


Рис. 4. Среднемноголетние значения температуры воздуха и их линейные тренды для станций Илирней, Эгвекинот (1966–2020 гг.): *1* – Илирней; *2* – линейный тренд с 1966 по 1999 г.; *3* – линейный тренд с 2000 по 2020 г.; *4* – Эгвекинот; *5* – линейный тренд с 1966 по 1999 г.; *6* – линейный тренд с 2000 по 2020 г.

Fig. 4. Long-term average annual air temperature values and their linear trends at stations Ilirnei, Egvekinot (1966–2020): *1* – Ilirney; *2* – linear trend from 1966 till 1999; *3* – linear trend from 2000 till 2020; *4* – Egvekinot; *5* – linear trend from 1966 till 1999; *6* – linear trend from 2000 till 2020.

значение количества осадков составляет 106 мм, а для второго – 64 мм, по данным АИСОРИ (http:aisori-m.meteo.ru).

Для станции Эгвекинот существует слабая тенденция к росту осадков. Значение этого параметра начало увеличиваться в 2000–2020 гг. (R^2 = = 0.161, при уровне достоверности $p < 0.01$) (см. рис. 5). В селеопасный период количество осадков также медленно увеличивается, при этом их среднемноголетнее значение, по данным АИСОРИ (http:aisori-m.meteo.ru), за период 1966–1999 гг. составляет 226 мм, а за 2000–2020 гг. – 231 мм,

Уменьшение количества жидких осадков на метеостанции Илирней говорит о том, что преобладающим типом останутся сели снегового происхождения. Однако об исключении возможности формирования дождевых селей говорить нельзя. Следует ожидать приток влаги в селевые бассейны за счёт таяния многолетнемерзлых пород вследствие роста температуры воздуха. В таком случае выпадение жидких осадков будет служить триггером образования селей. Средние и максимальные объёмы селей возрастут за счёт увеличения поступления материала со склонов в селевые русла.

Тенденция увеличения количества осадков на метеостанции Эгвекинот обусловливает дополнительное увлажнение грунтов, что в совокупности с увеличением мощности сезонно-талого слоя приведет к увеличению не только объёмов, но и частоты формирования селей. При этом будет расти доля селей дождевого происхождения. В настоящий момент считается, что на Чукотке преобладают сели снегового генезиса (Перов, 2012).

Мы проанализировали также многолетние данные о суточных максимумах жидких осадков в течение рассматриваемых периодов селеобразования, так как это – важнейший фактор возникновения селевых потоков. Такая оценка выполнена для селеопасного периода по закону распределения вероятностей; её результаты графически отображены на рис. 6. Все значения, превышающие 98-й перцентиль, показаны выбросами.

Для континентального района формирование селей, вызванных только жидкими осадками, в мае и июне представляется маловероятным. Можно говорить, что в июле и августе количество осадков выше 30 мм за сутки – селеформирующее. Однако за рассматриваемый период суточное количество осадков превысило 30 мм лишь дважды: 06.07.1984 – 30.9 мм и 25.08.1976 – 32.8 мм. В прибрежном районе вероятность формирования селей, вызванных жидкими осадками, значительно выше. Если также принять, что селеформирующим является количество осадков выше 30 мм за сутки, то наиболее опасными представляются июль и август, когда отмечено 16 (максимум

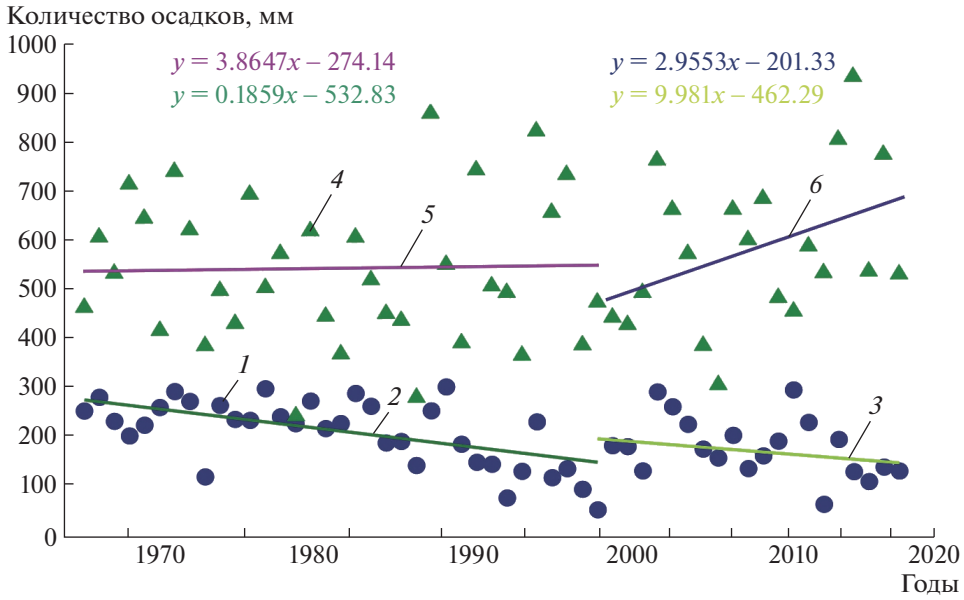


Рис. 5. Среднемноголетние значения количества осадков и их линейные тренды для станций Илирней, Эгвекинот (1966–2020 гг.): *1* – Илирней; *2* – линейный тренд с 1966 по 1999 г.; *3* – линейный тренд с 2000 по 2020 г.; *4* – Эгвекинот; *5* – линейный тренд с 1966 по 1999 г.; *6* – линейный тренд с 2000 по 2020 г.

Fig. 5. Long-term average annual precipitation quantity values and their linear trends at stations Ilirney, Egvekinot (1966–2020): *1* – Ilirney; *2* – linear trend from 1966 till 1999; *3* – linear trend from 2000 till 2020; *4* – Egvekinot; *5* – linear trend from 1966 till 1999; *6* – linear trend from 2000 till 2020.

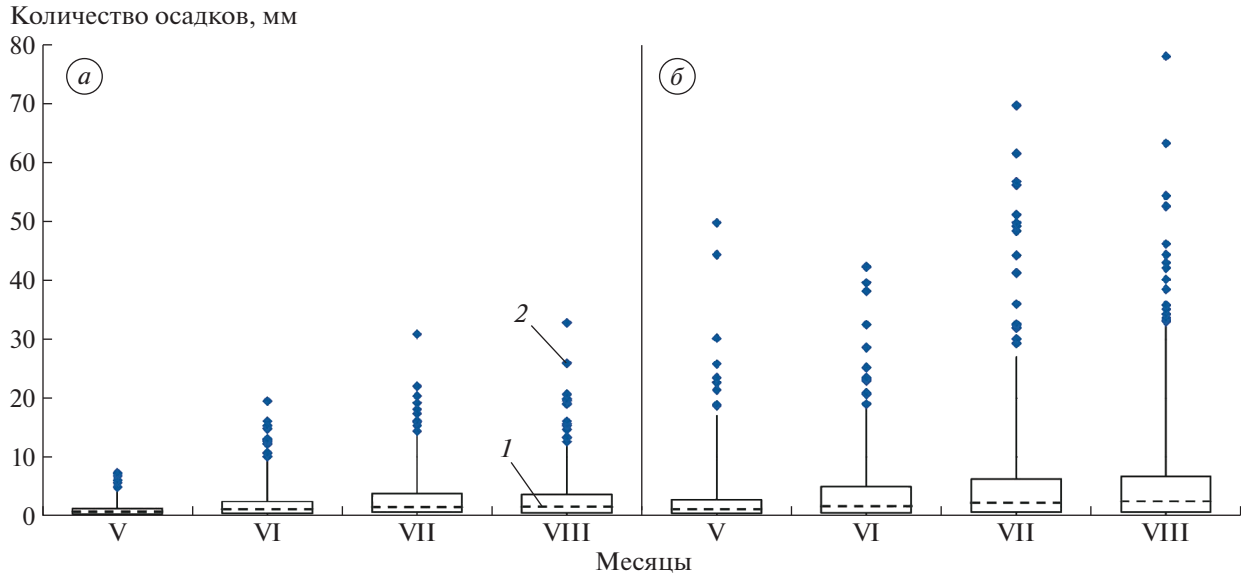


Рис. 6. Распределение суточного количества осадков в селеопасный период: *а* – Илирней; *б* – Эгвекинот; *1* – медиана; *2* – экстремумы.

Fig. 6. Diurnal precipitation quantity distribution for mudflow dangerous period: *а* – Ilirney; *б* – Egvekinot; *1* – median; *2* – extremes.

16.07.2013 – 69.7 мм) и 26 (максимум 31.08.1998 – 78.1 мм) таких дней соответственно.

В редких случаях на территории прибрежного района грязекаменные сели формируются вплоть до октября. Это обусловлено принадлежностью района к Тихоокеанской области субарктического пояса, что обусловливает в осенний период возможность влияния на территорию тёплых циклонов, несущих обильные жидкие осадки, в то время как в континентальном районе, относящемся к Сибирской области субарктического пояса (https://nationalatlas.ru), выпадение жидких осадков маловероятно.

ВЫВОДЫ

С 2000 по 2020 г. на Чукотке происходит устойчивый рост среднегодовой температуры воздуха, которая увеличивается и в селеопасный период – с мая по август. Рост температуры в этот период в континентальном районе составил 1.4°С, а в приморском 1.0°С. Повышение температуры приводит к увеличению толщины сезонно-талого слоя как в днищах долин, так и в горах. Опускание кровли многолетнемерзлых пород способствует вовлечению в сели большего объёма грунтов. Мощность сезонно-талого слоя многолетнемерзлых пород возрастает в результате его отепления, что вызывает дополнительное увлажнение грунтов в пределах селевых бассейнов.

Тенденции изменения количества осадков в селеопасный период в рассматриваемых районах разнонаправленны, но в целом эти изменения незначительны. Авторы разделяют мнение других исследователей (Перов, 2012) и также полагают, что селевые потоки снежного происхождения останутся преобладающим типом селей на Чукотке в ближайшем будущем. Тем не менее доля селей, вызываемых выпадением жидких осадков, будет постепенно увеличиваться в приморском районе.

При текущих тенденциях изменения климата на Чукотке можно ожидать увеличения количества связанных с селями инцидентов. Ущерб от селей будет выражаться в повреждении и разрушении автодорог, мостовых переходов, ЛЭП и других объектов, находящихся в селеопасной зоне. Наиболее серьезное воздействие селевых потоков будут испытывать горнодобывающие предприятия и их инфраструктура.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ананичева М.Д., Карпачевский А.М. Современное состояние ледников Чукотского и Колымского нагорий и прогноз эволюции ледниковых систем Чукотского нагорья // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. Т. 1. С. 64–83. https://doi.org/10.21513/2410-8758-2016-1-64-83

Генсиоровский Ю.В., Лобкина В.А., Музыченко Л.Е., Музыченко А.А., Михалев М.В., Степнова Ю.А. Условия формирования селей на Северо-Востоке России // Георск. 2020. Т. XIV. № 3. С. 68–76.

Егоров Я.А., Бусыгина Е.Н., Рассказов А.А. Изменения мерзлотно-гидрогеологических условий в районе Билибинской АЭС на этапе её эксплуатации. Науч. портал “Атомная энергия 2.0” // Электронный ресурс. https://www.atomic-energy.ru (Дата обращения: 17.08.2022)

Зюзин Ю.Л. Водоснежные потоки, в книге “Суровый лик Хибин”. Мурманск: Изд-во ООО “Рекламная полиграфия”, 2006. С. 182–197.

Котов А.Н. Многолетнемерзлые породы. Природа и ресурсы Чукотки. Магадан: Изд-во СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 31–40.

Маслаков А.А., Белова Н.Г., Баранская А.В., Романенко Ф.А. Пластовые льды на восточном побережье Чукотского полуострова при потеплении климата: некоторые итоги экспедиций 2014–2018 гг. // Арктика и Антарктика. 2018. № 74. С. 30–43.

Перов В.Ф. Селеведение. М.: Изд-во МГУ им. М.В. Ломоносова, 2012. 272 с.

Полярный бюллетень // Электронный ресурс. http://norilsk-zv.ru/articles/vodnye_momenty.html (Дата обращения: 19.08.2022)

Романенко Ф.А. Селевые потоки на островах и побережьях арктических морей. Тр. 5-й Междунар. конф.: Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Тбилиси: Грузия, 1–5 октября 2018 г. / Отв. ред. С.С. Черноморец, Г.В. Гавардашвили. Тбилиси: Универсал, 2018. С. 521–528.

Рудич К.Н. Тепло и холод Севера. М.: Изд-во Наука, 1985. 80 с.

Сапунова Г.Г., Сапунов В.Н. Механизм и условия образования водо-снежных потоков ранневесенних оттепелей (на примере Хибин). В кн.: Снежные лавины, сели и оценка риска. М.: Изд-во МГУ, 2004. С. 59–71.

Север Дальнего Востока / Ред. Н.А. Шило. М.: Наука, 1970. 488 с.

Седов Р.В. Ледники хребта Искатень. Материалы гляциологических исследований. 1988. Вып. 62. С. 129–133.

Тибилов И.В. Благословенные времена презренного застоя: чукотские были. СПб.: Дума, 2-е изд., доп., 2007. 544 с.

Флейшман С.М., Перов В.Ф. Сели. М.: Изд-во МГУ, 1986. 126 с.

Черноус П.А., Волков А.В., Соколова Д.П. Прогнозирование возникновения водоснежных потоков. Тезисы докладов 5-й Междунар. конф. “Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита”. Тбилиси: “Универсал”, 2018. С. 624–630.

Anderson D.M., Reynolds R.C., Brown J. Bentonite debris flows in Northern Alaska // Science. 1969. V. 164 (3876). P. 173–174. https://doi.org/10.1126/science.164.3876.173

Beylich A., Sandberg O. Geomorphic effects of the extreme rainfall event of 20–21 July 2004 in the Latnjavagge catchment, northern Swedish Lapland // Geografiska Annaler. Ser. A. Physical Geography. 2005. V. 87 (3). P. 409–419. https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2005.00267.x

Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetz L.J. Permafrost is warming at a global scale // Nat. Commun. 2019. V. 10. P. 264–275.

Decaulne A., Sæmundsson Þ., Petursson O. Debris flow triggered by rapid snowmelt: a case study in the Gleiarhjalli area, northwestern Iceland // Geografiska Annaler. Ser. A. Physical Geography. 2005. V. 87 (4). P. 487–500. https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2005.00273.x

Evans S.G., Clague J.J. Rain-induced landslides in the Canadian Cordillera, July 1988 // Geosiens. Canada. 1989. V. 16. P. 193–200.

Gude M., Scherer D. Snowmelt and slushflows: hydrological and hazard implications // Annals of Glaciology. 1998. V. 26. P. 381–384.

Hestnes E. Slushflow hazard – Where, why and when? 25 years of consulting and research // Annals of Glaciology. 1998. V. 26. P. 370–376.

Hjort J., Karjalainen O., Aalto J., Westermann S., Romanovsky V., Nelson F., Etzelmuller B., Luoto M. Degrading permafrost puts Arctic infrastructure at risk by mid-century // Nat. Commun. 2018. V. 9 (1). P. 5147. https://doi.org/10.1038/s41467-018-07557-4

Hughes O.L., Rampton V.L., Rutter N.W. Quaternary geology and geomorphology, southern and central Yukon (N Canada) // Proc. of the XXIV Intern. Geological Congress. Montreal, Canada, 1972. P. 374.

Larsson S. Geomorphological effects on the slopes of Longyear Valley, Spitsbergen, after a Heavy Rainstorm in July 1972 // Geografiska Annaler. Ser. A. Physical Geography. 1982. V. 64 (3–4). P. 105–125. https://doi.org/10.2307/520639

Rapp A., Nyberg R. Alpine debris flows in Northern Scandinavia. Morphology and dating by lichenometry // Geografiska Annaler. Ser. A. Physical Geography. 1981. V. 63 (3–4). P. 183–196. https://doi.org/10.2307/520831

Sidorova T., Belaya N., Perov V. Distribution of slushflows in Northern Europe and their potential change due to global warming // Annals of Glaciology. 2001. V. 32. P. 237–240. https://doi.org/10.3189/172756401781819742

snegohod.org // Электронный ресурс. https://snegohod.org.ru/html/articles_science_05.htm (Дата обращения: 03.09.2022)

Streletskiy D., Anisimov O., Vasiliev A. Permafrost degradation, in Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters. USA, New York: Elsevier, 2015. P. 303–344.

Citation: Gensiorovskiy Yu.V., Lobkina V.A., Muzychenko A.A., Muzychenko L.E., Mikhalev M.V., Ukhova N.N. The influence of climate changes on mudflow formation in permafrost areas: a case study for Chukotka Peninsula. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (2): 271–282. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423020060

The Influence of Climate Changes on Mudflow Formation in Permafrost Areas: a Case Study for Chukotka Peninsula

Yu. V. Gensiorovskiy[a,#], V. A. Lobkina[a], A. A. Muzychenko[a], L. E. Muzychenko[a], M. V. Mikhalev [a], and N. N. Ukhova[b]

[a] *Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Sakhalin Branch, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

[b] *Institute of the Earth's Crust of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

[#]*e-mail: gensiorovskiy@mail.ru*

The factors influencing the formation of mudflows in areas of the permafrost are considered. The data of studies performed in two regions of Chukotka – "Continental" (the Anyuysky ridge) and "Coastal" (the Iskaten ridge) were used for this research. The air temperature data series obtained in Chukotka in 2000–2020 demonstrate a steady growth of the average annual values. The air temperature rise estimated for the mudflow–dangerous period (June–August) amounted 1.4°C for the "Continental" area, and 1.0°C for the "Coastal". This warming affects thickness of the seasonal melt layer of permafrost, mainly in the bottoms of valleys and on the slopes of mountains. This factor promotes the involvement of certain volumes of ground into mudflows. As a result of the research, it was found that the dynamics of the change in the thickness of the seasonal melt layer within the studied areas is positive, which is a consequence of warming and leads to additional moistening of grounds. The two periods of the mudflow formation were identified. During the first one (May–June), the mudflow formation is connected with the onset of intensive snowmelt that is favorable mainly for snow-water streams and loose mudflows. In the second period (July–August), mudflows are mostly caused by liquid precipitations, when the maximum thickness of seasonal melt layer is reached. It is the second period when a release of a large cohesive mud stream is the most probable. On the whole, the results obtained allow making a conclusion that in the near future the predominant type of mudflows in Chukotka will remain those of snow genesis. But, at the same time, under conditions of the climate change, occurrence of the snow-water mud streams will increase, especially in the "Coastal" area.

Keywords: Arctic, Chukotka, climate change, mudflow, permafrost

REFERENCES

Ananicheva M.D., Karpachevskiy A.M. Current state of the Kolyma and Chukchi glaciers and projection of the evolution of Chukchi Highlands' glacial systems. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2016, 1: 64–83 [In Russian]. https://doi.org/10.21513/2410-8758-2016-1-64-83

Gensiorovskiy Yu.V., *Lobkina V.A.*, *Muzychenko L.E.*, *Muzychenko A.A.*, *Mikhalev M.V.*, *Stepnova Yu.A.* Debris flow formation conditions in the north-east of Russia. *Georisk*. GeoRisk World. 2020, XIV (3): 68–76 [In Russian]. https://doi.org/10.25296/1997-8669-2020-14-3-68-76

Egorov Ya.A., *Busygina E.N.*, *Rasskazov A.A.* The change of permafrost-hydrogeological conditions around the Bilibino Nuclear Power Plant at the stage of its operation, The Scientific portal "The Atomic Energy 2.0". Retrieved from: https://www.atomic-energy.ru (Last access: 17 August 2022). [In Russian].

Zyuzin Y.L. Vodosnezhnye potoki, *in Surovyj Lik Hibin*. The slushflows, in Harsh Face of Khibin. Murmansk: Advertising printing, 2006: 182–197. [In Russian].

Kotov A.N. Mnogoletnemerzlye porody. Priroda i Resursy Chukotki. Permanently frozen ground, in the nature and resources of Chukotka. Magadan: FEB RAS North-Eastern Research Center, 2006: 31–40 [In Russian].

Maslakov A.A., *Belova N.G.*, *Baranskaya A.V.*, *Romanenko F.A.* The embedded ice of the eastern Chukotka Peninsula coast in conditions of climate warming: some results of expeditions in 2014–2018. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2018, 74: 30–43 [In Russian]. https://doi.org/10.7256/2453-8922.2018.4.28528

Perov V.F. Selevedenie. The mudflow studies. Moscow: MSU, 2012: 272. [In Russian].

Polar Bulletin. Retrieved from: http://norilsk-zv.ru/articles/vodnye_momenty.html (Last access: 19 August 2022). [In Russian].

Romanenko F.A. Celevye potoki na ostrovah i poberezh'yah arkticheskih morej. Debris flows on the islands and coasts of the Arctic seas. Proceedings of the 5th International Conference Debris Flows: Disasters, Risk, Forecast, Protection, Tbilisi, Georgia, 1–5 October 2018. Tbilisi: Publishing House "Universal", 2018: 521–528 [In Russian].

Rudich K.N. Teplo i holod Severa. The warmth and coldness of the North. Moscow: Nauka, 1985: 80 [In Russian].

Sapunova G.G., *Sapunov V.N. Mekhanizm i usloviya obrazovaniya vodosnezhnyh potokov rannevesennih ottepelej* (*na primere Hibin*), *in Snezhnye Laviny*, *Seli i Ocenka Riska*. Mechanism and conditions of slushflow formation during early-spring thaws (case study of the Khibiny Mountains), in Snow avalanches, mudflows and risk assessment. Moscow: MSU, 2004: 59–71 [In Russian].

Sever Dal'nego Vostoka. North of the Far East. Moscow: Nauka, 1970: 488 [In Russian].

Sedov R.V. Ledniki hrebta Iskaten'. Materialy glyaciologicheskih issledovanij. Glaciers of the Iskaten Ridge. Data of Glaciological Studies. 1988. 62: 129–133 [In Russian].

Tibilov I.V. Blagoslovennye vremena prezrennogo zastoia: Chukotskie byli. Blessed times of despicable stagnation: Chukchi were. Sankt-Petersburg: Duma, issue 2, enlarged edition, 2007: 544 [In Russian].

Fleishman S.M., Perov V.F. Seli. The mudflows. Moscow: MSU, 1986: 126 [In Russian].

Chernous P.A., Volkov A.V., Sokolova D.P. Prognozirovanie vozniknoveniya vodosnezhnyh potokov. Slushflow release forecasting. Proceedings of the 5th International Conference Debris Flows: Disasters, Risk, Forecast, Protection, Tbilisi, Georgia, 1–5 October 2018. Tbilisi: Publishing House "Universal", 2018: 624–630 [In Russian].

Anderson D.M., *Reynolds R.C.*, *Brown J.* Bentonite debris flows in Northern Alaska. Science. 1969, 164 (3876): 173–174. https://doi.org/10.1126/science.164.3876.173

Beylich A., *Sandberg O.* Geomorphic effects of the extreme rainfall event of 20–21 july 2004 in the Latnjavagge catchment, northern Swedish Lapland. Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography. 2005, 87 (3): 409–419. https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2005.00267.x

Biskaborn B.K., *Smith S.L.*, *Noetz L.J.* Permafrost is warming at a global scale. Nat. Commun. 2019, 10: 264–275.

Decaulne A., *Sæmundsson Þ.*, *Petursson O.* Debris flow triggered by rapid snowmelt: a case study in the Gleiarhjalli area, northwestern Iceland. Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography. 2005, 87 (4): 487–500. https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2005.00273.x

Evans S.G., *Clague J.J.* Rain-induced landslides in the Canadian Cordillera, July 1988. Geos. Canada. 1989, 16: 193–200.

Gude M., *Scherer D.* Snowmelt and slushflows: hydrological and hazard implications. Annales of Glaciology. 1998, 26: 381–384.

Hestnes E. Slushflow hazard – Where, why and when? 25 years of consulting and research. Annales of Glaciology. 1998, 26: 370–376.

Hjort J., *Karjalainen O.*, *Aalto J.*, *Westermann S.*, *Romanovsky V.*, *Nelson F.*, *Etzelmuller B.*, *Luoto M.* Degrading permafrost puts Arctic infrastructure at risk by mid-century. Nat. Commun. 2018, 9 (1): 5147. https://doi.org/10.1038/s41467-018-07557-4

Hughes O.L., *Rampton V.L.*, *Rutter N.W.* Quaternary geology and geomorphology, southern and central Yukon (N Canada). Proc. of the XXIV Intern. Geological Congress. Montreal, 1972: 374.

Larsson S. Geomorphological effects on the slopes of Longyear Valley, Spitsbergen, after a Heavy Rainstorm in July 1972. Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography. 1982, 64 (3–4): 105–125. https://doi.org/10.2307/520639

Rapp A., *Nyberg R.* Alpine debris flows in Northern Scandinavia. Morphology and dating by lichenometry. Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography. 1981, 63 (3–4): 183–196. https://doi.org/10.2307/520831

Sidorova T., *Belaya N.*, *Perov V.* Distribution of slushflows in Northern Europe and their potential change due to global warming. Annales of Glaciology. 2001, 32: 237–240. https://doi.org/10.3189/172756401781819742

snegohod.org. Retrieved from: https://snegohod.org.ru/html/articles_science_05.htm (Last access: 03 September 2022) [In Russian].

Streletskiy D., Anisimov O., Vasiliev A. Permafrost degradation. Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters. New York: Elsevier, 2015: 303–344.

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 2, с. 283–295

МОРСКИЕ, РЕЧНЫЕ И ОЗЁРНЫЕ ЛЬДЫ

УДК 556.535.5;519.24

ИЗМЕНЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕДОВОГО РЕЖИМА РЕК ВОДОСБОРА ВОТКИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА ЗА ПЕРИОД С 1936 ПО 2018 г.

© 2023 г. В. Г. Калинин[1,*], В. В. Чичагов[1]

[1] Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

*e-mail: vgkalinin@gmail.com

Поступила в редакцию 24.09.2022 г.
После доработки 20.02.2023 г.
Принята к публикации 31.03.2023 г.

Выявлены статистически значимые изменения сроков появления устойчивых ледяных образований и продолжительности периода ледостава на 12 гидрологических постах на реках водосбора Воткинского водохранилища за период 1936–2018 гг. Обнаружены статистически значимые смещения сроков появления ледяных образований в позднюю сторону на 7–14 дней и сокращение продолжительности периода ледостава на 6–18 дней.

Ключевые слова: сроки ледообразования, продолжительность ледостава, многолетние ряды наблюдений, критерии случайности и однородности

DOI: 10.31857/S2076673423020084, **EDN:** RUNOVM

ВВЕДЕНИЕ

Многолетние колебания характеристик ледового режима на реках – актуальная проблема, поскольку большинство водных объектов России расположено в условиях умеренного или холодного климата с длительным и устойчивым периодом отрицательных температур воздуха, что усложняет их режим и использование (Калинин, 2008). Изучению многолетних колебаний ледового режима посвящено значительное количество публикаций. В работе (Williams, 1970) проанализированы колебания дат вскрытия озёр и рек в связи с изменением климата. Аналогичные исследования выполнены для озера Сува в Японии (Tanaka, Yoshino, 1982) и озер Финляндии и Канады (Maslanik , Barry, 1987). В работах (Гинзбург, Солдатова, 1996; Гинзбург, Гурова, 2007) дана оценка влияния изменений глобальной температуры воздуха на многолетние колебания сроков появления льда на реках, которая показала наличие пространственной неоднородности происходящих климатических изменений.

Многие исследователи сравнивали средние характеристики и их тренды для двух периодов – до и после резких климатических изменений. Временные интервалы выбирали в зависимости от наличия данных и года публикации: 1961–1990 и 1997–2003 гг. (Гинзбург, 2005); 1961–1990 и 1991–2014 гг. (Агафонова и др., 2017). В.К. Смахтин (2018 г.) использовал данные за 1975–2012 гг. в соответствии со вторым оценочным отчетом Росгидромета об изменении климата и их последствиях для Российской Федерации (2014 г.), согласно которому наиболее интенсивное потепление наблюдается с середины 1970-х годов.

Исследования сроков наступления ледовых фаз на реках водосбора Воткинского водохранилища нашли отражение в работах (Балков, Шкляев, 1960; Калинин, 1974). Ими выявлены зависимости сроков наступления ледовых фаз в осенне-весенний периоды от широты, высоты места, повторяемости форм атмосферной циркуляции и проведено районирование территории. В работе В.Г. Калинина (2008) обобщены закономерности замерзания, вскрытия рек и водохранилищ, нарастания и пространственного распределения толщины льда за многолетний репрезентативный период с 1956 по 1995 г.

Анализ многолетней изменчивости сроков появления ледяных образований на реках водосбора Воткинского водохранилища, связанных с возможным изменением климата, впервые проведён нами (Kalinin, Chichagov, 2014; Kalinin, Chichagov, 2019). Для периодов: 1936–1992 и 1993–2012 гг.; 1936–1982 и 1983–2012 гг.; 1936–1974 и 1975–2012 гг. установлено наличие статистически значимых изменений в поведении рядов наблюдений. С помощью критерия инверсий, являющегося аналогом непараметрического трендового теста Манна-Кендалла (Korhonen, 2019; Chen, She, 2020) выделены временные промежутки 1954–1977 и 1987–2010 гг., в пределах которых имела место разладка рядов наблюдений, но сам момент разладки установлен не был.

В работе исследование временных рядов выполнено для более продолжительного периода наблюдений с 1936 по 2018 г. Другая отличительная особенность работы заключается в проведении многомерного статистического анализа для двух характеристик ледового режима: сроков появления устойчивых ледяных образований и продолжительности периода ледостава.

Для диагностики момента разладки многолетних изменений ледового режима в работах (Livingstone, 1997, 1999) применён непараметрический *критерий Петтитта*, который не использует предположение о нормальном законе распределения исходных данных. В данной работе для этой цели применены метод разностно-интегральных кривых и критерий Стьюдента. Рассмотрены два сценария разладки: либо временные ряды имеют линейный тренд; либо в определенный момент времени происходит скачкообразное изменение числовых характеристик (среднее, дисперсия) временных рядов. В качестве альтернативы наличия разладки рассматривалось отсутствие статистически значимых изменений сроков появления ледяных образований и продолжительности периода ледостава за период наблюдений.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве исходных данных использованы результаты наблюдений за ледовым режимом по 12 гидрологическим постам (далее – ГП) на средних и крупных реках в разных (северная, южная, горная, равнинная) частях водосбора Воткинского водохранилища (рис. 1) за период наблюдений с 1936 по 2018 г.: сроки появления устойчивых ледяных образований (далее – срок) и продолжительности периода ледостава (далее – ЛДСТ). За дату появления устойчивых ледяных образований принято время образования заберегов, различных форм плавучего льда или шуги. В случае возврата тепла и, соответственно, появления периода “чисто”, принималась первая дата, если период с ледяными образованиями был больше, чем последующий период “чисто”; если меньше, то за дату появления устойчивых ледяных образований принималась первая дата их появления после периода “чисто” (Калинин, Трофимов, 2001).

Статистическая обработка сроков в осенний период (начало отсчета 1 сентября) представлена натуральными числами. Привязку значений ЛДСТ к конкретному году выполняли по срокам появления устойчивых ледяных образований. Значение ЛДСТ за конкретный год определяли, как длину временнóго промежутка между сроками появления устойчивых ледяных образований в текущем году и окончания ледостава в следующем году. Например, первое значение ЛДСТ определено по промежутку 1936–1937 гг.

Исследование проводилось в два этапа. На первом этапе для каждого из гидрологических постов данные по сроку и ЛДСТ анализировались раздельно. При этом решались следующие статистические задачи.

1. Проверка гипотезы случайности, т.е. предположения о том, что имеющиеся данные представляют собой некоторую реализацию случайной выборки для исходных рядов и отдельных их частей с помощью критерия инверсий. Отмечено в (Бендат, Пирсол, 1989), что критерий инверсий эффективен для обнаружения монотонного тренда в последовательности наблюдений. Применение критерия инверсий основывается на подсчете числа инверсий – числа перестановок элементов ряда, необходимого для его упорядочивания в порядке возрастания. Если анализируемый ряд ведет себя как независимая случайная выборка, количество инверсий не должно быть слишком малым или большим. Реальный уровень значимости (*p-value*) критерия рассчитывался с использованием точного распределения статистики критерия инверсий, полученного с помощью разложения производящей функции моментов этой статистики (Ивченко, Медведев, 1992).

2. Проверка гипотезы об отсутствии в данных линейного тренда с помощью модели временного ряда вида:

$$y_t = a + bt + \varepsilon_t, \quad (1)$$

где y_t – значение срока или ЛДСТ, соответствующее t-му номеру наблюдений; a и b – параметры модели; ε_t – соответствующая случайная ошибка модели. При этом проверялась гипотеза о нулевом значении коэффициента b.

3. Диагностика отсутствия автокорреляций с помощью Q-критерия Льюнга–Бокса (Боровиков, Ивченко, 2006).

4. Обнаружение момента разладки рядов в 1997 г. с помощью метода разностно-интегральных кривых с разбиением каждого из временных рядов на две части. Подтверждение установленного момента разладки с помощью статистики критерия Стьюдента по аналогии с применением теста Петтита, основанного на непараметрическом критерии Манна–Уитни (Pettitt, 1979).

5. Проверка гипотезы нормальности рядов наблюдений по периодам 1936–1997 и 1998–2017 гг. с помощью критерия Шапиро–Уилка.

6. Тестирование однородности рядов наблюдений по периодам 1936–1997 и 1998–2017 гг. с помощью критериев однородности Стьюдента, Фишера и Манна–Уитни.

На втором этапе исследования выводы относительно наличия момента разладки временных рядов в 1997 г. делаются на основе анализа совместного поведения срока и ЛДСТ по периодам

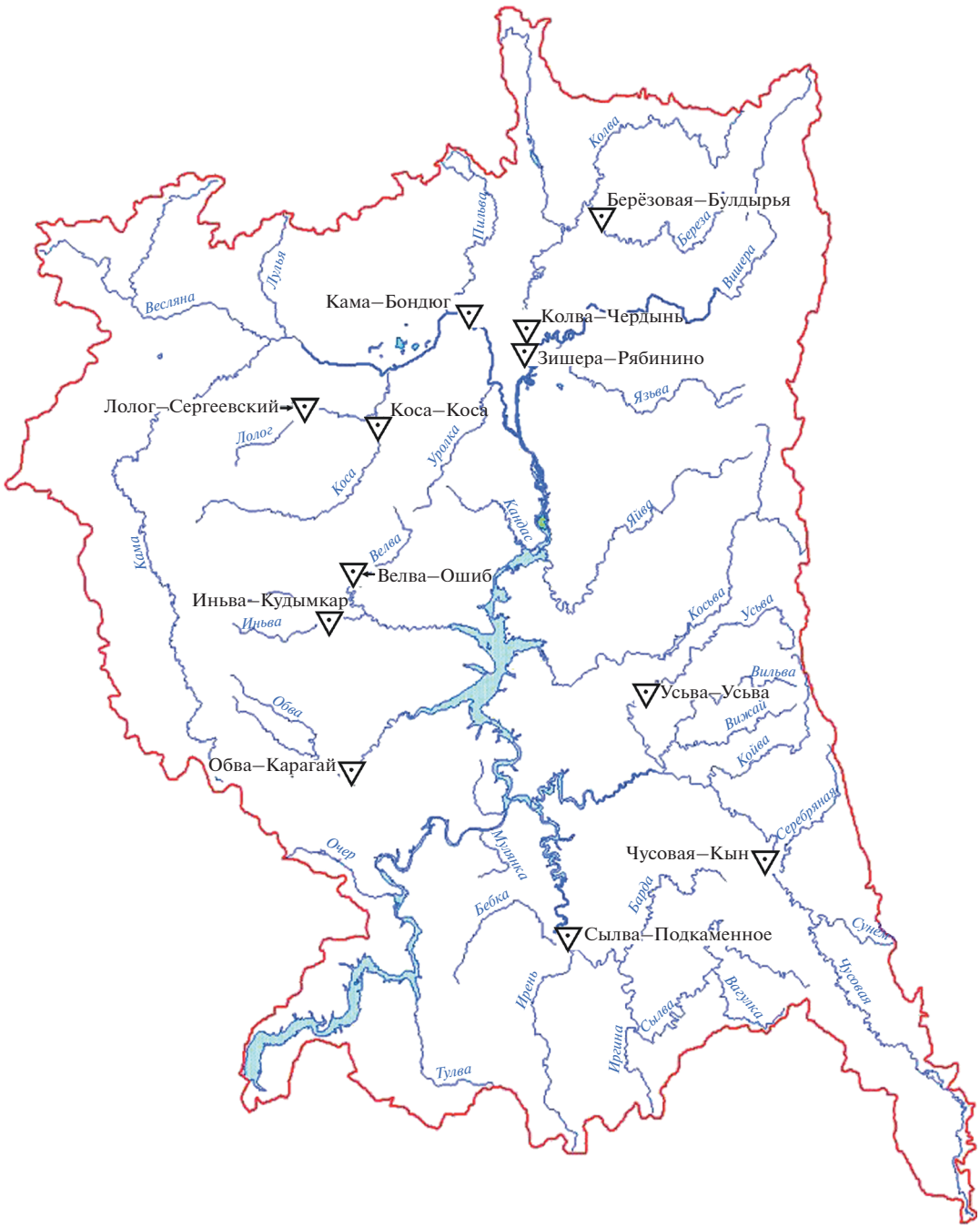


Рис. 1. Местоположение гидрологических постов на реках водосбора Воткинского водохранилища.
Fig. 1. River's gauge station location of the Votkinsk reservoir catchment.

1936–1997 и 1998–2017 гг. с использованием двумерного нормального распределения:

1. Принципиальная возможность описания данных по сроку и ЛДСТ с помощью двумерного нормального распределения установлена путем визуального анализа диаграмм рассеяния пары срок–ЛДСТ с нанесенным на них графиком 95% эллипса рассеяния.

2. Формальная проверка гипотезы о двумерном нормальном распределении исходных данных выполнена с помощью тестов Мардиа, основывающихся на анализе многомерной асимметрии и многомерного эксцесса (Mardia, 1974).

3. Однородность двумерных данных по периодам 1936–1997 и 1998–2017 гг. проверялась с помощью критерия Хоттелинга (Johnson, Wichern, 2007). Его применение предполагает равенство

ковариационных матриц у сопоставляемых генеральных двумерных нормальных совокупностей. Проверка гипотезы о равенстве ковариационных матриц данных, соответствующих сопоставляемым периодам наблюдений, выполнена с помощью критерия Бокса (Johnson, Wichern, 2007), представляющего обобщение критерия Бартлетта, применяемого для проверки гипотезы о равенстве дисперсий нескольких совокупностей, на случай многомерных данных.

Расчёты проводились с использованием пакета Statistica 8.0 и системы аналитических вычислений Wolfram Mathematica 9.0.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 2 представлены многолетние колебания сроков появления устойчивых ледяных образований и продолжительности ледостава на реках за весь период наблюдений с 1936 по 2018 г., осредненные по 12 ГП. В последние десятилетия наблюдается увеличение амплитуды колебаний, а также смещение срока в позднюю сторону и уменьшение продолжительности ЛДСТ (см. рис. 2). Таким образом, встаёт задача анализа этих колебаний и оценки статистической значимости происходящих изменений.

Для проверки гипотезы случайности имеющихся данных за весь период наблюдений использован критерий инверсий. Реальный уровень значимости (*p-value*) критерия вычисляли с использованием точного распределения статистики критерия инверсий (Ивченко, Медведев, 1992). Расчёты показали, что по данным за весь период наблюдений с 1936 по 2018 г. гипотезу случайности следует отклонить по 4 ГП при анализе срока и по 9 ГП при анализе по ЛДСТ с уровнями значимости, не превосходящими 0.058 и 0.070 соответственно. Это свидетельствует о наличии статистически значимых изменений в поведении временных рядов. Возможными причинами этих изменений могут быть: наличие внутрирядной связанности или тренда рядов наблюдений; изменение их числовых характеристик (среднего, дисперсии) или законов распределения.

Для проверки наличия внутрирядной связанности исходных данных применён Q-критерий Бокса–Льюнга (Боровиков, Ивченко, 2006). Результаты расчётов приведены в табл. 1: по данным за весь период наблюдений гипотезу об отсутствии внутрирядной связанности следует отклонить по 5 ГП при анализе срока и по 4 ГП при анализе ЛДСТ с уровнями значимости, не превосходящими 0.060 и 0.056 соответственно. В этой связи для всех ГП вместо модели случайной выборки была опробована возможность описания исходных данных с помощью модели временнóго ряда с линейным временным трендом. Представлены результаты проверки незначимости коэффициента наклона b модели (см. табл. 1), характеризующего наличие линейного тренда у временных рядов, как для Срока, так и для ЛДСТ: его оценка $\hat{b}$ и соответствующий ему уровень значимости (*p-value t*-критерия); по данным за весь период наблюдений гипотезу о равенстве нулю коэффициента наклона b следует отклонить по 5 ГП при анализе срока и по 6 ГП при анализе ЛДСТ с уровнями значимости не превосходящим 0.074 и 0.051 соответственно.

Модель линейного временнóго тренда даёт объяснение характера происходящих изменений лишь для части всех ГП наблюдений, в связи с чем рассмотрена возможность описания поведения временных рядов с помощью скачкообразной модели разладки, которая дает возможность определить момент времени начала скачкообразного изменения закона распределения вероятностей, описывающего поведение каждого из рядов наблюдений.

Для обнаружения момента разладки применялся метод разностно-интегральных кривых (рис. 3). По оси ординат (см. рис. 3, *а*) откладывались величины $\sum(\kappa - 1)$, где $\kappa = x_i/\overline{x}$, а x_i и $\overline{x}$ – соответственно сроки появления устойчивых ледяных образований в конкретном году и средние сроки за весь период наблюдений, выраженные в количестве дней осенью от 1 сентября (Калинин, 2020). По оси ординат (см. рис. 3, *б*) откладывались аналогичные величины для продолжительности ледостава.

В многолетнем разрезе наблюдается разделение на два разнонаправленных периода с точкой перегиба в 1997 г. Поэтому далее выполнено исследование рядов наблюдений отдельно для двух периодов: 1936–1997 и 1998–2017 гг. Применение критерия инверсий к анализу данных по этим периодам показало, что гипотеза случайности за период 1936–1997 гг. отклоняется только по сроку на ГП Лолог-Сергеевский. По трём ГП (Вишера–Рябинино, Усьва–Усьва и Колва–Чердынь) уровень значимости близок к 0.05. Во всех остальных случаях гипотезу случайности следует принять на уровне значимости не ниже 0.098.

Для проверки однородности рядов наблюдений с использованием параметрических критериев Стьюдента и Фишера необходимо предварительно исследовать эти ряды на соответствие нормальному закону распределения и на отсутствие внутрирядной связанности. Для этого использованы соответственно критерий Шапиро–Уилка и критерий Бокса–Льюнга. Результаты проверки возможности описания поведения временных рядов по периодам 1936–1997 и 1998–2017 гг. с помощью нормального закона распределения по критерию Шапиро–Уилка представлены в табл. 2.

По данным за период 1998–2017 гг. гипотеза нормальности принимается по всем ГП с уровнем

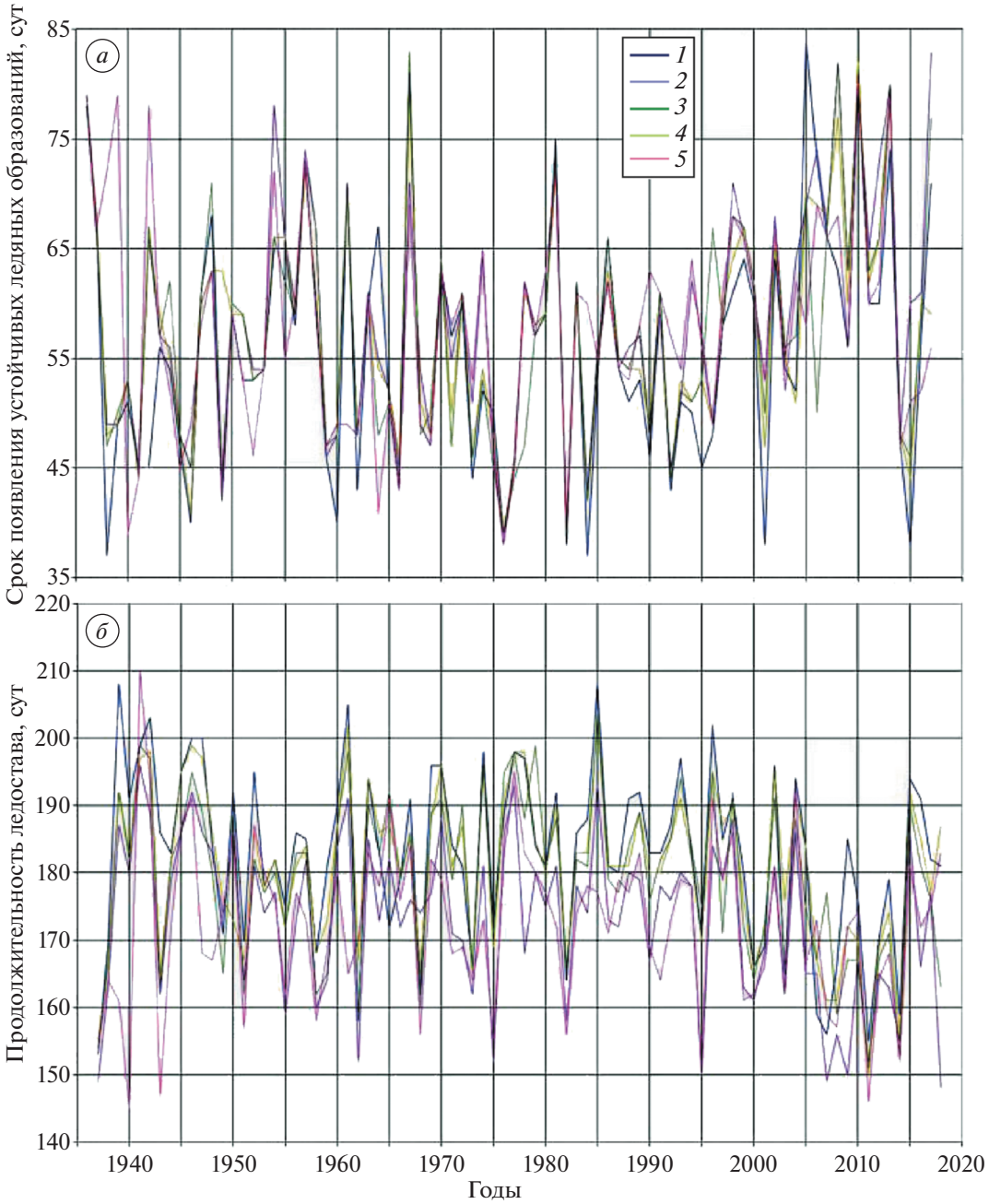


Рис. 2. Многолетние колебания срока появления устойчивых ледяных образований *(а)* относительно 1 сентября и продолжительности ледостава *(б)* на гидрологических постах рек водосбора Воткинского водохранилища: *1* – Березовая–Булдырья; *2* – Велва–Ошиб; *3* – Вишера–Рябинино; *4* – Кама–Бондюг; *5* – Чусовая–Кын.

Fig. 2. Long-term fluctuations of the date of ice formation (*а*) and the duration of freeze-up (*б*) on the rivers gauge stations of the Votkinsk reservoir catchment: *1* – Berezovaya–Buldyrya; *2* – Velva–Oshib; *3* – Vishera–Ryabinino; *4* – Kama–Bondyug; *5* – Chusovaya–Kyn.

значимости не ниже 0.128. По данным за период 1936–1997 гг. гипотеза нормальности принимается по 9 и 10 ГП соответственно с уровнем значимости не ниже 0.089. В остальных случаях реальный уровень значимости критерия оказался близким к 0.05. Проверка наличия автокорреляций по критерию Бокса–Льюнга по этим же периодам показала их отсутствие.

Таким образом, данные в пределах каждого из периодов 1936–1997 и 1998–2017 гг. можно рассматривать как выборки из результатов независимых наблюдений одной и той же случайной величины.

Установленный факт возможности описания исходных данных с помощью нормального зако-

Таблица 1. Реальные уровни значимости *Q*-критерия Бокса–Льюнга (*p-value*) и характеристики модели линейного временного тренда по данным за 1936–2017 гг.

Название ГП	Срок*/ЛДСТ**	Срок	ЛДСТ
	p-value Q-критерия	$\hat{b}$ ***/*p-value t-критерия*	
Березовая–Булдырья	0.177/0.159	0.069/0.188	–0.119/0.051
Велва–Ошиб	*0.006*/0.094	0.121/0.012	–0.168/0.002
Вишера–Рябинино	0.322/0.108	0.05/0.275	–0.089/0.106
Иньва–Кудымкар	0.258/0.493	0.086/0.074	–0.133/*0.024*
Кама–Бондюг	0.502/0.108	0.078/0.119	–0.103/0.076
Колва–Чердынь	0.233/0.142	0.06/0.223	–0.099/0.089
Коса–Коса	0.059/0.056	0.105/0.03	–0.132/*0.023*
Лолог–Сергеевский	*0.024/0.016*	0.037/0.474	–0.066/0.294
Обва–Карагай	*0/0*	0.152/*0.005*	–0.266/*0*
Сылва–Подкаменное	*0.06*/0.004	0.107/*0.022*	–0.193/*0*
Усьва–Усьва	0.182/0.227	0.041/0.374	–0.037/0.51
Чусовая–Кын	0.391/0.431	0.045/0.329	–0.038/0.509

*Появление устойчивых ледяных образований; **Продолжительность периода ледостава; ***$\hat{b}$ – оценка коэффициента *b* уравнения (1). Значения реальных уровней значимости применяемых критериев, меньшие 0.025, отображены курсивом, значения в диапазоне от 0.025 до 0.075 – подчеркиванием, значения, большие 0.075, – прямым шрифтом.

Таблица 2. Результаты проверки одномерной и двумерной нормальности временных рядов

Название ГП	Реальные уровни значимости по критерию Шапиро–Уилка		Реальные уровни значимости критериям двумерной нормальности	
	Срок*/ЛДСТ**		Критерий эксцесса/Критерий асимметрии	
	1936–1997 гг.	1998–2017 гг.	1936–1997 гг.	1998–2017 гг.
Березовая–Булдырья	0.198/0.345	0.752/0.278	0.305/0.467	0.475/0.766
Велва–Ошиб	0.323/0.036	0.802/0.137	0.936/0.486	0.381/0.690
Вишера–Рябинино	0.202/0.101	0.824/0.895	0.599/0.388	0.968/0.227
Иньва–Кудымкар	0.547/0.665	0.858/0.153	0.852/0.235	0.901/0.210
Кама–Бондюг	0.049/0.059	0.424/0.478	0.343/0.490	0.779/0.522
Колва–Чердынь	0.043/0.516	0.649/0.400	0.529/0.426	0.773/0.497
Коса–Коса	0.225/0.089	0.272/0.173	0.271/0.637	0.863/0.937
Лолог–Сергеевский	0.032/0.116	0.871/0.653	0.533/0.461	0.046/0.040
Обва–Карагай	0.431/0.379	0.700/0.151	0.187/0.938	0.363/0.914
Сылва–Подкаменное	0.963/0.588	0.340/0.128	0.156/0.238	0.312/0.440
Усьва–Усьва	0.111/0.429	0.445/0.722	0.327/0.689	0.585/0.297
Чусовая–Кын	0.274/0.576	0.482/0.998	0.753/0.970	0.391/0.205

*Появление устойчивых ледяных образований; **Продолжительность периода ледостава. Значения реальных уровней значимости применяемых критериев, меньшие 0.025, отображены курсивом, значения в диапазоне от 0.025 до 0.075 – подчеркиванием, значения, большие 0.075, – прямым шрифтом.

на распределения послужил основанием для применения критерия Стьюдента с целью уточнения момента возможной разладки в рядах наблюдений. Как видно из рис. 4, имеет место подтверждение сделанному разбиению исходных временных рядов на два периода.

Таким образом, встает задача формальной проверки гипотезы однородности данных по периодам 1936–1997 и 1998–2017 гг. Отклонение гипотезы будет означать, что в установленный момент времени 1997 г. произошла разладка временных рядов, выразившаяся в статистически

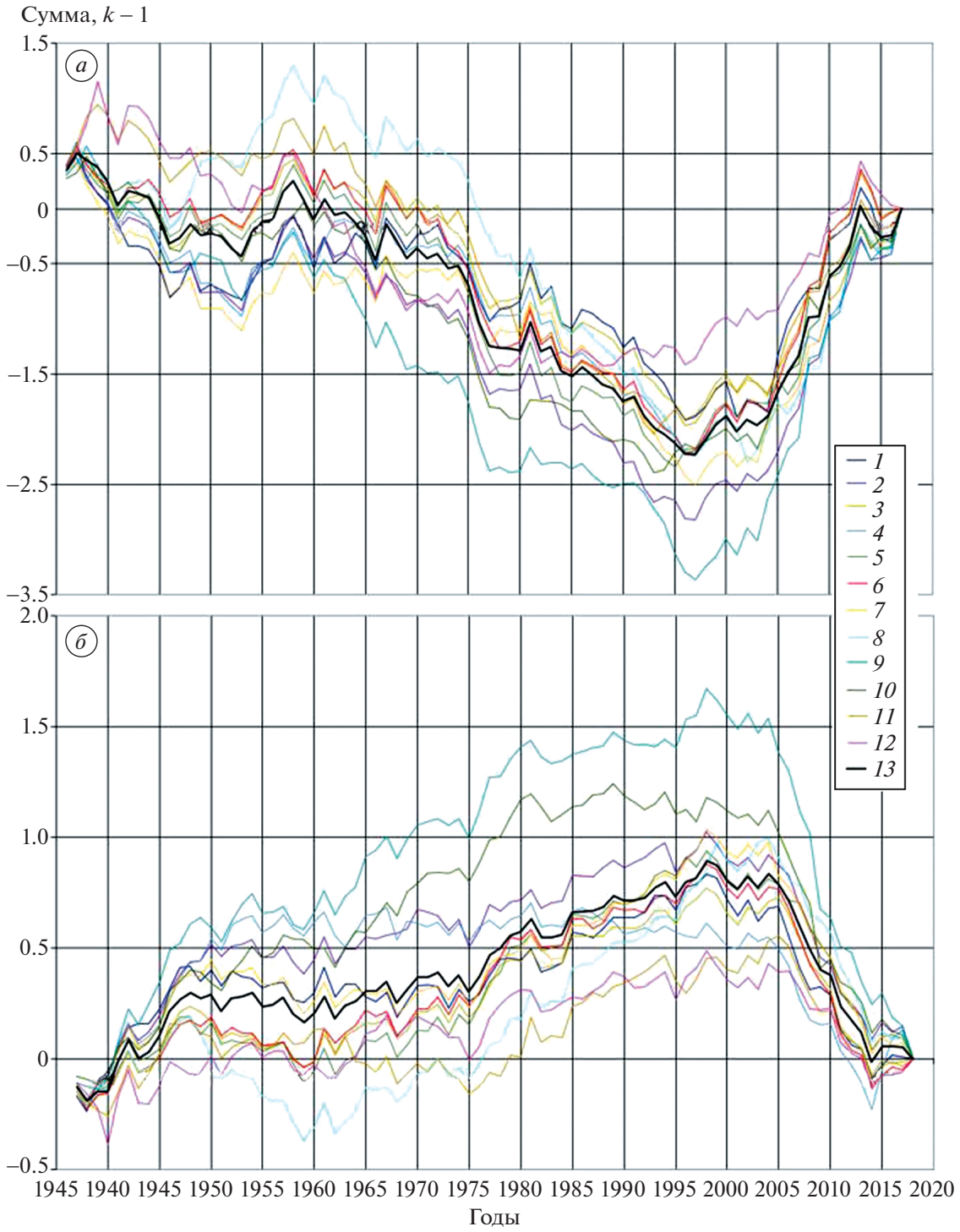


Рис. 3. Разностно-интегральные кривые срока появления устойчивых ледяных образований *(а)* и продолжительности ледостава *(б)* на гидрологических постах рек водосбора Воткинского водохранилища: *1* – Березовая–Булдырья; *2* – Велва–Ошиб; *3* – Вишера–Рябинино; *4* – Иньва–Кудымкар; *5* – Кама–Бондюг; *6* – Колва–Чердынь; *7* – Коса–Коса; *8* – Лолог–Сергеевский; *9* – Обва–Карагай; *10* – Сылва–Подкаменное; *11* – Усьва–Усьва; *12* – Чусовая–Кын; *13* – среднее.

Fig. 3. Difference-integral curves of the date of ice formation (*а*) and the duration of freeze-up (*б*) on the rivers gauge stations of the Votkinsk reservoir catchment: *1* – Berezovaya–Buldyrya; *2* – Velva–Oshib; *3* – Vishera–Ryabinino; *4* – Inva–Kudymkar; *5* – Kama–Bondyug; *6* – Kolva–Cherdyn; *7* – Kosa-Kosa; *8* – Lolog-Sergeevsky; *9* – Obva-Karagai; *10* – Sylva-Podkamennoye; *11* – Usva–Usva; *12* – Chusovaya–Kyn; *13* – Average.

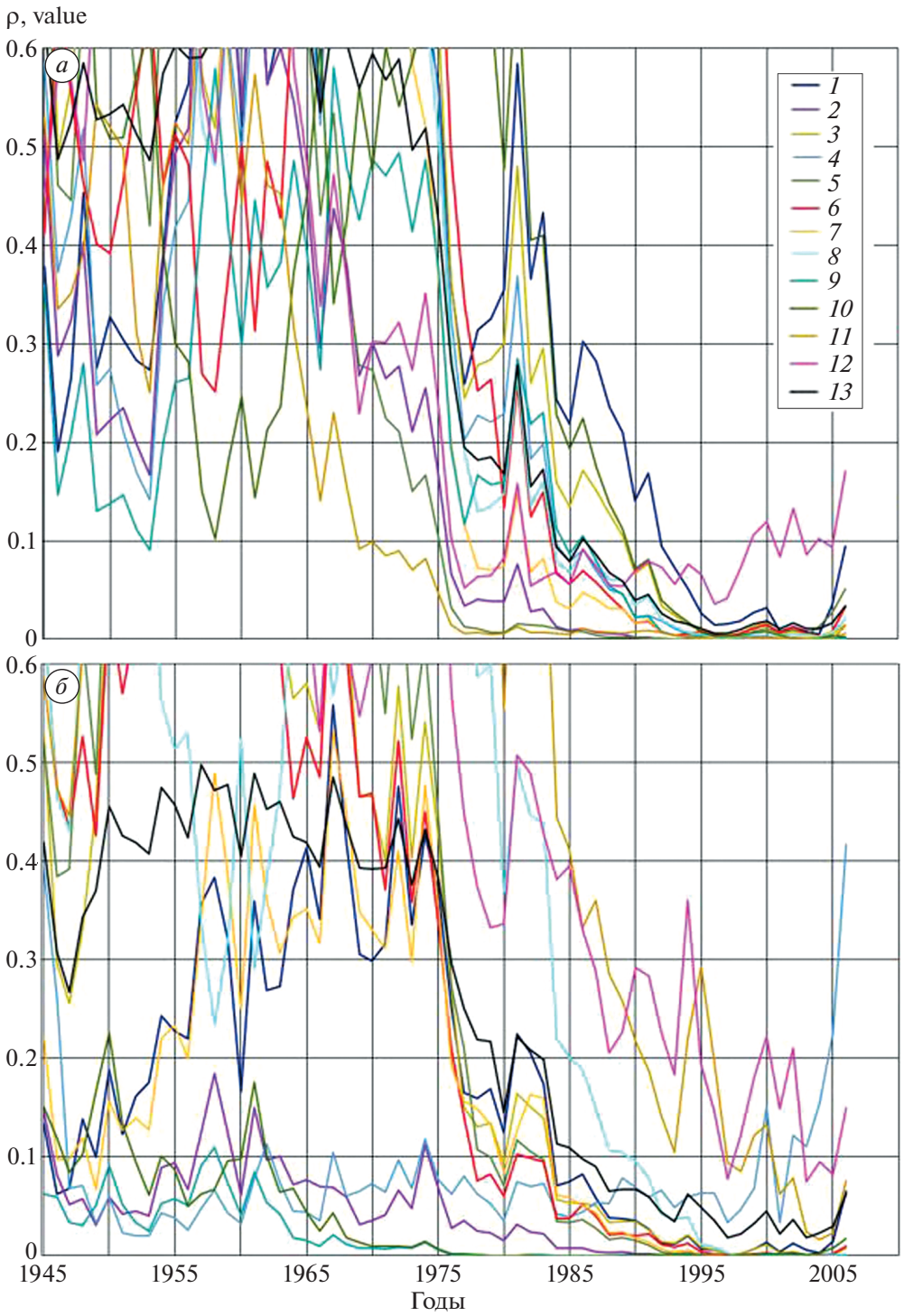


Рис. 4. Реальные уровни значимости *t*-критерия для срока появления устойчивых ледяных образований (*а*) и продолжительности ледостава (*б*) на гидрологических постах рек водосбора Воткинского водохранилища: *1* – Березовая–Булдырья; *2* – Велва–Ошиб; *3* – Вишера–Рябинино; *4* – Иньва–Кудымкар; *5* – Кама–Бондюг; *6* – Колва–Чердынь; *7* – Коса–Коса; *8* – Лолог–Сергеевский; *9* – Обва–Карагай; *10* – Сылва–Подкаменное; *11* – Усьва–Усьва; *12* – Чусовая–Кын; *13* – среднее; по оси ординат – реальный уровень значимости (*p-value*) *t*-критерия.

Fig. 4. *P*-values of significance of the *t*-test for the date of ice formation (*a*) and the duration of freeze-up (*б*) on the rivers gauge stations of the Votkinsk reservoir catchment: *1* – Berezovaya–Buldyrya; *2* – Velva–Oshib; *3* – Vishera–Ryabinino; *4* – Inva–Kudymkar; *5* – Kama–Bondyug; *6* – Kolva–Cherdyn; *7* – Kosa–Kosa; *8* – Lolog–Sergeevsky; *9* – Obva–Karagai; *10* – Sylva–Podkamennoye; *11* – Usva–Usva; *12* – Chusovaya–Kyn; *13* – average.

Таблица 3. Результаты проверки однородности двух частей временных рядов за периоды 1936–1997 и 1998–2017 гг.*

Название гидропоста	M1	M2	SD1	SD2	R1	R2	pF	pL	pBF	pT	pMU	pB	pH
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Березовая–Булдырья	54.1	61.1	10.4	12.1	–0.80	–0.84	0.374	0.774	0.745	*0.015*	*0.015*	0.877	*0.001*
	185	175	12.2	13.2			0.608	0.336	0.361	*0.002*	*0.003*		
Велва–Ошиб	56.2	67.2	9.2	9.7	–0.73	–0.92	0.730	0.851	0.857	*0.000*	*0.000*	0.071	*0.000*
	176	164	11.1	11.3			0.865	0.863	0.930	*0.000*	*0.000*		
Вишера–Рябинино	55.6	62.7	9.0	10.3	–0.76	–0.87	0.443	0.684	0.631	*0.004*	*0.006*	0.655	*0.007*
	183	174	10.8	12.3			0.452	0.497	0.498	*0.002*	*0.006*		
Иньва–Кудымкар	56.7	65.3	9.7	9.7	–0.72	–0.89	0.929	0.947	0.959	*0.001*	*0.001*	0.095	*0.003*
	172	165	11.5	15.0			0.124	0.225	0.342	0.033	*0.014*		
Кама–Бондюг	55.6	63.9	9.9	10.8	–0.81	–0.85	0.601	0.823	0.785	*0.002*	*0.003*	0.739	*0.002*
	182	171	11.7	10.9			0.767	0.661	0.680	*0.000*	*0.001*		
Колва–Чердынь	54.8	63.0	9.5	11.0	–0.78	–0.85	0.408	0.683	0.688	*0.002*	*0.002*	0.796	*0.003*
	184	173	11.2	13.2			0.340	0.309	0.317	*0.001*	*0.002*		
Коса–Коса	56.9	66.7	9.5	9.7	–0.79	–0.86	0.852	0.990	0.984	*0.000*	*0.000*	0.826	*0.000*
	178	166	11.6	11.4			1.000	0.720	0.762	*0.000*	*0.000*		
Лолог–Сергеевский	54.4	62.8	10.2	11.3	–0.82	–0.75	0.536	0.694	0.649	*0.003*	*0.004*	0.473	*0.007*
	182	172	12.4	13.9			0.480	0.531	0.547	*0.003*	*0.003*		
Обва–Карагай	57.8	71.4	9.2	13.2	–0.76	–0.94	0.038	0.123	0.135	*0.000*	*0.000*	0.043	*0.000*
	170	152	11.6	15.5			0.088	0.406	0.405	*0.000*	*0.000*		
Сылва–Подкаменное	61.4	70.6	8.3	12.2	–0.66	–0.96	0.025	0.067	0.121	*0.000*	*0.001*	*0.000*	*0.000*
	164	151	9.4	13.0			0.055	0.252	0.275	*0.000*	*0.000*		
Усьва–Усьва	54.9	62.2	9.7	8.6	–0.75	–0.86	0.575	0.404	0.413	*0.003*	*0.004*	0.091	*0.009*
	174	168	12.2	10.9			0.592	0.484	0.522	0.094	0.079		
Чусовая–Кын	56.5	61.6	10.0	8.9	–0.79	–0.87	0.607	0.542	0.553	0.041	0.042	0.414	0.123
	174	168	12.4	11.2			0.659	0.687	0.710	0.078	0.059		

*M1, M2 – среднее значение показателя за периоды 1936–1997 и 1998–2017; SD1, SD2 – среднеквадратичное отклонение показателя за периоды 1936–1997 и 1998–2017; R1, R2 – коэффициенты корреляции между сроком и ЛДСТ за периоды 1936–1997 и 1998–2017; pF, pL, pBF – реальные уровни значимости критериев Фишера, Левена и Брауна–Форсайта при проверке гипотезы о равенстве дисперсий за два периода; pT – реальные уровни значимости критерия Стьюдента при проверке гипотезы о равенстве средних за два периода; pMU – реальные уровни значимости критерия Манна–Уитни при проверке гипотезы однородности временных рядов по двум периодам; pB – реальные уровни значимости критерия Бокса при проверке гипотезы о равенстве ковариационных матриц Срока и ЛДСТ за периоды 1936–1997 гг. и 1998–2017 гг.; pH – реальные уровни значимости критерия Хотеллинга при проверке гипотезы однородности временных рядов по двум периодам и одновременно по Сроку и ЛДСТ. По каждому посту в колонках 2–5 и 8–12 в верхней строке приведены результаты расчетов по сроку, а в нижней – по ЛДСТ. Значения реальных уровней значимости применяемых критериев, меньшие 0.025, отображены курсивом, значения в диапазоне от 0.025 до 0.075 – подчеркиванием, значения, большие 0.075, – прямым шрифтом

значимых изменениях средних значений исследуемых показателей (табл. 3, колонки 2–3) или среднеквадратичных отклонений (табл. 3, колонки 4–5). Согласно результатам (см. табл. 3, колонки 8–12), по всем ГП, кроме Усьва–Усьва и Чусовая–Кын, гипотеза однородности отклоняется. Для ГП Усьва-Усьва по сроку гипотеза однородности отклоняется, а по ЛДСТ принимается с уровнем значимости, меньшим 0.1. Для ГП Чусовая–Кын реальный уровень значимости критериев однородности по сроку и ЛДСТ оказался в интервале 0.04–0.1.

Выводы относительно наличия момента разладки временных рядов в 1997 г. делаются на основе совместного анализа поведения срока и ЛДСТ по периодам 1936–1997 и 1998–2017 гг. В качестве исходных данных по каждому из 12 ГП используются пары значений срока и ЛДСТ. Тем самым предпринята попытка устранить противоречивость выводов, полученных на основе анализа отдельных характеристик. При реализации этого подхода используется модель двумерного нормального распределения. О принципиальной возможности описания двумерных данных с по-

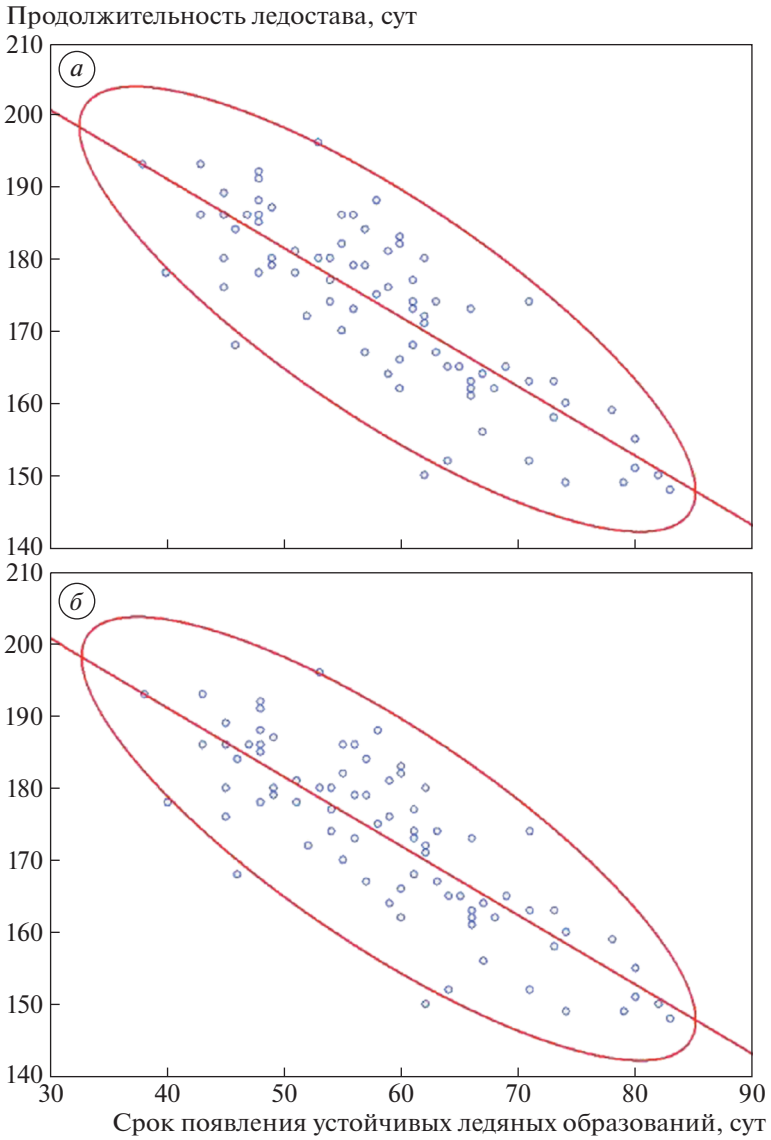


Рис. 5. Диаграммы рассеивания*, эллипсы рассеивания уровня 0.95** и линейные регрессионные зависимости продолжительности ледостава от срока появления устойчивых ледяных образований: (*а*) – гидрологический пост Велва-Ошиб; (*б*) – гидрологический пост Колва-Чердынь.
* – изображение в виде точек значений исследуемых характеристик; ** – границы областей, рассчитанные на основе двумерного нормального распределения, в которых должно находиться около 95% значений исследуемых характеристик.

Fig. 5. Scatterplots*, scatter ellipses of the level 0.95** and linear regression dependences of the freeze-up duration on the period of appearance of stable ice formation: (*a*) – gauge station Velva-Oshib; (*б*) – gauge station Kolva–Cherdyn.
* – mathematical diagram using Cartesian coordinates of the studied characteristics values; ** – the boundaries of the areas calculated on the basis of a two-dimensional normal distribution, in which about 95% of the studied characteristics values should be located.

мощью этого закона можно судить на основе визуального анализа диаграмм рассеяния пары срок–ЛДСТ с нанесенным на них графиком 95%-ного эллипса рассеяния (рис. 5).

Формальная проверка гипотезы о двумерном нормальном распределении исходных данных выполнена в САВ Mathematica с помощью тестов Мардиа (Mardia, 1974): Mardia Kurtosis – критерия эксцесса и Mardia Skewness – критерия асимметрии многомерного нормального распределения (см. табл. 2). По всем ГП и всем критериям, исключая ГП Лолог-Сергеевский (период 1998–2017 гг.), гипотеза нормальности принимается на уровне значимости не ниже 0.156. Для ГП Лолог-Сергеевский уровень значимости по периоду 1998–2017 гг. оказался на уровне 0.05.

Значения коэффициентов корреляции Пирсона (см. табл. 3, колонки 6–7) приведены между сроком и ЛДСТ по двум периодам. Они оказались достаточно близкими по величине. Формальная

проверка гипотезы о равенстве ковариационных матриц данных, соответствующих сопоставляемым периодам наблюдений, выполнена с помощью критерия Бокса (см. табл. 3, колонка 13). По 9 из 12 ГП гипотеза о равенстве ковариационных матриц может быть принята на уровне значимости не ниже 0.091. Однородность двумерных данных по периодам 1936–1997 и 1998–2017 гг. исследована с помощью критерия Хоттелинга (см. табл. 3, колонка 14). По 11 ГП уровень значимости не превышает значения 0.009, что позволяет уверенно отклонить гипотезу однородности. Что касается 12-го ГП Чусовая–Кын, то гипотеза однородности может быть принята на уровне значимости 0.123.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполнено исследование многолетней изменчивости сроков появления ледяных образований и продолжительности периода ледостава на реках водосбора Воткинского водохранилища. Анализ данных за весь период наблюдений 1936–2018 гг. с помощью критерия инверсий показал наличие статистически значимых изменений в поведении временных рядов. Последующее применение Q-критерия Бокса-Льюнга позволило сделать вывод о возможном наличии линейного тренда во временных рядах. Статистический анализ данных с применением модели парной линейной регрессии подтвердил этот вывод для половины постов.

С помощью скачкообразной модели разладки получено другое более содержательное объяснение происходящих изменений в поведении исследуемых показателей. Методами разностно-интегральных кривых и критерия Стьюдента установлено, что разладка временных рядов по сроку и ЛДСТ произошла в 1997 г. Статистический анализ данных по 12 ГП для двух периодов 1936–1997 и 1998–2017 гг. отдельно по сроку и ЛДСТ, а также совместно по этим двум характеристикам показал следующее:

1) в пределах каждого периода исходные данные получены в результате независимых наблюдений в неизменных условиях; для описания поведения исследуемых характеристик возможно применение одномерного и двумерного нормальных распределений; внутрирядные автокорреляции в рядах наблюдений отсутствуют;

2) для всех ГП, за исключением Чусовая–Кын, гипотезу об однородности данных по двум периодам следует отклонить, что свидетельствует о статистически значимых смещениях сроков появления ледяных образований в позднюю сторону на 7–14 дней и сокращению продолжительности периода ледостава на 6–18 дней (наименьшие смещения характерны для горных рек центральной и южной частей водосбора, наибольшие – для равнинных рек северной и центральной частей);

3) переход от раздельного анализа сроков появления ледяных образований и продолжительности периода ледостава к их совместному анализу не повлиял на характер полученных результатов.

Полученные результаты дают возможность совершенствовать прогнозирование ледово-термического режима рек и улучшить планирование и организацию работы водного транспорта и гидротехнических сооружений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агафонова С.А., Фролова Н.Л., Суркова Г.В. Современные характеристики ледового режима арктических рек России и их возможные изменения в XXI веке // Тр. Всеросс. конф. “Гидрометеорология и экология: научные и образовательные достижения и перспективы”. СПб.: ООО “Аграф+”, 2017. С. 17–21.

Балков В.А., Шкляев А.С. Изменение сроков вскрытия р. Камы у г. Перми в связи с потеплением климата // Учен. зап. Пермского ун-та. 1960. Т. 15. Вып. 2. С. 103–107.

Бендат Дж., Пирсол А. Прикладной анализ случайных данных. М.: Мир, 1989. 540 с.

Боровиков В.П., Ивченко Г.И. Прогнозирование в системе Statistica в среде Windows: Основы теории и интенсивная практика на компьютере. М.: Финансы и статистика, 2006. 368 с.

Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Росгидромет. М.: 2014. 1009 с.

Гинзбург Б.М. Сроки замерзания и вскрытия рек в конце XX века и возможные их изменения в XXI веке // Метеорология и гидрология. 2005. № 12. С. 88–97.

Гинзбург Б.М., Гурова И.Н. Ледовый режим рек России в условиях современного климата и его возможные изменения // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2007. № 6. С. 31–35.

Гинзбург Б.М., Солдатова И.И. Многолетние колебания сроков замерзания и вскрытия рек в различных географических зонах // Метеорология и гидрология, 1996. № 6. С. 101–108.

Ивченко Г.И., Медведев Ю.И. Математическая статистика. М.: Высшая школа, 1992. 304 с.

Калинин В.Г. Ледовый режим рек и водохранилищ бассейна Верхней и Средней Камы. Пермь: Пермский гос. ун-т, 2008. 252 с.

Калинин В.Г. О выборе репрезентативного расчётного 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

Калинин В.Г., Трофимов Н.А. О выборе необходимой продолжительности периода наблюдений ледового режима рек // Метеорология и гидрология. 2001. № 8. С. 78–88.

Калинин Г.С. Ледовые явления на реках водосбора Воткинского водохранилища и влияние на них физико-географических факторов и атмосферной циркуляции. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Пермь: Пермский гос. ун-т, 1974. 213 с.

Смахтин В.К. Ледовый режим озер Забайкалья в условиях современного потепления // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 225–230.

Chen Y., She Y. Long-term variations of river ice breakup timing across Canada and its response to climate change. Cold Regions Science and Technology. 2020. 176 p.

Johnson R.A., Wichern D.W. Applied Multivariate Statistical Analysis. Pearson Education, Inc. 2007. 794 p.

Kalinin V.G., Chichagov V.V. Long-term variability of ice formation dates on the rivers of the Votkinsk reservoir catchment // Russian Meteorology and Hydrology. 2014. V. 39. №. 7. P 491–497.

Kalinin V.G., Chichagov V.V. Changes in river ice formation dates and tests for their statistical significance assessment // Russian Meteorology and Hydrology. 2019. V. 44. №. 9. P. 613–622.

Korhonen J. Long-term changes and variability of the winter and spring season hydrological regime in Finland. Academic dissertation in geophysics. Helsinki: Institute for Atmospheric and Earth System Research Doctoral dissertation, 2019.

Livingstone D.M. Break-up dates of alpine lakes as proxy data for local and regional mean surface air temperatures. Climatic Change, 1997. V. 37. №. 2. P. 407–439.

Livingstone D.M. Ice break-up on southern Lake Baikal and its relationship to local and regional air temperatures in Siberia and to the North Atlantic Oscillation. Limnology and Oceanography. 1999. V. 44. №. 6. P. 1486–1497.

Mardia K.V. Applications of Some Measures of Multivariate Skewness and Kurtosis in Testing Normality and Robustness Studies // Sankhyā: The Indian Journ. of Statistics, Ser. B (1960–2002), 1974. V. 36. №. 2. P. 115–128.

Maslanik J.A., Barry R.G. Lake ice formation and breakup as an indicator of climate change: potential for monitoring using remote sensing techniques / The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources (Proc. of the Vancouver Symposium, August 1987). IAHS Publ. 1987. №. 168. P. 153–161.

Pettitt A.N. A non-parametric approach to the change-point problem // Journ. of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics), 1979. V. 28. №. 2. P. 126–135.

Tanaka M., Yoshino M.M. Re-examination of the climatic change in central Japan based on freezing dates of Lake Suwa // Weather. 1982. №. 37. P. 252–259.

Citation: Kalinin V.G., Chichagov V.V. Changes in the river's ice regime characteristics of the Votkinskoe Reservoir catchment for 1936–2018. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (2): 283–295. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423020084

Changes in the River's Ice Regime Characteristics of the Votkinskoe Reservoir Catchment for 1936–2018

V. G. Kalinin[a,#] and V. V. Chichagov[a]

[a] *Perm State University, Perm, Russia*

[#]*e-mail: vgkalinin@gmail.com*

The paper is devoted to the study of long-term variability of the stable dates of ice formation and the duration of the freeze-up period at 12 gauges on the rivers of the Votkinskoe Reservoir catchment for 1936–2018. It turns out which of the statistical models is more consistent with the series of observations: the resampling model, the linear regression model, or the model of the change in the mean value starting from a certain point in time. The study was carried out in two stages. At the first stage the stable dates of ice formation and the duration of the freeze-up data were analyzed separately for each gauge. There were tested: the hypotheses of randomness, normality of the series of observations, hypotheses about the absence of a linear trend and autocorrelations in the data; hypotheses of homogeneity of series of observations. At the second stage the stable dates of ice formation and the duration of the freeze-up data were analyzed jointly using a two-dimensional normal distribution model for each gauge. There were tested: the hypotheses on two-dimensional normality and equality of data covariance matrices; the hypothesis of homogeneity of two-dimensional data. Using the methods of difference-integral curves and t-test revealed statistically significant changes in the behavior of the characteristics under consideration with the change point in 1997. Within each of the periods 1936–1997 and 1998–2017 for all gauges, the initial data allow describing the behavior of the characteristics under study using a resampling model, the elements of which have the same normal distribution law. There are no autocorrelations in the observation series. At the same time, statistically significant shifts in the dates of ice formation to the late side by 7–14 days and a reduction in the duration of the freeze-up period by 6–18 days were established. The transition from a separate analysis of the dates of ice formation and the duration of the freeze-up period to their joint analysis did not affect the nature of the results obtained. The results make it possible to improve the forecasting of the ice-thermal regime of rivers and improve the planning and organization of the work of water transport and hydraulic structures.

Keywords: ice formation dates, duration of freeze-up, long-term series, randomness and homogeneity tests

REFERENCES

Agafonova S.A., Frolova N.L., Surkova G.V. Modern characteristics of the ice regime of the Arctic rivers of Russia and their possible changes in the XXI century. *Gidrometeorologiya i ekologiya: nauchnye i obrazovatel'nye dostizheniya i perspektivy.* Hydrometeorology and ecology: scientific and educational achievements and prospects. Saint Petersburg: "Agraf+", 2017: 17–21. [In Russian].

Balkov V.A. Change in the timing of the opening of the Kama River near Perm due to climate warming. *Uchyonye zapiski Permskogo universiteta.* Scien. zap. Perm University.1960, 15 (2): 103–107. [In Russian].

Bendat Dzh., Pirsol A. Prikladnoj analiz sluchajnyh dannyh. Applied analysis of random data. Moscow: Mir, 1989: 540. [In Russian].

Borovikov V.P., Ivchenko G.I. Prognozirovanie v sisteme Statistica v srede Windows: Osnovy teorii i intensivnaya praktika na komp'yutere. Forecasting in the Statistica system in a Windows environment: Fundamentals of theory and intensive practice on a computer. Moscow: Finance and statistics, 2006: 368. [In Russian].

Vtoroy otsenochnyi doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii. Second estimation report on climate changes and their consequences on the territory of Russian Federation. Moscow: Roshydromet, 2014: 1009. [In Russian].

Ginzburg B.M. The timing of freezing and opening of rivers at the end of the XX century and their possible changes in the XXI century. *Meteorologiya i gidrologiya.* Meteorology and hydrology, 2005, 12: 88–97. [In Russian].

Ginzburg B.M., Gurova I.N. Ice regime of Russian rivers in the conditions of modern climate and its possible changes. Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya. Moscow University Bulletin. Series 5: Geography. 2007, 6: 101–108. [In Russian].

Ginzburg B.M., Soldatova I.I. Long-term fluctuations in the timing of freezing and opening of rivers in various geographical zones. *Meteorologiya i gidrologiya.* Meteorology and hydrology, 1996, 6: 101–108. [In Russian].

Ivchenko G.I., Medvedev YU.I. Mathematical statistics. Moscow: Vysshaya shkola, 1992: 304. [In Russian].

Kalinin V.G. Ice regime of rivers and reservoirs of the Upper and Middle Kama basin: Monograph. Perm: Perm State University. 2008: 252. [In Russian].

Kalinin V.G. On the choice of a representative estimated observation period in the study of the ice regime of rivers. *Geograficheskij vestnik.* Geographical Bulletin. 2020, 1 (52): 120–129 [In Russian]. https://doi.org/10.17072/2079-7877-2020-1-120-129

Kalinin V.G., Trofimov N.A. On the choice of the necessary duration of the observation period of the ice regime of rivers. *Meteorologiya i gidrologiya.* Meteorology and hydrology, 2001, 8: 78–88. [In Russian].

Kalinin G.S. Ledovye yavleniya na rekah vodosbora Votkinskogo vodohranilishcha i vliyanie na nih fiziko-geograficheskih faktorov i atmosfernoj cirkulyacii. Ice phenomena on the rivers of the watershed of the Votkinsk reservoir and the influence of physical and geographical factors and atmospheric circulation on them. PhD. Perm: PGU, 1974: 213. [In Russian].

Smahtin V.K. The ice regime of the Trans-Baikal lakes in the conditions of modern warming. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (2): 225–230. [In Russian].

Chen Y., She Y. Long-term variations of river ice breakup timing across Canada and its response to climate change. Cold Regions Science and Technology, 2020: 176.

Johnson R.A., Wichern D.W. Applied Multivariate Statistical Analysis. Pearson Education, Inc. 2007: 794.

Kalinin V.G., Chichagov V.V. Long-term variability of ice formation dates on the rivers of the Votkinsk reservoir catchment. Russ. Meteorol. Hydrol. 2014, 39 (7): 491–497.

Kalinin V.G., Chichagov V.V. Changes in river ice formation dates and tests for their statistical significance assessment. Russ. Meteorol. Hydrol. 2019, 44 (9): 613–622.

Korhonen J. Long-term changes and variability of the winter and spring season hydrological regime in Finland. PhD. Helsinki: Institute for Atmospheric and Earth System Research Doctoral dissertation, 2019.

Livingstone D.M. Break-up dates of alpine lakes as proxy data for local and regional mean surface air temperatures. Climatic Change.1997, 37 (2): 407–439.

Livingstone D.M. Ice break-up on southern Lake Baikal and its relationship to local and regional air temperatures in Siberia and to the North Atlantic Oscillation. Limnology and Oceanography. 1999, 44 (6): 1486–1497.

Mardia K.V. Applications of Some Measures of Multivariate Skewness and Kurtosis in Testing Normality and Robustness Studies // Sankhyā: The Indian Journ. of Statistics, Ser. B (1960–2002). 1974, 36 (2): 115–128.

Maslanik J.A., Barry R.G. Lake ice formation and breakup as an indicator of climate change: potential for monitoring using remote sensing techniques. The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources (Proceedings of the Vancouver Symposium, August 1987). IAHS Publ. 1987, 168: 153–161.

Pettitt A.N. A non-parametric approach to the change-point problem // Journ. of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics). 1979, 28 (2): 126–135.

Tanaka M., Yoshino M.M. Re-examination of the climatic change in central Japan based on freezing dates of Lake Suwa. Weather. 1982, 37: 252–259.

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 2, с. 296–301

МОРСКИЕ, РЕЧНЫЕ И ОЗЁРНЫЕ ЛЬДЫ

УДК 502.6;910.3

О ЗАВИСИМОСТИ ПРОЦЕССА ЛЕДООБРАЗОВАНИЯ В ЛАДОЖСКОМ ОЗЕРЕ ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

© 2023 г. С. Г. Каретников[1,*]

[1] Институт озероведения РАН – СПБ ФИЦ РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: karetser@gmail.com

Поступила в редакцию 19.12.2022 г.
После доработки 14.03.2023 г.
Принята к публикации 31.03.2023 г.

Приведены дистанционные данные о распределении льда на акватории Ладожского озера за последние тридцать зим. По данным метеостанции Сортавала подсчитывались накопления льда после устойчивого перехода через 0°С в сторону отрицательных значений суммы среднесуточных температур воздуха. Получена схема продвижения кромки льда при замерзании озера в зависимости от накопленной суммы среднесуточных температур воздуха.

Ключевые слова: Ладожское озеро, первичные ледовые явления, температура воздуха, глубины озера

DOI: 10.31857/S2076673423020096, **EDN:** RUOZBJ

ВВЕДЕНИЕ

Наблюдения за пространственным распределением ледяного покрова на Ладожском озере методами ДЗЗ ведутся начиная с 1943 г., когда для обеспечения “Дороги жизни” понадобились сведения о замерзании и вскрытии озера. До 1996 г. регулярные облёты и ледовые авиаразведки проводило Северо-Западное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Результаты этих обследований публиковались и рассылались заинтересованным организациям в виде картосхем пространственного распределения льда с учётом его сплочённости. Позже на смену данным, по результатам ледовых авиаразведок, пришли спутниковые данные, которые вплоть до настоящего времени остаются основными для анализа пространственного распределения льда.

Подобные работы проводились на Онежском озере, где было рассмотрено, как процесс становления льда и его разрушения зависит от предшествующих этим процессам температур воздуха и их сумм (Баклагин, 2019). На Великих Американских озерах, которые замерзают не полностью, рассмотрена зависимость степени максимального распространения льда за зиму от сумм отрицательных температур воздуха и глубины водоемов (Assel et al., 2003).

На образование и разрушение льда на озере в наибольшей степени влияет баланс суммарного тепла на поверхности воды. Эта математическая задача наиболее полно рассмотрена в программе FLAKE (Kirillin et al., 2011). Для Ладожского озера эта программа была применена (Голосов и др., 2021) с использованием метеоданных реанализа, четыре узла которого окружают акваторию озера. При сравнении данных расчета полного теплового потока с более простыми получаемыми показателями, накопленной суммой среднесуточных температур воздуха, взятых на ближайшей метеостанции, при оценке снеготаяния на ледниках немецких Альп (Ismail et al., 2023) была обнаружена их взаимозаменяемость.

Цель работы – построение типичной для Ладожского озера схемы пространственного распределения необходимых для появления первичных ледовых явлений сумм накопления среднесуточных температур воздуха с учётом глубины озера.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе для фиксации ледовой обстановки на Ладожском озере применены обработанные автором ранее картосхемы авиационных снимков и информации со спутников серии MODIS (https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/). Для лучшей визуализации ледовых явлений применялся композиционный снимок 7-го (2.105–2.155 мкм), 2-го (0.841–0.876 мкм) и 1-го (0.620–0.670 мкм) каналов с пространственным разрешением в видимом участке спектра 250 м. Для дополнительной интерпретации использовались данные со спутников серии NOAA с аппаратурой AVHRR с пространственным разрешением около 1 км как в видимом

диапазоне (0.725–1.00 мкм), так и обработанные по программе ИКИ (Захаров и др., 1993) данные тепловых каналов (10.30–11.30 и 11.5–12.50 мкм). Данные о состоянии подстилающей поверхности с этих спутников доступны только в ясные дни. При длительном отсутствии безоблачных дней учитывалась информация со спутника Sentinel-1 (https://scihub.copernicus.eu/dhus/) с пространственным разрешением в радиодиапазоне SAR 100 м. Географическую трансформацию и привязку данных спутникового зондирования, их математическую обработку выполняли в программе SeaDAS 1.4. Все картосхемы ледовых авиационных обследований были оцифрованы в закрепленной на местности сетке с ячейкой 10 × 10 км с учётом сплоченности льда, указанной на картосхеме. В каждой из 180 ячеек на дату съёмки визуально указывалась балльность степени покрытия льдом с точностью 10%. Спутниковые данные, продолжившие ряд ледовых авиаразведок, обрабатывались по той же методике. Для анализа в статье было использовано 700 ледовых съёмок для периода становления ледостава дистанционными методами за последние тридцать зим (с 1992 по 2022 г.). Построенная таким образом электронная таблица позволила автору получить типичные схемы пространственного распределения льда при замерзании и его разрушении (Karetnikov, 2010, 2015), а также оценить изменения в этой типичной схеме, произошедшие за последние 55 лет (Karetnikov, 2021).

Для каждой из 180 ячеек рассчитывалась средняя её глубина по электронной модели дна Ладожского озера (Науменко, 1995). Процесс ледообразования на Ладожском озере начинается у берегов в мелководных южных губах. Далее ледяной покров распространяется в глубоководные районы озера, расположенные в северной его части. Граница между ледяным покровом различной сплоченности и свободной ото льда водой называется кромкой льда (Бушуев и др., 1974). Место в озере первого появления льда соответствует кромке льда на дату съёмки. Из электронной таблицы для каждой из 180 ячеек выбиралась дата, когда в каждую из тридцати зим фиксировалась первое появление льда с соответствующей накопленной к этой дате суммой среднесуточных температур воздуха.

При наблюдениях за динамикой ледовитости озера было обнаружено, что во время оттепелей, уменьшающих абсолютную величину суммы накопления отрицательных температур, уменьшается и площадь покрытия озера льдом. Поэтому вместо сумм накопления отрицательных среднесуточных температур воздуха для характеристики изменений ледовых условий предлагается в сумме накопления учитывать знак среднесуточной температуры воздуха после устойчивого перехода через 0°C в сторону отрицательных значений. Суммы накопления среднесуточных значений температур воздуха рассчитывались по данным метеостанции Сортавала, единственной для района Ладожского озера, метеоданные которой находятся в открытом доступе (http://aisori-m.meteo.ru/waisori/select.xhtml). Подсчёт сумм начинался с даты устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через 0°C в сторону отрицательных значений осенью. За дату устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C в сторону отрицательных значений осенью принимается первый день периода, когда сумма отрицательных среднесуточных значений температуры воздуха по абсолютной величине превышает сумму положительных среднесуточных значений в последующий оттепельный период. Рассчитанные на даты ледовых съёмок таким простым способом накопленные суммы предлагается использовать в качестве характеристики результирующего теплового потока. На основе осредненных за тридцать зим сумм среднесуточных температур воздуха, накопленных на дату первого появления льда в каждой ячейке, была построена схема, приведенная на рис. 1. Интерполяция между закрепленными на местности ячейками производилась методом Крайджинга с шагом 5 км в программе SURFER-11.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

При достижении суммы накопления температур воздуха $\sum T_{\text{возд}} = -50°\text{C}$ первый лёд появляется в южных мелководных губах Ладожского озера. По мере дальнейшего накопления сумм среднесуточных температур воздуха происходит закономерное появление ледовых явлений в глубоководной северной части озера. Из такой схемы следует, что должна существовать зависимость между суммой накопленных среднесуточных температур воздуха, необходимой для образования первичных ледовых явлений, и местом на озере, определяемым его глубиной. Представленная на рис. 2 корреляционная зависимость отображает общую тенденцию – с увеличением глубины увеличивается сумма накопления температур воздуха, необходимая для появления первичных ледовых явлений. По накопленной на определенную дату сумме среднесуточных температур воздуха, которую легко подсчитать, и используя статистически значимую (с уровнем значимости 0.05) зависимость, можно оценочно получить место в озере в зависимости от глубины, где будет находиться кромка льда

$$H = -0.27\sum T_{\text{возд.}} - 14.62,$$

где H – глубина, над которой происходит образование первичных ледовых явлений, м; $\sum T_{\text{возд.}}$ – накопленная на определенную дату сумма сред-

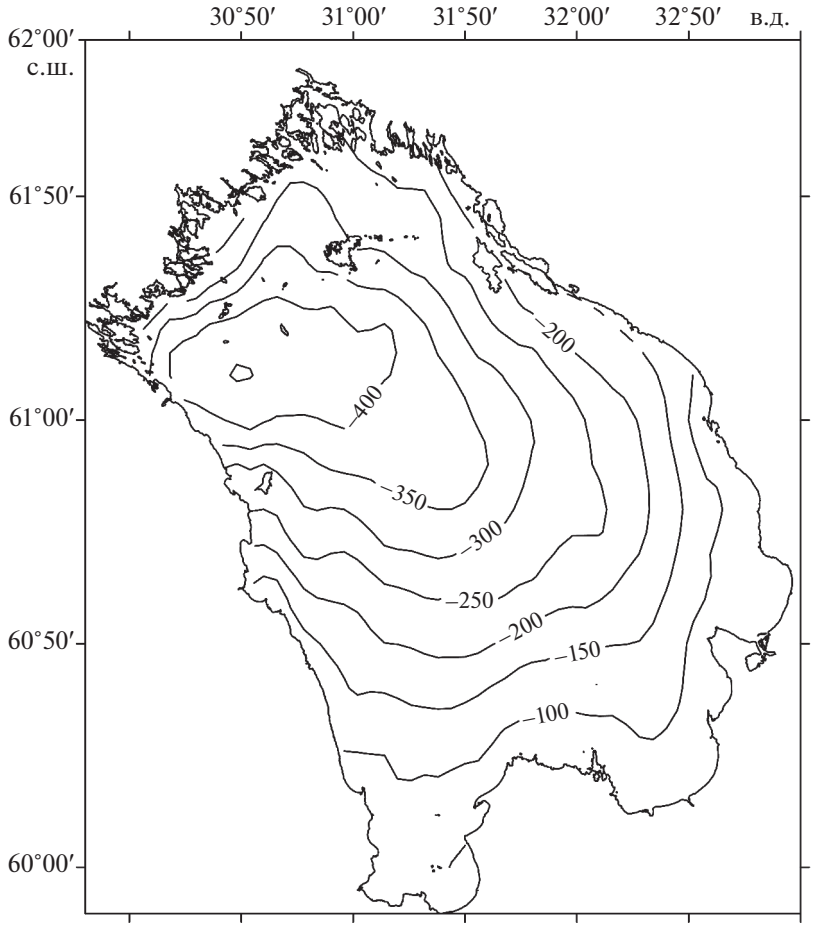


Рис. 1. Схема необходимой суммы среднесуточной температуры воздуха для образования первичных ледовых явлений на акватории Ладожского озера.

Fig. 1. The scheme of accumulated sum of the average daily air temperature required for the formation of primary ice phenomena on the Lake Ladoga water area.

несуточных температур воздуха, требуемая для появления льда, °C.

Предлагаемая зависимость описывает 3/4 случаев; оставшиеся 1/4 случаев можно объяснить ветровым переносом, который происходит без какой-либо закономерности, а чисто случайно, особенно в глубоководных частях озера. Аналогичное исследование было проведено на озёрах Финляндии (Korhonen, 2019), для которых определено минимальное количество градусо-дней, необходимое для образования ледостава. В Финляндии ледостав на мелких озёрах начинался сразу после перехода среднесуточных температур воздуха через 0°C в сторону отрицательных значений. На озёрах с глубиной 25 м ледостав наблюдается при достижении $\sum T_{\text{возд.}} = -200°\text{C}$.

Осреднённые за тридцать зим даты появления первичных форм льда в каждой закреплённой на местности ячейке, которые были получены в процессе настоящего исследования, сравнивались с имеющимися датами ледостава в тех же ячейках для периода после 1963 г. (Karetnikov, 2021). Вдоль берегов период от начала ледообразования до установления ледостава длится около 55 сут; чем дальше от берега, тем короче этот период, он сокращается до 45 сут. На большей части акватории озера в последние годы ледостава не образуется, хотя и отмечаются первичные формы ледовых явлений.

ВЫВОДЫ

На основе оцифрованных данных о пространственном распределении льда на Ладожском озере за 30-летний период удалось построить типичную схему продвижения в озере ледовой кромки в зависимости от накопления суммы среднесуточных температур воздуха. Период от начала ледообразования до установления ледостава колеблется от двух месяцев у берегов до полутора месяцев в открытой части озера. Предположительно

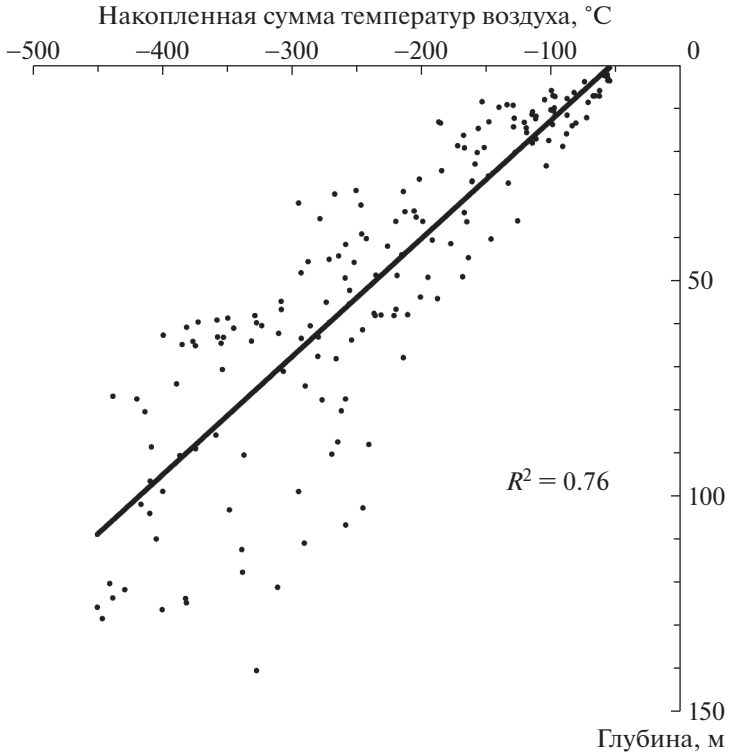


Рис. 2. Зависимость глубины места появления первичных ледовых явлений от накопленной суммы среднесуточных температур воздуха.

Fig. 2. Dependence of the depth of location of primary ice phenomena appearance on the accumulated sum of average daily air temperatures.

статистически значимая зависимость толщины водного слоя, над которым образуются первые ледовые явления, от сумм накопления среднесуточных температур воздуха позволит оценивать пространственное распределение льда на акваториях других озер.

Благодарности. Работа выполнена по теме плана НИР ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН на 2019–2023 гг. № FMNG-2019-0001 “Комплексная оценка динамики экосистем Ладожского озера и водоемов его бассейна под воздействием природных и антропогенных факторов”.

Acknowledgments. The work was carried out according to the research plan of Institute of Limnology RAS for 2019–2023 № FMNG-2019-0001 “Integrated assessment of Lake Ladoga ecosystem dynamics and its watershed under the influence of natural and anthropogenic factors”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баклагин В.Н. Влияние метеорологических условий на формирование ледового режима Онежского озера // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 4. С. 546–556. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-413

Бушуев А.В., Волков Н.А., Лощилов В.С. Атлас ледовых образований. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 138 с.

Голосов С.Д., Зверев И.С., Шипунова Е.А. Моделирование термодинамических процессов и экосистем Ладожского и Онежского озер на основе 3D-модели гидродинамики внутреннего моря // Современное состояние и проблемы антропогенной трансформации экосистемы Ладожского озера в условиях изменяющегося климата / Ред. С.А. Кондратьев, Ш.Р. Поздняков, В.А. Румянцев. М.: Изд-во РАН, 2021. С. 493–501.

Захаров М.Ю., Лупян Е.А., Мазуров А.А. Программа обработки данных прибора AVHRR спутников серии NOAA для персональных компьютеров // Исследование Земли из космоса. 1993. № 4. С. 62–68.

Каретников С.Г. Опыт создания схем замерзания и вскрытия Ладожского озера. // Научное обеспечение реализации “Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 года”. Т. 1. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. С. 433–439.

Науменко М.А. Новое определение морфометрических характеристик Ладожского озера // Доклады РАН. 1995. Т. 345. № 4. С. 514–517.

NASA’s OceanColor Web // Электронный ресурс. https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/ (Дата обращения: 19.12.2022)

Copernicus Open Access Hub // Электронный ресурс. https://scihub.copernicus.eu/dhus/ (Дата обращения: 19.12.2022)

Специализированные массивы для климатических исследований ВНИГМИ МЦД // Электронный ресурс. http://aisori-m.meteo.ru/waisori/select.xhtml (Дата обращения: 19.12.2022)

Assel R., Cronk K., Norton D. Recent trends in Laurentian Great Lakes ice cover // Climatic Change. 2003. V. 57. № 1–2. P. 185–204.

Ismail M.F., Bogacki W., Disse M., Schäfer M., Kirschbauer L. Estimating degree-day factors of snow based on energy flux components // The Cryosphere. 2023. № 17. P. 211–231. https://doi.org/10.5194/tc-17-211

Karetnikov S.G. Lake Ladoga Freezing and Break-up Analysis // The 20th IAHR International Symposium on ice/ 14–17 June 2010, Lahti, Finland. 2010 V. 1. P. 182–189.

Karetnikov S.G. Manifestation of climatic change in the ice phenology of Lake Ladoga over the past 55 years. // Ice and Snow. 2021. V. 61. № 2. P. 241–247. https://doi.org/10.31857/S2076673421020085

Kirillin G., Nützmann G., Hochschild J., Mironov D., Terzhevik A., Golosov S. FLake-GLOBAL: Online lake model with worldwide coverage // Environmental Modelling & Software. 2011. V. 26. № 5. P. 683–684.

Korhonen J. Long-term changes and variability of the winter and spring season hydrological regime in Finland // University of Helsinki. Report series in Geophysics № 79. 2019. 82 p.

Citation: Karetnikov S.G. On the dependence of the ice formation in the Lake Ladoga on the air temperature. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (2): 296–301. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423020096

On the Dependence of the ice Formation in the Lake Ladoga on the Air Temperature

S. G. Karetnikov[a,#]

[a] *Institute of Limnology RAS, St. Petersburg, Russia*

[#]*e-mail: karetser@gmail.com*

The purpose of the work was to establish regularities of the ice formation in the largest European Lake Ladoga depending on the air temperature. The average daily air temperatures obtained at the Sortavala weather station for thirty years were used for the analysis. The main task was to determine the sums of accumulated average daily air temperatures necessary for the appearance of primary ice phenomena in areas with different depths of the Lake. To solve this problem digitized remote sensing data of the spatial distribution of ice in the fixed cells with known average depth and data on average daily air temperatures were used. For thirty last winters, the dates of the first ice appearance in each of 180 cells were selected, which were related to the accumulated to this date sum of mean daily air temperatures after its steady transition through 0°C towards the negative values. The resulting scheme of the accumulated sums of air temperatures needed for the ice appearance indicates their regular growth with increasing depth. It is assumed that this dependence will make it possible to assess dynamics of ice formation on other lakes.

Keywords: Lake Ladoga, Primary ice phenomena, air temperature, Lake depths

REFERENCES

Baklagin V.N. Influence of meteorological conditions on the formation of the ice regime at the Lake Onego. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (4): 546–556 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-413

Bushuyev A.V., Volkov N.A., Loschilov V.S. Atlas ledovy'kh obrazovanij. Atlas of ice formations. Leningrad: Hidrometeoizdat, 1974:138 p. [In Russian].

Golosov S.D., Zverev I.S., Shipunova E.A. Simulation of thermodynamic processes and ecosystems of Ladoga and Onega Lakes based on 3D model of inland sea hydrodynamics. *V knige: Sovremennoe sostoyanie i problemy antropogennoj transformacii ekosistemy Ladozhskogo ozera v usloviyah izmenyayushchegosya klimata*. Current state and problems of anthropogenic transformation of the Lake Ladoga ecosystem under conditions of changing climate. Moscow, RAS. 2021: 493–501 [In Russian].

Zaharov M.Yu., Lupyan E.A., Mazurov A.A. Program for NOAA AVHRR data processing using personal computers. *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics. 1993, 4: 62–68 [In Russian].

Karetnikov S.G. Experience in creating Lake Ladoga ice freezing and opening schemes. In the proceedings: Scientific support for the implementation of the "Water strategy of the Russian Federation for the period until 2020". Petrozavodsk: Karelian Scientific Center of the RAS. 2015: 433–439 [In Russian].

Naumenko M.A. The new definition of Lake Ladoga morphometric characteristics. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 1995, 345 (4): 514–517 [In Russian].

NASA's OceanColor Web Retrieved from: https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/ (Last access: 19 December 2022)

Copernicus Open Access Hub. Retrieved from: https://scihub.copernicus.eu/dhus/ (Last access: 19 December 2022)

Specializirovannye massivy dlya klimaticheskih issledovanij VNIGMI MCD. Specialized arrays for climate research VNIIGMI MCD. Retrieved from: http://aisori-m.meteo.ru/waisori/select.xhtml/ (Last access: 19 December 2022) [In Russian].

Assel R., Cronk K., Norton D. Recent trends in Laurentian Great Lakes ice cover. Climatic Change. 2003, 57 (1–2): 185–204.

Ismail M.F., Bogacki W., Disse M., Schäfer M., Kirschbauer L. Estimating degree-day factors of snow based on energy flux components. The Cryosphere. 2023, 17: 211–231. https://doi.org/10.5194/tc-17-211

Karetnikov S.G. Lake Ladoga Freezing and Break-up Analysis. The 20th IAHR International Symposium On Ice. 14–17 June 2010, Lahti, Finland. 2010, 1: 182–189.

Karetnikov S.G. Manifestation of climatic change in the ice phenology of Lake Ladoga over the past 55 years. *Led I Sneg.* Ice and snow. 2021, 61 (2): 241–247. https://doi.org/10.31857/S2076673421020085

Kirillin G., Nützmann G., Hochschild J., Mironov D., Terzhevik A., Golosov S. FLake-GLOBAL: Online lake model with worldwide coverage. Environmental Modelling & Software. 2011, 26 (5): 683–684.

Korhonen J. Long-term changes and variability of the winter and spring season hydrological regime in Finland. University of Helsinki. Report series in Geophysics № 79. 2019: 82.

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 2, с. 302–312

ОБЗОРНЫЕ СТАТЬИ

УДК 551.326.2

ИССЛЕДОВАНИЯ ТЁРТОГО ЛЬДА (ОБЗОР)

© 2023 г. К. Е. Сазонов[1,2,*]

[1] Крыловский научный центр, Санкт-Петербург, Россия

[2] Санкт-Петербургский государственный морской технический университет, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: kirsaz@rambler.ru

Поступила в редакцию 28.12.2022 г.
После доработки 02.03.2023 г.
Принята к публикации 31.03.2023 г.

В обзоре рассмотрены основные направления исследований тёртого льда. Основное внимание уделено морфометрическим особенностям тёртого льда в каналах, изучению пористости и прочностных свойств тёртого льда как сыпучей среды, а также процессам формирования консолидированного слоя. Описаны эксперименты по определению свойств тёртого льда в ледовых бассейнах – это новое направление в исследованиях. Сформулированы некоторые не решенные проблемы.

Ключевые слова: тёртый лёд, консолидированный слой, пористость, прочность, канал

DOI: 10.31857/S207667342302014X, **EDN:** RVFGJZ

ВВЕДЕНИЕ

Тёртым льдом (далее – ТЛ) или ледовой кашей (brash ice) называются плавающие ледяные образования, характерный размер которых не превышает 2 м. Такие образования всегда присутствуют в естественном дрейфующем ледяном покрове. К ТЛ могут быть отнесены начальные формы льда, образующиеся при замерзании акватории, например, блинчатый лёд (Сазонов, 2022). Также ТЛ всегда образуется при различных динамических процессах в ледяном покрове, таких как торошение и наслоение льда. Однако доля ТЛ, образовавшегося в естественных условиях, по отношению к другим типам льда достаточно мала, поэтому его роль в различных океанологических и гляциологических процессах незначительна. Этим можно объяснить отсутствие интереса исследователей к этому типу льда, который наблюдался до недавнего времени.

Отношение к ТЛ как объекту исследования стало меняться в конце XX века. Интерес к этой ледяной формации был обусловлен развитием судоходства в припайных льдах, которые характерны для внутренних водных путей, закрытых протяженных заливов внутренних морей, например, Балтийского. Для судоходства в этих районах, как правило, используются вполне определенные трассы, на которых прокладываются судоходные каналы. В результате эксплуатации таких каналов были выявлены особенности формирования в них льда. Установлено, что лёд в таких каналах отличается от находящегося в непосредственной близости припайного льда по следующим параметрам: канал почти полностью заполнен ТЛ; толщина льда в канале может в несколько раз превышать толщину припайного льда; отдельные куски льда могут смерзаться в канале в монолит, толщина которого также может превышать толщину припайного льда.

Указанные особенности ледяных каналов оказывали существенное влияние на возможность плавания по ним судов (Сазонов, 2021). В некоторых случаях толщина слоя ТЛ в канале и степень его консолидации были таковыми, что движение по нему становилось невозможным и приходилось прокладывать новый канал параллельно существующему, например, на Енисее (Смирнов, 1993). С начала XXI в. интенсивность судоходства в арктических морях, включая зоны припайного льда, стала возрастать, увеличилось количество портов, работающих в ледовых условиях. Все это сделало проблему изучения ТЛ актуальной уже и для арктических морей.

Ниже приводится обзор состояния исследований проблемы ТЛ. Некоторые из материалов данной работы были ранее частично опубликованы автором (Сазонов, 2022). В обзоре рассматриваются исследования строения каналов и акваторий портов, заполненных ТЛ; исследования свойств ТЛ и процессов их консолидации.

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЁРТОГО ЛЬДА

Одни из первых исследований строения ледяных каналов с ТЛ выполнены скандинавскими

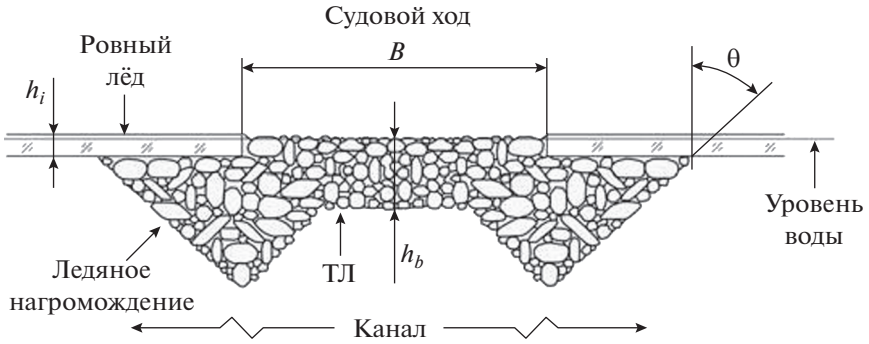


Рис. 1. Схема канала, заполненного тёртым льдом (Ettema, Huang, 1990).
Fig. 1. Scheme of a channel filled with brash ice (Ettema, Huang, 1990).

(Kannari, 1983; Sandkvist, 1986) и американскими специалистами (Ettema, Huang, 1990). Далее эти исследования продолжили (Nortala-Hoikkanen, 1999; Chomatas, 2015; Riska et al., 2019). Наиболее обстоятельна работа (Kannari, 1983), в которой приведены результаты натурных измерений морфометрических особенностей каналов ТЛ в Ботническом заливе. В ней представлены результаты промеров толщины слоя ТЛ в канале, как поперёк, так и вдоль канала.

Для удобства описания каналов, заполненных ТЛ, в работе (Kannari, 1983) введена характеристика приведённой толщины канала:

$$H_A = \frac{1}{B_c}\int_{x_1}^{x_2} H(x)dx, \qquad (1)$$

где B_c – ширина канала; $H(x)$ – распределение толщин ТЛ по ширине канала, при этом точки начала и конца области интегрирования удовлетворяют условию $x_2 - x_1 > B_c$, учитывая распространение ТЛ под его кромки. Характеристика H_A до сих пор используется при описаниях каналов с ТЛ.

В работах (Kannari, 1983; Sandkvist, 1986; Nortala-Hoikkanen, 1999) изучены и сформулированы основные особенности ледяных каналов с ТЛ, которые сводятся к следующим положениям:

1. Распределение толщины слоя ТЛ по ширине канала можно считать условно симметричным относительно оси канала. Минимальная толщина слоя располагается в средней части канала, а к кромкам канала формируются ледяные нагромождения ТЛ, глубина которых может достигать значительных размеров. В работе (Nortala-Hoikkanen, 1999) в одном из исследованных каналов толщина ТЛ в его центральной части изменялась от 0.9 до 1.5 м, а толщина ледяных нагромождений по краям – от 1.5 до 3 м. При измерениях профилей ТЛ по ширине канала часто наблюдаются относительно небольшие ледяные образования, расположенные между осью канала и его кромкой. Возникновение таких образований связано с прохождением по каналу относительно небольших судов, ширина которых меньше его ширины.

2. Распределение толщины ТЛ по длине канала также неравномерно. На большей части дистанции её изменения незначительны, резкое увеличение наблюдается в конце дистанции, что, возможно, связано с какими-либо изменениями в режиме движения судна.

3. Слой ТЛ не является гомогенным. По результатам бурения консолидированного слоя ТЛ в нем, так же как и в торосистых образованиях, обнаружены полости, свободные ото льда (Sandkvist, 1986).

На основании выполненных исследований была предложена обобщенная модель ледяного канала, которая используется во многих прикладных работах (рис. 1). Недавно эта модель была использована для создания относительно простой геометрической схемы его эволюции при движении судов (Bridges, 2020).

В работе (Kannari, 1983) выполнены исследования распределения по размерам кусков ТЛ, наполняющего канал. Такое распределение принято описывать логнормальным законом (Sorsimo, 2016; Prasanna, 2018) по аналогии с описанием распределения по размерам обломков битого льда в канале за ледоколом (Tuovinen, 1979). Описание распределения кусков льда по размерам по ширине канала дается в работе (Sandkvist, 1986). В ней указывается, что форма и размер ледяных глыб варьируют от очень маленьких кусочков ледяного сала до больших блоков объёмом около 4 м^3. Вдоль осевой линии канала в основном расположены небольшие куски льда и сало. Более крупные блоки льда смещены к кромкам канала. Чем больше судов ходит по каналу, тем различия в строении канала по ширине проявляются более резко. Автор указанной работы описывает также последовательную эволюцию кусков льда в канале. Во время первых проходов судна в каналах

тонкий ровный лёд разрушался на относительно большие куски. При этом наблюдались многочисленные наслоения льда, которые впоследствии смерзались. При увеличении количества проходов судов форма обломков льда в канале начинает стремиться к сферической. Такие куски льда при взаимодействии с корпусом проходящего судна практически не раздвигаются в сторону, а поворачиваются вокруг некоторой оси. Близкая картина формирования слоя ТЛ в канале описана в работе (Ettema, Huang, 1990).

Хотя исследование морфометрических особенностей ТЛ продолжается уже несколько десятилетий, остается еще ряд вопросов, которые не получили удовлетворительного объяснения. Так, не ясен вопрос о связи размеров кусков ТЛ с толщиной ровного ледяного покрова, в котором прокладывается первоначальный канал. В работе (Kannari, 1983) указано, что в различных каналах средний размер блока льда не совпадал. Непонятно, как в процессе эволюции канала происходит изменение размеров обломков, какое влияние на этот процесс оказывает частота движения судов. Существуют ли различия в характеристиках ТЛ, образовавшегося в судоходных каналах, в которых происходит относительно редкое движение судов, и ТЛ на акваториях портов, где движение носит интенсивный характер. Данных о распределении ТЛ на акваториях портов крайне мало (Riska et al., 2014; Riska et al., 2019) и они часто относятся к распределению льда в подводных каналах портов.

СВОЙСТВА ТЁРТОГО ЛЬДА

Для описания свойств ТЛ обычно используется модель механики сыпучей среды. Традиция восходит к методам исследования торосов и ледяных нагромождений (Loset et al., 2006; Palmer, Croasdale, 2013). Очевидно, что ТЛ во многом похож на перечисленные ледяные образования, поэтому использование одних и тех же методов анализа не вызывает сомнений. Необходимо отметить, что ТЛ благодаря своим размерам в наибольшей степени подходит для использования такого описания.

Одной из важных характеристик слоя ТЛ является его пористость. Согласно работе (Mellor, 1980), теоретическая пористость сыпучих материалов составляет примерно 0.4. В натурных условиях она определяется путём бурения. При этом определяется так называемая “линейная” пористость, которую обычно отождествляют с пористостью всего слоя. В отличие от торосистых образований, где такое отождествление не совсем корректно (Астафьев и др., 1997; Сазонов, 2021), для слоя ТЛ оно может быть принято. Это связано с небольшими размерами кусков льда и, соответственно, более плотной его естественной упаковкой в слое. В работе (Nortala-Hoikkanen, 1999) указывается довольно широкий диапазон изменения этого параметра: от 0 до 0.3 для ТЛ, расположенного в средней части канала, и от 0 до 0.49 для ледяных нагромождений у краев канала. Еще больший диапазон изменения пористости указан в работе (Matala, 2021): от 0.07 до 0.6. Автор работы базируется на анализе многочисленных результатов измерений, включающих измерения в ледовых бассейнах. Отмечено, что данные, полученные в ледовых бассейнах 0.32–0.37 и 0.42, близки к теоретическому значению. Анализируя эти данные, автор работы считает такой разброс не противоречащим теории. По мнению автора данного обзора, это не так. Пористость ТЛ – переменная величина, которая эволюционирует во времени под действием термодинамических факторов (Сазонов, 2021). Об этом свидетельствуют данные, полученные в ледовых бассейнах, в которых за время проведения экспериментов термодинамические процессы не успевают проявиться и поэтому они близки к теоретическому значению. По результатам выполненных исследований можно указать тенденцию к снижению пористости ТЛ в средней части канала, где группируются куски льда наименьшего размера.

Основное соотношение механики сыпучей среды – это соотношение Кулона–Мора (Цытович, 1973):

$$\tau = c + \sigma \operatorname{tg} \varphi, \qquad (2)$$

где c – коэффициент сцепления сыпучей среды; τ; σ – касательные и нормальные напряжения на рассматриваемой элементарной площадке среды; φ – угол внутреннего трения среды.

Величины c и φ – физические константы сыпучей среды, подлежащие экспериментальному определению. Нахождение этих величин в натурных условиях, как в случае изучения ледяных нагромождений, так и тёртого льда, весьма трудоемко, а полученные результаты не всегда однозначны. Поэтому подавляющее большинство данных о свойствах ледяных нагромождений и ТЛ как сыпучей среды получено в лабораторных условиях. Исследованию свойств льда в ледяных нагромождениях посвящено большое количество работ, например (Astrup, 2012), в которой описываются экспериментальные методы и устройства для определения параметров ледовой среды. В работах (Ettema, Urroz-Aguirre, 1991; Liferov, Bonnemaire, 2005) приводится обзор полученных результатов, а также высказывается мнение, что линейная формула Кулона–Мора (2) не всегда хорошо описывает результаты. В качестве причин, вызывающих отклонение, называются возможность смерзания кусков льда между собой, значительное влияние механического зацепа кусков. Отклонения от закона Кулона–Мора наблюдаются и при увеличении скорости движения ТЛ.

В работе (Montenegro, Cabrera, 2017) приводятся данные, что при повышении скорости поведение такой сыпучей среды больше напоминает неньютоновскую жидкость.

Вопросам влияния спекания кусков льда на прочностные свойства ТЛ и льда в ледяных образованиях в последнее время уделяется большое внимание (Marchenko, Chenot, 2009; Boroojerdi et al., 2020). В указанных исследованиях изучалось влияние спекания на прочность образцов льда при сдвиге и изгибе. Наибольший интерес представляют результаты для образцов, погруженных в воду. В работе (Boroojerdi et al., 2020) было установлено, что при увеличении времени погружения образцов льда с 1 мин до 14 дней прочность сцепления при замерзании увеличивалась со временем погружения, достигая пика примерно через 5 мин. Затем она уменьшалась, когда лёд достигал температуры равновесия с окружающей водой, после чего оставалась постоянной. Авторы работы считают, что процессы спекания и ползучести – доминирующий механизм при длительном погружении кусков льда в воду. В работе (Zhaka et al., 2020) приведены результаты испытаний по исследованию прочности на сжатие образцов льда, полученных из смерзшегося в монолит ТЛ в канале и из ровного льда в окрестностях канала. Авторы отмечают, что в обоих типах льда наблюдалась смешанная структура из зернистого и столбчатого льда, но в ровном льду преобладали столбчатые кристаллы, которые прерывались слоями ледяной крошки. ТЛ содержал беспорядочно ориентированные фрагменты столбчатых кристаллов льда, смешанные с зернистыми. Результаты испытаний показали, что прочность на сжатие смерзшегося льда во всех случаях превышала соответствующую прочность ровного льда. Характер изменения прочности льда при изменении скорости его нагружения оставался одинаковым для обоих типов льдов. Как для ровного льда, так и для повторно замерзшего ТЛ, отобранного в Ботническом заливе, максимальное значение прочности на сжатие уменьшалось с увеличением пористости. Солёность обоих типов льдов была крайне мала и не оказывала влияния на величину прочности.

Интересные результаты исследований получены специалистами из Норвегии. В этих работах исследовалось влияние различных факторов на смерзание кусков лабораторного льда. Первая работа (Helgøy et al., 2013*a*) посвящена описанию методики проведения исследований, включая описание приёмов приготовления лабораторного льда, и экспериментальной установке. В работе (Helgøy et al., 2013*b*) приводятся результаты экспериментов по изучению прочности сцепления кусков льда при замораживании в зависимости от следующих факторов: контактные поверхности (естественная верхняя/нижняя и поверхности, полученные при распиливании образцов); ориентация кристаллов; солёность ледяных блоков и др.

Сдвиговая прочность замороженных образцов изменялась в диапазоне от 1.9 до 118.3 кПа. Наиболее прочные связи замерзания образовывались между двумя естественными нижними поверхностями, а самые слабые связи при замерзании образовывались между двумя распиленными поверхностями. Для образцов с распиленными контактными поверхностями было исследовано влияние направления кристаллов льда. Образцы со столбчатыми кристаллами, выровненными перпендикулярно к замораживаемым поверхностям, дали наивысшую прочность смерзания, образцы со столбчатыми кристаллами, выровненными параллельно к замораживаемым поверхностям, дали самую низкую прочность скрепления замораживанием. Высокая начальная соленость (2–3.5‰), кусков льда показала высокую степень смерзания по сравнению с ледяными блоками с низкой начальной соленостью (0–1‰). Образцы с распиленными контактными поверхностями испытывались как на воздухе, так и на воде. Эти эксперименты показали, что прочность замораживания образцов, испытанных в воде, примерно вдвое больше по сравнению с образцами, испытанными на воздухе. Обнаружено, что изменение температуры ледяных блоков и скорости их нагружения не влияет на прочность смерзания. В работе (Astrup et al., 2013) приводятся результаты испытаний смерзшихся кусков льда в сдвиговом боксе. По этим данным, напряжение сдвига возрастало в диапазоне от 8.9–59.7 кПа, усиливаясь с увеличением солености кусков льда.

Для исследования ТЛ с позиции механики сыпучей среды в ледовых бассейнах применяются практически те же самые методы, что и при натурных исследованиях (Matala, Skogström, 2019; Matala, 2020). В описываемых экспериментах определялись следующие параметры ТЛ: пористость, распределение кусков льда по размерам, сжимаемость, угол естественного откоса и угол внутреннего трения. В экспериментах испытывались три типа ТЛ: два первых были приготовлены из моделированного льда с прочностью на изгиб 29 и 57 кПа, третий – пресный лед, промышленно изготавливаемый для коммерческих нужд, прочность на изгиб 600 кПа. Этот лёд представлял собой полые цилиндры небольшого размера. ТЛ первых двух типов изготавливался с помощью ручного инструмента, лёд третьего типа использовался без предварительной подготовки. Средний размер кусков по результатам измерений составлял для первого типа льда 34.8–35.6 мм, для второго – 42.2–62.2 мм, а для третьего – 25.8–26.5 мм.

Пористость определялась по стандартной процедуре определения плотности льда, принятой в ледовых бассейнах. В экспериментах пористость

ТЛ, приготовленного из моделированного льда, изменялась от 0.3 до 0.437 (1-й и 2-й типы льда). Средняя пористость льда 3-го типа была 0.545. Столь высокие значения связаны с наличием полостей внутри кусков льда. Изучение размеров кусков льда первых двух типов показало, что на характер их распределения оказывает влияние исходная прочность льда на изгиб, что связано с увеличением модуля упругости более прочного льда. Наибольший интерес представляют результаты изучения компрессионного уплотнения ТЛ. Для проведения эксперимента использовался специальный бокс, который погружался в бассейн, заполнялся ТЛ, а затем к нему прикладывалось сжимающее давление. Эксперименты показали, что при сжатии ТЛ существуют два критических значения давления. При давлениях ниже первого критического значения лёд в боксе не сжимается, при достижении второго критического давления сжатие прекращается. Изменение объема ТЛ между этими значениями давления описывается индексом сжатия λ_c, который задавался формулой $\lambda_c = dV/[\log(\sigma)]$, где V – объём ТЛ; σ – напряжения сжатия. Средняя величина индекса для 1-го типа льда составила –0.00774, для 2-го типа –0.00629, для 3-го типа –0.02758. Размерность индекса специально не указана. Автор исследования (Matala, 2020) приводит размерность м^3/Па, с чем нельзя согласиться, так как напряжения прологарифмированы. В приведённых результатах можно увидеть тенденцию к увеличению сжимаемости ТЛ при уменьшении размеров льдин. Существенное увеличение сжимаемости для 3-го типа льда, по-видимому, связано с влиянием формы кусков льда. Сжимаемость ТЛ – достаточно важная характеристика для различных прикладных вопросов, поэтому требует дальнейшего изучения.

Углы естественного откоса определялись как на воздухе, так и в воде путём их непосредственного измерения по сделанным фотографиям. Результаты для 1-го и 2-го типов льда значительно отличаются от аналогичных величин, принятых автором в качестве натурных данных. 3-й тип льда показал удовлетворительные результаты. Величина угла внутреннего трения определялась с помощью специального бокса, погруженного в воду бассейна. Автор работы не удовлетворен полученными данными (для льдов 1-го и 2-го типа в некоторых экспериментах были получены отрицательные значения), поэтому они не приводятся.

Интересные исследования по разрушению блоков соленого льда при контакте друг с другом выполнены в работах (Prasanna et al., 2021*a*; 2021*b*). Такое взаимодействие можно считать типичным для ТЛ и льда в ледяных образованиях. В работах показано, что возникающие при взаимодействии кусков льда усилия часто лимитируются развитием сдвигового разрушения, при этом блоки обычно разрушаются при сдвиге на плоскостях, имеющих характеристики “кулоновских сдвиговых разломов”. Можно сделать предположение, что именно такой механизм способствует образованию округлой формы ТЛ.

Новый экспериментальный метод изучения свойств ТЛ в натурных условиях предложен в работе (Bonath et al., 2019). В слой ТЛ погружается устройство, напоминающее зонтик. Под слоем ТЛ это устройство раскрывается, а затем вытаскивается вместе с ТЛ. Усилие, затрачиваемое на выдергивание устройства, регистрируется. При проведении испытаний использовался кран, установленный на ледоколе.

Дальнейшее изучение предложенного метода изложено в работе (Patil et al., 2021). В ней авторы пытались проанализировать полученные экспериментальные материалы с помощью математического моделирования. При выполнении расчётов изучался вопрос о том, какие характеристики ТЛ можно определить предложенным методом. Окончательного ответа пока не получили. Очевидно, что предложенный метод обладает явным достоинством, связанным с его простотой. Однако столь же очевидны и присущие ему недостатки. Основной из них – влияние корпуса ледокола на состояние ТЛ. Измерения можно провести только в непосредственной близости от корпуса ледокола, но при движении ледокола состояние ТЛ изменяется.

НАРАСТАНИЕ И СМЕРЗАЕМОСТЬ ТЁРТОГО ЛЬДА

Изучению этого аспекта проблемы ТЛ посвящено большое количество работ. На первом этапе исследований усилия были направлены на получение полуэмпирических зависимостей, базирующихся на решении задачи Стефана и связывающих нарастание ТЛ с градусо-днями мороза (Sandkvist, 1986; Ettema, Huang, 1990). Эти зависимости имели вид:

$$h_{bi,eq} = h_0 + \sum_{i=1}^{M} \alpha\sqrt{\Delta\theta_i}, \qquad (3)$$

где $h_{bi,eq}$ – эквивалентная толщина ТЛ в канале в соответствии с определением из работы (Kannari, 1983); h_0 – начальная толщина ровного льда, в котором был проложен канал; M – число проходов судов по каналу; $\Delta\theta_i$ – количество градусо-дней мороза между $i-1$ и i проходами судна по каналу; α – эмпирический коэффициент.

Сандквист (Sandkvist, 1986) установил на основе изучения двух судоходных каналов в районе Лулеа, что величина этого коэффициента равна

$\alpha = 12\ \frac{\text{мм}}{(°\text{C} \cdot \text{день})^{0.5}}$. В работе (Eranti at al., 1983) при изучении ТЛ в Сайменском канале было получено другое значение коэффициента $\alpha = 6.5\ \frac{\text{мм}}{(°\text{C} \cdot \text{день})^{0.5}}$. Столь значительное расхождение в значениях коэффициента указывало на то, что предложенный поход не учитывал какие-то важные факторы, влияющие на процесс нарастания ТЛ.

В дальнейшем финскими специалистами было предложено в формулах типа (3) учитывать пористость ТЛ (ρ) (Riska et al., 1997), где выражение для расчета толщины ТЛ может быть записано в следующем виде:

$$h_{bi,eq} = h_0 + \sum_{i=1}^{M} \alpha \frac{\sqrt{\rho}}{1-\rho} \sqrt{\Delta\theta_i}. \quad (4)$$

В этом выражении определение коэффициента α отличается от того, которое использовалось в формуле (3). Этот коэффициент может быть определён по экспериментальным данным, либо рассчитан по известным теплофизическим характеристикам льда $\alpha = \sqrt{2\lambda/\rho_i L}$, где λ – коэффициент теплопроводности льда; ρ_i – плотность льда; L – удельная теплота фазового перехода вода–лёд.

В описанных моделях приращение слоя ТЛ в канале происходит при движении по нему судов, которые разрушают консолидированный слой во льду и переводят его в ТЛ с пористостью (ρ). Приращение толщины слоя ТЛ после прохода судна зависит от толщины консолидированного слоя в нём $\Delta h_{bi,eq} = (\rho/1-\rho)\, h_{cl}$. Тем не менее уже в работах (Riska et al., 1997; Karulin et al., 2018), указывалось, что при движении судна в ТЛ происходит не только разрушение консолидированного слоя, но и перемешивание его кусков с несмерзшимся ТЛ. При этом под воду попадают куски льда, содержащие “запас холода”, который способствует замерзанию воды в пространстве между ними и другими кусками. В работе (Karulin et al., 2018) предлагается вводить поправку, которая учитывает этот эффект, в величину начальной пористости ТЛ. При определении её величины в работе предполагается, что указанные процессы протекают мгновенно. Такое предположение приводит к мгновенному уменьшению пористости слоя ТЛ и при выполнении дальнейших расчётов провоцирует более быстрый рост консолидированного слоя. В реальности выравнивание температур длится достаточно долго, поэтому изменение пористости внутри слоя ТЛ происходит постепенно, а также неравномерно в разных частях слоя. “Запас холода”, а также процессы спекания льда на стыке отдельных кусков могут приводить к образованию “температурных мостиков” внутри слоя ТЛ (Сазонов, 2021а). Наличие таких мостиков приведет к тому, что нарастание льда будет происходить не только на границе формирования консолидированного слоя, но и ниже него. Этот процесс также со временем будет понижать пористость ТЛ. Еще одним фактором, который может влиять на изменение пористости ТЛ, служит хорошо известный процесс уплотнения сыпучей среды. Некоторые специалисты считают, что именно этот процесс – основной механизм, приводящий к уменьшению пористости торосистых образований (Харитонов, 2021). Из вышесказанного следует, что пористость ТЛ может изменяться во времени, поэтому в математических моделях прогнозирования развития толщины слоя ТЛ необходимо это учитывать.

В последнее время для решения задач прогнозирования роста ТЛ все чаще используется решение задачи теплопроводности в полном объёме, при этом уравнение теплового баланса служит одним из граничных условий на неизвестной нижней границе консолидированного слоя, например (Riska et al., 2019; Андреев и др., 2019). Полная постановка задачи позволяет учесть влияние на процесс формирования консолидированного слоя целого ряда внешних факторов: наличия на верхней поверхности слоя снега и надводного слоя ТЛ, инсоляцию, собственное тепловое излучение слоя, турбулентный теплообмен с окружающим воздухом и т.д. В работах (Riska et al., 2014; Chomatas, 2015) проанализировано влияние большей части указанных факторов на результаты расчетов. Авторы приходят к выводу, что наибольшее влияние на развитие консолидированного слоя в ТЛ оказывают пористость и частота движения судов, следующим по значимости оказалась температура воздуха.

Новым направлением в исследовании смерзаемости каналов с ТЛ стало изучение указанных процессов в ледовых бассейнах. Ранее такие эксперименты выполнялись эпизодически без проведения необходимых детальных исследований (Krupina et al., 2013). Недавно эти исследования возобновились под руководством профессора К. Риска. Две группы исследований выполнены в Гамбургском ледовом бассейне. В работе (Bridges et al., 2019) были описаны две серии экспериментов по исследованию смерзания слоя ТЛ при различных начальных условиях. В первой серии экспериментов варьировалась толщина слоя ТЛ, пористость и соленость льда оставались постоянными. Во второй серии изменялась пористость льда, что было достигнуто за счёт изменения толщины исходного ледяного поля, из которого изготовлялся ТЛ. Пористость составляла 0.1, 0.2 и 0.3. Толщина слоя ТЛ при пористости 0.2 в обеих сериях была одинаковая. Эксперимент с первой серией продолжался 48 ч, а со второй – 168 ч, температура воздуха во время экспериментов была постоян-

ной –15°С. Непрерывно фиксировались температура воздуха, воды и распределение температуры внутри слоя ТЛ, включая консолидированный слой. Периодически измерялись толщина слоя, соленость льда на верхней и нижней границах консолидированного слоя, прочность консолидированного слоя на сжатие. В результате получен набор интересных данных, малая часть которых приведена в работе. Интерес представляют измерения профиля температуры по толщине. К сожалению, в работе не указано, к каким условиям относится представленная информация, однако её анализ позволяет сделать вывод о существенной нелинейности профилей. Результаты измерений прочностных свойств льда из консолидированного слоя показали, что прочность возрастает при увеличении времени намораживания и начальной пористости, и уменьшается с ростом солености. Эти работы продемонстрировали принципиальную возможность изучения процессов смерзаемости в ледовом бассейне.

В следующей работе (Bridges et al., 2020) ТЛ в канале создавался с помощью модели судна из ровного льда толщиной 30 мм. В этом эксперименте весь бассейн по длине был разбит на четыре секции. В секциях 2–4 модель протаскивалась по каналу каждый день, а в секции 1 – раз в два дня. Эксперимент продолжался 7 дней, при этом в бассейне поддерживалась температура –7.4°С. Основное внимание уделялось измерению морфометрических характеристик ТЛ в образовавшемся канале, температуры, солёности и пористости. Наибольший интерес представляют данные о характере изменения профиля сечения канала в зависимости от частоты прохода модели. Интересные данные получены по пористости, она оставалась практически постоянной со средним значением $\rho = 0.45$. Столь высокое значение пористости свидетельствует, на наш взгляд, о существенных погрешностях её измерения в условиях ледового бассейна, а также о том, что целый ряд физических процессов, приводящих к снижению пористости, не был смоделирован в эксперименте.

В работе (Zhaka et al., 2021) эксперименты проводились в небольшом бассейне с естественным охлаждением. Цель исследования – сравнение результатов измерения нарастания толщины тонкого слоя ТЛ (<10 см), который изготавливался с помощью ручного инструмента (молоток и металлическая пластина), с расчётами по модели Сандквиста. Эксперименты, проведенные в небольшом масштабе, продемонстрировали возможность изучения влияния различных факторов, влияющих на образование и развитие ТЛ. Так, исследования выявили влияние характера разрушения и начальной толщины льда на размер кусков и толщину слоя. Кроме этого, было обнаружено значительное влияние выпавшего снега на характеристики слоя ТЛ.

Накопление ТЛ в каналах и особенно на закрытых акваториях портов представляет серьезную проблему для их использования. Для борьбы с нарастанием слоя ТЛ часто применяются тепловые методы: подача теплой воды (Carstens, 1977; Pan, Eranti, 2009) и барботаж (Pan, Eranti, 2007). Использование тепловой энергии не всегда эффективно, так как существует вероятность уноса тепла движущейся жидкостью. Тем не менее подобные системы широко используются в Финляндии. Так, в г. Котка теплая вода с тепловой мощностью 50–200 МВт выбрасывается в море зимой от электростанции Муссало. Эта теплая вода дрейфует вдоль берега на протяжении примерно 2 км и позволяет создать благоприятные условия в порту. В ряде портов Финляндии применяется система барботажа в основном для защиты причальных стенок (Pan, Eranti, 2007).

Работы (Pan, Eranti, 2007; Pan, Eranti, 2009) посвящены применению современных CFD методов для решения задач распространения струй теплой воды и подъёма воды от дна пузырьками воздуха на акваториях портов. По выполненным в них оценкам в порту Вуосаари в Хельсинки примерно 4×10^5 м^3 ТЛ может быть растоплено в экстремальную зиму. Проблема борьбы с ТЛ рассматривалась при проектировании порта Сабетта (Coche, Kalinin, 2013).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный в работе обзор исследований ТЛ показывает, что эта проблематика длительное время остается актуальной. Интенсивность проводимых исследований в первую очередь определяется запросами практики, которые связаны с работой водного транспорта на замерзающих акваториях. В последнее время одними из важнейших стимулов стали проектирование и строительство портов и все увеличивающийся объём грузопотока через них. Поэтому большая часть исследований ТЛ выполнена специалистами в области гидрометеорологии, судостроения, гидротехники и эксплуатации флота.

Основные направления выполняемых исследований во многом повторяют работы, которые уже много лет сопровождают изучение ледяных нагромождений, например, торосов. Это анализ факторов, влияющих на морфометрические характеристики ТЛ в каналах и портах, законов формирования консолидированного слоя и пористости, прочностных свойств. Во всех этих направления получены новые, интересные результаты. Тем не менее еще остаются вопросы, требующие дальнейших исследований. Часть из них были упомянуты выше. Здесь же можно указать на необхо-

димость дальнейшей разработки средств борьбы с ТЛ, а также усовершенствование технических средств, приспособленных к эффективной работе в этих условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев О.М., Гудошников Ю.П., Виноградов Р.А., Кляч-кин С.В. Ледовые каналы как лимитирующий фактор при проектировании терминалов отгрузки углеводородов в прибрежной зоне арктических морей // Науч.-технич. сб. “Вести газовой науки”. 2019. № 2 (39). С. 46–52.

Астафьев В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А. Торосы и стамухи Охотского моря. СПб: “Прогресс-Погода”, 1997. 197 с.

Сазонов К.Е. К вопросу о пористости киля тороса (по поводу статьи В.В. Харитонова) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 1. С. 60–66. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-60-66

Сазонов К.Е. Движение судов в тёртых льдах: результаты исследований // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 4. С. 406–424. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-406-424

Сазонов К.Е. Тёртый лёд – рукотворная проблема морской ледотехники. // Природа. 2022. № 3. С. 15–26.

Смирнов А.П., Майнагашев Б.С., Голохвастов В.А., Соколов Б.М. Безопасность плавания во льдах. М.: Транспорт, 1993. 335 с

Харитонов В.В. Распределение пористости неконсолидированной части киля торосов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 1. С. 44–59. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-44-59

Цытович Н.А. Механика грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 280 с.

Astrup O.S. Experimental Investigations of Ice Rubble: Shear Box and Pile Testing. Master Thesis. Norwegian University of Science and Technology. 2012. 145 p.

Astrup O.S., Helgøy H., Høyland K.V. Laboratory work on freeze-bonds in ice rubble, part III: shear box experiments // Электронный ресурс. https://www.poac.com/Papers/2013/pdf/POAC13_090.pdf. Дата обращения: 01 03 2023

Bonath V., Zhaka V., Sand B. Field measurements on the behavior of brash ice // Электронный ресурс. https://www.poac.com/Papers/2019/pdf/POAC19-106.pdf. Дата обращения: 01 03 2023

Boroojerdi M.T., Bailey E., Taylor R.S. Experimental study of the effect of submersion time on the strength development of freeze bonds // Cold Regions Science and Technology. 2020. V. 172. 102986. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2020.103120

Bridges R. Geometric Model on the Evolution of Brash Ice Channels // Proc. of the Thirtieth (2020) Intern. Ocean and Polar Engineering Conf. Shanghai, China, 2020. P. 617–621.

Bridges R., Riska K., Haase A. Experimental Tests on the Consolidation of Broken and Brash Ice // Электронный ресурс. https://www.poac.com/Papers/2019/pdf/POAC19-144.pdf. Дата обращения: 01 03 2023

Bridges R., Riska K., Suominen M., Haase A. Experimental Tests on Brash Ice Channel Development // Proc. of the Thirtieth Intern. Ocean and Polar Engineering Conf. Shanghai, China, 2020. P. 639–643.

Carstens T. Maintaining an Ice-Free Harbor by Pumping of Warm Water // Proc. of the Fourth Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, Delft, St. Johns, Canada. 1977. V. 1. P. 347–357.

Chomatas K. Development of Brash Ice Growth Models and Estimation of the Energy Needs to Manage Ice in the Yamal LNG port in Sabetta. Master of Science Case Study. Delft University of Technology. 2015. 202 p.

Coche E., Kalinin A. Yamal LNG: Challenges of an LNG port in Arctic // Электронный ресурс. https://www.poac.com/Papers/2013/pdf/POAC13_172.pdf. Дата обращения: 01 03 2023

Eranti E. Penttinen M., Rekonen T. Extending the Ice Navigation Season in the Saimaa Canal // Proc. 7th Int. POAC Conf. Helsinki, Finland. 1983. P. 494–504.

Ettema R., Huang H.P. Ice Formation in Frequently Transited Navigation Channels. CRREL Special Report 90–40. 1990. 120 p.

Ettema R., Urroz-Aguirre G.E. Friction and cohesion in ice rubble reviewed // Cold Regions Engineering. 1991. V. 12. P. 317–326.

Helgøy H., Astrup O.S., Høyland K.V. Laboratory work on freeze-bonds in ice rubble, part I: experimental set-up, ice-properties and freeze-bond texture // Электронный ресурс. https://www.poac.com/Papers/2013/pdf/POAC13_125.pdf. Дата обращения: 01 03 2023

Helgøy H., Astrup O.S., Høyland K.V. Laboratory work on freeze-bonds in ice rubble, part II: results from individual freeze-bond experiments // Электронный ресурс. https://www.poac.com/Papers/2013/pdf/POAC13_126.pdf. Дата обращения: 01 03 2023

Kannari P. Measurements of characteristics and propulsion performance of a ship in old ice-clogged channels // Proc. of the 7nd Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering in Arctic Conditions, POAC–83, Espoo, Finland. 1983. V. 2. P. 600–619.

Karulin E.B., Karulina M.M., Tarovik O.V. Analytical Investigation of Navigation Channel Evolution in Severe Ice Conditions // Электронный ресурс. https://www.researchgate.net/publication/326190461_Analytical_Investigation_of_Navigation_Channel_Evolution_in_Severe_Ice_Conditions. Дата обращения 01.03.2023

Krupina N., Chernov A., Likhomanov V., Maksimova P., Savitskaya A. The ice tank study of ice performance of a large LNGC in the old channel // Электронный ресурс. https://www.poac.com/Papers/2013/pdf/POAC13_023.pdf. Дата обращения: 01 03 2023

Liferov P., Bonnemaire B. Ice rubble behaviour and strength: Part I. Review of testing and interpretation of results // Cold Regions Science Technology. 2005. 41 (2). P. 135–151. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2004.10.001

Loset S., Shkhinek K.N., Gudmestad O.T., Hoyland K.V. Actions from Ice on Arctic Offshore and Coastal Structures. St. Petersburg: Publusher "Lan", 2006. 272 p.

Marchenko A., Chenot C. Regelation of ice blocks in the water and the air // Proc. of the 20th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Lulea. Sweden. 2009. V. 1. P. 543–554.

Matala R. Investigation of model-scale brash ice properties // Ocean Engineering. 2021. V. 225. 108539. https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2020.108539

Matala R., Skogström T. Soil mechanics measurement methods applied in model brash ice // Proc. of the 25th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Delft, The Netherlands, 2019. P. 53–65.

Mellor M. Ship resistance in thick brash ice // Cold Regions Science Technology. 1980. V. 3 № 4. P. 305–321.

Montenegro Cabrera I. Smoothed particle hydrodynamics modeling of brash ice. Master Thesis. University of Rostock. 2017. 94 p.

Nortala-Hoikkanen A. Development of brash ice in channels navigated by ship // Proc. of the 15th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering in Arctic Conditions, POAC-99, Espoo, Finland. 1999. V. 2. P. 620–630.

Palmer A., Croasdale K. Arctic Offshore Engineering. World Scientific Publ. 2013. 357 p.

Pan H., Eranti E. Applicability of Air Bubbler Lines for Ice Control in Harbours // China Ocean Engineering. 2007. V. 21. №. 2. P. 215–224.

Pan H., Eranti E. Flow and heat transfer simulations for the design of the Helsinki Vuosaari harbour ice control system // Cold Regions Science and Technology. 2009. № 55 P. 304–310. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2008.09.001

Patil A., Sand B., Fransson L., Bonath V., Cwirzen A. Simulation of brash ice behavior in the gulf of Bothnia using smoothed particle hydrodynamics formulation // Journ. of Cold Regions Engineering – ASCE. 2021. V. 35. № 2. 04021003. https://doi.org/10.1061/(ASCE)CR.1943-5495.0000245

Prasanna M. Numerical Simulation of Brash Ice. Master Thesis. University of Rostock. 2018. 92 p.

Prasanna M., Wei M., Polojärvi A., Cole D.M. Breakage of saline ice blocks in ice-to-ice contact // Электронный ресурс. https://www.poac.com/Papers/2021/POAC21-065.pdf. Дата обращения: 01 03 2023

Prasanna M., Wei M., Polojärvi A., Cole D.M. Laboratory experiments on floating saline ice block breakage in ice-to-ice contact // Cold Regions Science and Technology 2021. V. 189. 103315. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2021b.103315

Riska K., Wilhelmson M., Englund K., Leiviska T. Performance of Merchant Vessels in the Baltic. Winter Navigation Research Board, Res. Rpt .1997. V. 52. 72 p.

Riska K., Bridges R., Shumovskiy S., Thomas C., Coche E., Bonath V., Tobie A., Chomatas K., Caloba Duarte de Oliveira R. Brash ice growth model – development and validation. // Cold Regions Science and Technology. 2019. V. 157. P. 30–41. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2018.09.004

Sandkvist J. Brash Ice Behavior in Frequented Ship Channels // University of Luleå. 1986. №. 139. 132 p.

Sorsimo A., Nyman T., Heinonen J. Ship-ice interaction in a channel. Winter navigation research board. Helsinki, Finland. Research Report. 2016. №. 93. 22 p.

Tuovinen P. The Size Distribution of Ice Blocks in a Broken Channel. Ship hydrodynamics laboratory, Helsinki University of Technology. Otaniemi, Espoo, 1979. 19 p.

Zhaka V., Bonath V., Sand B., Cwirzen A. Physical and mechanical properties of ice from a refrozen ship channel ice in Bay of Bothnia // Электронный ресурс. https://sintef.brage.unit.no/sintefxmlui/bitstream/handle/11250/2716075/IAHR_2020_BS_-Physical%2band%2bmechanical%2bproperties%2bof%2bice%2bfrom%2ba%2brefrozen%2bship%2bchannel%2bice%2bin%2bBay%2bof%2bBothnia.pdf?sequence=1&isAllowed=y. Дата обращения: 01 03 2023

Zhaka V., Bridges R., Riska K., Cwirzen A. Brash ice formation on a laboratory scale // Электронный ресурс. https://www.poac.com/Papers/2021/POAC21-086.pdf. Дата обращения: 01 03 2023

Citation: Sazonov K.E. Investigation of brash ice (overview). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (2): 302–312. [In Russian]. doi 10.31857/S207667342302014X

Investigation of Brash Ice (Overview)

K. E. Sazonov[a,b,#]

[a] *Krylov State Research Centre, St. Petersburg, Russia*

[b] *St.Petersburg State Marine Technical University, St. Petersburg, Russia*

[#]*e-mail: kirsaz@rambler.ru*

The urgency of brash ice study is growing in connection with intensive shipping in fast ice zone of freezing seas as well as inland waterways. In addition, an important incentive for such studies is the design and construction of port infrastructure in these water areas. The review shows that the main directions of research refer to three main topics. 1) Investigation of morphometrical brash ice characteristics in navigable channels and harbors, their variability under ambient factors. The most well-studied morphometrical parameters of

brash ice are relative channel thickness and its distribution over channel width. Size distribution details about brash ice floes are of great interest for researchers. 2) Investigation of porosity and mechanical properties of brash ice as a granular material taking account of freezing between individual ice blocks. In many respects, these parameters determine the pattern of brash ice interaction with ships and the possibility of their movement. 3) Description of consolidated layer formation in brash ice and refinement of predictions for brash ice growth in the water area under consideration depending on the intensity of ship traffic and the number of degree-days with negative temperatures over the time interval between ship passages. Large attention is given to new methods of studies including full-scale and laboratory experiments, as well as the use of ice basins for this purpose, with a brief review of thermal methods for brash ice management. The paper formulates some of the problems yet to solved, which require extra studies.

Keywords: brash ice, consolidated layer, porosity, strength, channel

REFERENCES

Andreev O.M., Gudoshnikov Yu.P., Vinogradov R.A., Klyachkin S.V. Ice channels as a limiting factor in the design of hydrocarbon export terminals in the coastal zone of the Arctic seas. *Vesti Gazovoy Nauki*. Bulletin Gas Science. 2019, 2: 46–52. [In Russian].

Astafiev V.N., Surkov G.A., Truskov P.A. Torosy i stamuhi Ohotskogo moray. Hummocks and stamukhas of the Sea of Okhotsk. St. Petersburg: "Progress-Weather", 1997: 197 p. [In Russian]

Sazonov K.E. On the porosity of ridge keel (with reference to V.V. Kharitonov's paper). *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (1): 60–66 [In Russian]. https://doi.org/:10.30758/0555-2648-2021-67-1-60-66

Sazonov K.E. Ship operation in brash ice: results of investigations *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (4): 406–424 [In Russian]. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-406-424

Sazonov K.E. Brash ice – a man-made problem of marine ice engineering. *Priroda*. Nature. 2022, 3: 15–26. [In Russian].

Smirnov A.P., Mainagashev B.S., Golokhvastov V.A., Sokolov B.M. Bezopasnost' plavaniia vo l'dakh. Ice navigation safety. Safety of navigation in ice. Moscow: Transport, 1993: 335 p. [In Russian].

Kharitonov V.V. Distribution of porosity of the unconsolidated part of the keel of hummocks *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (1): 44–59 [In Russian]. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-44-59

Tsytovich N.A. Mekhanika gruntov. Soil mechanics. Moscow: *Vysshaia shkola*. High School. 1973: 280 p. [In Russian]. *Astrup O.S.* Experimental Investigations of Ice Rubble: Shear Box and Pile Testing. Master Thesis. Norwegian University of Science and Technology. 2012: 145 p. *Astrup O.S., Helgøy H., Høyland K.V.* Laboratory work on freeze-bonds in ice rubble, part III: shear box experiments. Retrieved from: https://www.poac.com/Papers/2013/pdf/POAC13_090.pdf. (Last access: 01 March 2023) *Bonath V., Zhaka V., Sand B.* Field measurements on the behavior of brash ice. Retrieved from: https://www.poac.com/Papers/2019/pdf/POAC19-106.pdf. (Last access: 01 March 2023).

Boroojerdi M.T., Bailey E., Taylor R.S. Experimental study of the effect of submersion time on the strength development of freeze bonds. Cold Regions Science and Technology. 2020, 172: 102986. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2020.103120

Bridges R. Geometric Model on the Evolution of Brash Ice Channels. Proc. of the Thirtieth (2020) Intern. Ocean and Polar Engineering Conf. Shanghai, China, 2020: 617–621.

Bridges R., Riska K., Haase A. Experimental Tests on the Consolidation of Broken and Brash Ice. Retrieved from: https://www.poac.com/Papers/2019/pdf/POAC19-144.pdf. (Last access: 01 March 2023).

Bridges R., Riska K., Suominen M., Haase A. Experimental Tests on Brash Ice Channel Development. Proc. of the Thirtieth Intern. Ocean and Polar Engineering Conf. Shanghai, China, 2020: 639–643.

Carstens T. Maintaining an Ice-Free Harbor by Pumping of Warm Water. Proc. of the Fourth Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, Delft, St. Johns, Canada. 1977, 1: 347–357.

Chomatas K. Development of Brash Ice Growth Models and Estimation of the Energy Needs to Manage Ice in the Yamal LNG port in Sabetta. Master of Science Case Study. Delft University of Technology. 2015: 202 p.

Coche E., Kalinin A. Yamal LNG: Challenges of an LNG port in Arctic. Retrieved from: https://www.poac.com/Papers/2013/pdf/POAC13_172.pdf. (Last access: 01 March 2023).

Eranti E., Penttinen M., Rekonen T. Extending the Ice Navigation Season in the Saimaa Canal. Proc. 7th Int. POAC Conf. Helsinki, Finland. 1983: 494–504.

Ettema R., Huang H.P. Ice Formation in Frequently Transited Navigation Channels. CRREL Special Report 90–40. 1990: 120 p.

Ettema R., Urroz-Aguirre G.E. Friction and cohesion in ice rubble reviewed. Cold Regions Engineering. 1991, (12): 317–326.

Helgøy H., Astrup O.S., Høyland K.V. Laboratory work on freeze-bonds in ice rubble, part I: experimental set-up, ice-properties and freeze-bond texture. Retrieved from: https://www.poac.com/Papers/2013/pdf/POAC13_125.pdf. (Last access: 01 March 2023).

Helgøy H., Astrup O.S., Høyland K.V. Laboratory work on freeze-bonds in ice rubble, part II: results from individual freeze-bond experiments. Retrieved from: https://www.poac.com/Papers/2013/pdf/POAC13_126.pdf (Last access: 01 March 2023).

Kannari P. Measurements of characteristics and propulsion performance of a ship in old ice-clogged channels. Proc. of the 7nd Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering in Arctic Conditions, POAC–83, Espoo, Finland. 1983. V. 2. P. 600–619.

Karulin E.B., Karulina M.M., Tarovik O.V. Analytical Investigation of Navigation Channel Evolution in Severe Ice Conditions. Retrieved from: https://www.researchgate.net/publication/326190461_Analytical_Investigation_of_Navigation_Channel_Evolution_in_Severe_Ice_Conditions (Last access: 01 March 2023).

Krupina N., Chernov A., Likhomanov V., Maksimova P., Savitskaya A. The ice tank study of ice performance of a large LNGC in the old channel. Retrieved from: https://www.poac.com/Papers/2013/pdf/POAC13_023.pdf (Last access: 01 March 2023).

Liferov P., Bonnemaire B. Ice rubble behaviour and strength: Part I. Review of testing and interpretation of results. Cold Region Science and Technology. 2005, 41 (2): 135–151. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2004.10.001

Loset S., Shkhinek K.N., Gudmestad O.T., Hoyland K.V. Actions from Ice on Arctic Offshore and Coastal Structures. St. Petersburg: Publusher "Lan", 2006: 272 p.

Marchenko A., Chenot C. Regelation of ice blocks in the water and the air. Proc. of the 20th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Lulea. Sweden. 2009, 1: 543–554.

Matala R. Investigation of model-scale brash ice properties. Ocean Engineering. 2021, 225: 108539. https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2020.108539

Matala R., Skogström T. Soil mechanics measurement methods applied in model brash ice. Proc. of the 25th Inter. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Delft, The Netherlands, 2019: 53–65.

Mellor M. Ship resistance in thick brash ice. Cold Reg. Sci. Technol. 1980, 3 (4): 305–321.

Montenegro Cabrera I. Smoothed particle hydrodynamics modeling of brash ice. Master Thesis. University of Rostock. 2017: 94 p.

Nortala-Hoikkanen A. Development of brash ice in channels navigated by ship. Proc. of the 15 th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering in Arctic Conditions, POAC-99, Espoo, Finland. 1999, 2: 620–630.

Palmer A., Croasdale K. Arctic Offshore Engineering. World Scientific Publ. 2013: 357 p.

Pan H., Eranti E. Applicability of Air Bubbler Lines for Ice Control in Harbours. China Ocean Engineering. 2007, 21 (2): 215–224.

Pan H., Eranti E. Flow and heat transfer simulations for the design of the Helsinki Vuosaari harbour ice control system. Cold Regions Science and Technology 2009, 55: 304–331. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2008.09.001

Patil A., Sand B., Fransson L., Bonath V., Cwirzen A. Simulation of brash ice behavior in the gulf of Bothnia using smoothed particle hydrodynamics formulation. Journ. of Cold Regions Engineering – ASCE. 2021, 35 (2): 04021003. https://doi.org/10.1061/(ASCE)CR.1943-5495.0000245

Prasanna M. Numerical Simulation of Brash Ice. Master Thesis. University of Rostock. 2018: 92 p.

Prasanna M., Wei M., Polojärvi A, Cole D.M. Breakage of saline ice blocks in ice-to-ice contact. Retrieved from: https://www.poac.com/Papers/2021/POAC21-065.pdf (Last access: 01 March 2023).

Prasanna M., Wei M., Polojärvi A, Cole D. M. Laboratory experiments on floating saline ice block breakage in ice-to-ice contact. Cold Regions Science and Technology 2021, 189: 103315. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2021b.103315

Riska K., Wilhelmson M., Englund K., Leiviska T. Performance of Merchant Vessels in the Baltic. Winter Navigation Research Board, Res. Rpt 1997, 52: 72 p.

Riska K., Bridges R., Shumovskiy S., Thomas C., Coche E., Bonath V., Tobie A., Chomatas K., Caloba Duarte de Oliveira R. Brash ice growth model – development and validation. // Cold Regions Science and Technology. 2019, 157: 30–41. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2018.09.004

Sandkvist J. Brash Ice Behavior in Frequented Ship Channels. University of Luleå. 1986, 139: 132 p.

Sorsimo A., Nyman T., Heinonen J. Ship-ice interaction in a channel. Winter navigation research board. Helsinki, Finland. Research Report. 2016, 93: 22 p.

Tuovinen P. The Size Distribution of Ice Blocks in a Broken Channel. Ship hydrodynamics laboratory, Helsinki University of Technology. Otaniemi, Espoo, 1979: 19 p.

Zhaka V., Bonath V., Sand B., Cwirzen A. Physical and mechanical properties of ice from a refrozen ship channel ice in Bay of Bothnia. Retrieved from: https://sintef.brage.unit.no/sintefxmlui/bitstream/handle/11250/2716075/IAHR_2020_BS_Physical%2band%2bmechanical%2bproperties%2bof%2bice%2bfrom%2ba%2brefrozen%2bship%2bchannel%2bice%2bin%2bBay%2bof%2bBothnia.pdf?sequence=1&isAllowed=y (Last access: 01 March 2023)

Zhaka V., Bridges R., Riska K., Cwirzen A. Brash ice formation on a laboratory scale. Retrieved from: https://www.poac.com/Papers/2021/POAC21-086.pdf (Last access: 01 March 2023).