РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ
РУССКОЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY
RUSSIAN GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 62, № 2, 2022

Ice and Snow

2022

Contents

Glaciers and Ice Sheets

I.I. Lavrentiev, S.S. Kutuzov, V.N. Mikhalenko, M.S. Sudakova, A.V. Kozachek. Spatial and temporal variability of snow accumulation on the Western plateau of Elbrus (Central Caucasus) 165

A.Ya. Muraviev, G.A. Nosenko. Reduction of glaciers in the Ulakhan-Chistay Range (Chersky Mountains) from 1970 to 2018 179

K.V. Romashova, R.A. Chernov. Formation of new periglacial lakes in the Grønfjord basin (Svalbard) in 1938–2010 193

Snow Cover and Avalanches

Yu.Ya. Macheret, A.V. Sosnovsky, A.F. Glazovsky. Dielectric properties of soils and assessment of their hydrothermal state under snow cover based on radio-echo sounding data 203

S.V. Yasinskiy, M.V. Sidorova, M.B. Alieva, R.A. Chernov, A.N. Narykov. Dynamics and spatial distribution of snow storage in a large city in the Volga River basin (the case study of Nizhny Novgorod) 217

A.V. Zakharchenko, D.V. Moskovchenko, A.A. Tigeev. Analysis of the heterogeneity of the chemical composition of snow cover using clustering methods (k-means) and GIS-technolog 227

V.A. Lobkina, A.A. Muzychenko. Results of snow load monitoring system tests in winter 2020/21 241

Sea, River and Lake Ice

A.N. Makhinov, V.I. Kim, A.F. Makhinova, D.V. Matveenko. Heavy metal content in ice in the lower Amur River 251

V.I. Butakov, Ya.V. Tikhonravova, E.A. Slagoda. Relationship between structure and chemical composition of fast sea and lake ice in the Cape Marre-Sale area, Western Yamal 261

V.V. Kharitonov, V.A. Borodkin. Texture features of multi-year fresh ice in the Transcription bay, East Antarctica, in the period of summer melting 275

Reviews and News

T.N. Postnikova, O.O. Rybak. Global glaciological models: a new stage in the development of methods for predicting glacier evolution. Part 2. Formulation of experiments and practical applications 287

Travels, Discoveries

V.V. Lukin. On ice floe across the Weddell sea (thirty years since the opening of the first Antarctic drifting station) 305

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

И.И. Лаврентьев, С.С. Кутузов, В.Н. Михаленко, М.С. Судакова, А.В. Козачек. Пространственно-временна́я изменчивость снегонакопления на Западном плато Эльбруса (Центральный Кавказ) 165

А.Я. Муравьев, Г.А. Носенко. Сокращение оледенения хребта Улахан-Чистай (горы Черского) в 1970–2018 гг. 179

К.В. Ромашова, Р.А. Чернов. О формировании новых приледниковых озёр в бассейне залива Грёнфьорд (Шпицберген) в 1938–2010 гг. 193

Снежный покров и снежные лавины

Ю.Я. Мачерет, А.В. Сосновский, А. Ф. Глазовский. Диэлектрические свойства почв и грунтов и оценка их гидротермического состояния под снежным покровом по данным радиозондирования 203

С.В. Ясинский, М.В. Сидорова, М.Б. Алиева, Р.А. Чернов, А.Н. Нарыков. Динамика и пространственное распределение снегозапасов в крупном городе в бассейне Волги (на примере Нижнего Новгорода) 217

А.В. Захарченко, Д.В. Московченко, А.А. Тигеев. Анализ неоднородности химического состава снежного покрова с использованием методов кластеризации (k-means) и ГИС-технологии 227

В.А. Лобкина, А.А. Музыченко. Результаты испытаний системы мониторинга снеговой нагрузки зимой 2020/21 г. 241

Морские, речные и озёрные льды

А.Н. Махинов, В.И. Ким, А.Ф. Махинова, Д.В. Матвеенко. Содержание тяжёлых металлов во льду нижнего течения реки Амур 251

В.И. Бутаков, Я.В. Тихонравова, Е.А. Слагода. Взаимосвязь строения и химического состава прибрежно-морского и озёрного льда в районе мыса Марре-Сале, Западный Ямал 261

В.В. Харитонов, В.А. Бородкин. Особенности текстуры многолетнего пресного льда в заливе Транскрипция (Восточная Антарктида) в период летнего таяния 275

Обзоры и хроника

Т.Н. Постникова, О.О. Рыбак. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения 287

Путешествия, открытия

В.В. Лукин. На льдине через море Уэдделла (к 30-летию со дня открытия первой антарктической дрейфующей научной станции) 305

Учреждение «Лавинной ассоциации России»

28 ноября 2021 г. по инициативе специалистов, работающих в области лавиноведения (как теоретического, так и практического), в онлайн формате состоялось учредительное собрание общественной организации «Лавинная ассоциация России». С идеей создания такой ассоциации много лет выступал безвременно ушедший от нас Н.А. Казаков. На учредительном собрании в результате единогласного голосования был утверждён устав ассоциации, выбраны президент и члены президиума, приняты первые члены ассоциации, а также высказаны пожелания о направлениях и методах дальнейшей работы.

«Лавинная ассоциация России» – общественное объединение, созданное на основе совместной деятельности её членов для защиты их профессиональных интересов и достижения уставных целей организации. Деятельность организации основывается на принципах добровольности, равноправия, самоуправления и законности, является гласной, а информация о её учредительных и программных документах – общедоступной. Президентом ассоциации избран П.А. Черноус, профессионально занимающийся проблемами лавинной безопасности с 1971 г. Членами президиума избраны опытные специалисты, работающие в разных сферах лавиноведения и представляющие разные регионы и организации нашей страны и ближнего зарубежья: В.П. Благовещенский, А.В. Волков, Ю.В. Генсиоровский, В.П. Гулевич, О.А. Кумукова, М.А. Панков, М.В. Рыжикова, Ю.Г. Селиверстов, С.А. Сократов, А.С. Турчанинова. Основные задачи организации:

- сбор и распространение достоверной информации о снеге и лавинах;
- представление профессиональных интересов лавинного сообщества России;
- содействие внедрению высоких стандартов профессиональной компетентности и этики в деятельность лиц, занимающихся работами, связанными с лавинной безопасностью;
- обмен научно-технической информацией и поддержка связей между членами Организации и другими лицами;
- развитие направлений лавинного образования в России;
- содействие фундаментальным и прикладным исследованиям и разработкам в области снега и лавин;
- содействие координации и интеграции российского сообщества учёных и специалистов, профессионально работающих в области лавиноведения, межведомственной координации работ, проводимых для защиты от лавин, а также координации работ специалистов различных организаций и ведомств в разработке проектов нормативных документов в области лавинной безопасности;
- независимая общественная экспертиза работ, касающихся оценки воздействия лавин и других природных катастрофических процессов на население и социально-экономические объекты Российской Федерации;
- независимая экспертиза методов и средств предотвращения и/или уменьшения лавинной опасности и ущерба от лавин; ведение независимых рейтингов лавинной безопасности территорий и объектов;
- защита трудовых и иных прав членов Организации; взаимодействие с работодателями при трудоустройстве членов Организации.

В Ассоциацию приглашаются новые участники. Отравить заявку на вступление в неё и ознакомиться с основными учредительными документами можно на сайте, который в настоящее время находится в процессе наполнения: https://avalancheassociation.ru/.

Алла Сергеевна Турчанинова
Секретарь «Лавинной ассоциации России»
avalanche-association@mail.ru

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.32 DOI: 10.31857/S2076673422020123, EDN: EODOHF

Пространственно-временна́я изменчивость снегонакопления на Западном плато Эльбруса (Центральный Кавказ)

© 2022 г. И.И. Лаврентьев[1*], С.С. Кутузов[1], В.Н. Михаленко[1], М.С. Судакова[2], А.В. Козачек[3]

[1]Институт географии РАН, Москва, Россия; [2]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; [3]Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия
*lavrentiev@igras.ru

Spatial and temporal variability of snow accumulation on the Western plateau of Elbrus (Central Caucasus)

I.I. Lavrentiev[1*], S.S. Kutuzov[1], V.N. Mikhalenko[1], M.S. Sudakova[2], A.V. Kozachek[3]

[1]Instituite of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; [2]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; [3]Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia
*lavrentiev@igras.ru

Received November 18, 2021 / Revised January 12, 2022 / Accepted April 1, 2022

Keywords: ***Elbrus, high frequency radar survey, snow accumulation, ice core.***

Summary

Cold glaciers in the middle latitudes are considered unique archives of environmental and climate change. However, alpine ice cores are difficult to interpret, since dynamic changes can occur over very short distances. Detailed radar survey can be used to assess the effect of ice inflow from areas with different conditions of snow accumulation on the surface compared to the drilling point on the isotopic and chemical record in the glacier core. The results of radar studies on the Western plateau of Elbrus (Central Caucasus), located at an altitude of 5100–5150 m above sea level, are presented. A high-frequency ground-based radar survey was carried out in the summer of 2017 to assess the spatial and temporal changes in snow accumulation in the upper (near the top area) part of Elbrus. The ZOND 12-e GPR (ground-penetrating radar, Radar Systems, Inc.) with 500 and 300 MHz shielded antennas was used. The receiving time window was set to 100 ns (500 MHz antenna) and 470 ns (300 MHz) to obtain reflection in the depth range of about 10 m and 50 m, respectively. The results of the GPR sounding are confirmed by data on the stratigraphy, density and chemical composition of the snow-firn thickness from a shallow (24 m) borehole. The density profile made it possible to identify peaks and corresponding ice crusts of 1–2 cm thick that formed during warm periods. The internal reflections, clearly visible on the radar profiles up to 50 m deep, are of isochronous origin and have been interpreted as the boundaries of annual and seasonal layers. Detailed maps of the distribution of snow accumulation covering the cold and warm seasons of 2015–2017 have been obtained. The average thickness of seasonal snow cover on the plateau during this period was equal to 2.07 m, with minimum and maximum values of 0.2 and 3.9 m, respectively. The average values of the water storage in seasonal horizons range from 754 to 1126 mm W.E., while the annual accumulation for the 2015/16 and 2016/17 balance years amounted to 2004 and 1874 mm W.E., respectively. The data obtained were used in 2018 to determine the optimal location for deep core drilling and will further serve as the basis for modeling the age of ice on the Western Plateau of Elbrus.

Citation: Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Mikhalenko V.N., Sudakova M.S., Kozachek A.V. Spatial and temporal variability of snow accumulation on the Western plateau of Elbrus (Central Caucasus). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (2): 165–178. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422020123, edn: eodohf.

Поступила 18 ноября 2021 г. / После доработки 12 января 2022 г. / Принята к печати 1 апреля 2022 г.

Ключевые слова: ***Эльбрус, высокочастотное радиозондирование, аккумуляция снега, ледниковый керн.***

По данным наземного высокочастотного радиозондирования летом 2017 г. на Западном ледниковом плато Эльбруса (Центральный Кавказ) установлено, что аккумуляция снега в привершинной области характеризуется значительной изменчивостью, а также имеет сезонные различия. Анализ полей аккумуляции показал, что в средней части плато снега накапливается меньше, чем в восточной и западной, но распределение снега по площади плато аналогично из года в год. В тёплый период снегонакопление в среднем больше, чем в холодный, и происходит оно более равномерно по площади плато.

Введение

Снежный покров в горах распределён очень неравномерно. Помимо большой мозаичности выпадающих осадков, значительно влияет и ветровое перераспределение. Традиционные методы исследования аккумуляции на ледниках – повторные измерения по рейкам, маршрутные снегомерные съёмки или изучение накопления снега в шурфах и кернах – не дают достаточной информации о пространственном распределении аккумуляции. В последние годы для этих целей всё чаще применяют радиолокационное зондирование снежного покрова, которое позволяет получить данные о толщине снега вдоль измеряемых профилей с заданной дискретностью. В гляциологии радиозондирование часто используют для изучения пространственного распределения различных параметров ледников, связанных с диэлектрической проницаемостью, в частности: при выделении границ между ледниковым льдом и коренными породами, при разделении тёплого и холодного льда в политермических ледниках или для выделения границ годовых или сезонных слоёв в снежно-фирновой толще [1]. Слоистость на радарограммах связывают с наличием жидкой воды, изменением плотности и химического состава, концентрацией микрочастиц или ориентировкой кристаллов [2–5]. Кроме возможности быстро получать непрерывные данные вдоль профилей, радар с относительно широкой диаграммой направленности, достаточно большой глубиной зондирования (до 10–100 м) и высоким разрешением по дальности, соизмеримым с толщиной годовых слоёв (1–10 см и более), отражает свойства ледниковой толщи, усреднённые на больших расстояниях. Зимние и летние слои разной плотности и структуры или слои с повышенной концентрацией растворимых химических примесей вулканического происхождения, которые могут отсутствовать в ледовых кернах из-за локальных вариаций снегонакопления, могут быть обнаружены на радарограммах, полученных в районе точки бурения за счёт диэлектрического контраста. Именно поэтому применение метода радиозондирования подходит для получения массовых данных, необходимых для изучения стратиграфии снежно-фирново-ледяных толщ по внутренним отражающим горизонтам [6], которые указывают на изохронность слоёв.

В последние годы многие авторы исследовали внутреннюю структуру ледников и пространственное распределение аккумуляции по данным исследования ледниковых кернов и радиолокационного зондирования. Эти работы посвящены тёплым и холодным ледникам в Альпах [7–10], на Шпицбергене [11], в Канадской Арктике [12] и Антарктиде [13, 14]. Картирование внутриледниковых слоёв можно использовать для описания пространственного и временно́го распределения скоростей аккумуляции на ледниках, уточнения режима течения льда, выбора точки бурения, проверки результатов моделирования возраста, совмещения нескольких кернов льда, полученных в разных точках ледника, оценки течения льда на изменчивость толщины годовых слоёв, которые формируются в областях с разной аккумуляцией, проверки ненарушенности этих слоёв и др.

В настоящей статье рассматриваются результаты наземной радиолокационной съёмки, выполненной в 2017 г. на Западном плато Эльбруса с помощью георадара ZOND 12-e (radsys.lv) с высокочастотными антеннами 500 и 300 МГц (рис. 1). Задача исследования – оценить пространственную и временну́ю изменчивость аккумуляции снега за период 2015–2017 гг. на основе совместного анализа результатов площадного радиозондирования и данных о толщине, плотности, стратиграфии, изотопном и химическом составе снежно-фирновой толщи, полученных при анализе 24-метрового керна [15].

Объект исследований

Работы проводили на Западном плато Эльбруса, где в 2002–2020 гг. был выполнен большой комплекс исследований [16]. Плато представляет собой плоский участок ледникового комплекса Эльбруса площадью около 0,5 км^2, расположенный в интервале высот 5080–5150 м и ограниченный с севера и юго-востока лавовыми гребнями, а с востока – стеной Западной вершины вулкана. С запада плато открыто для влагонесущих воздушных масс и получает осадки из свободной атмосферы в виде снега в течение всего года. В этот период на Запад-

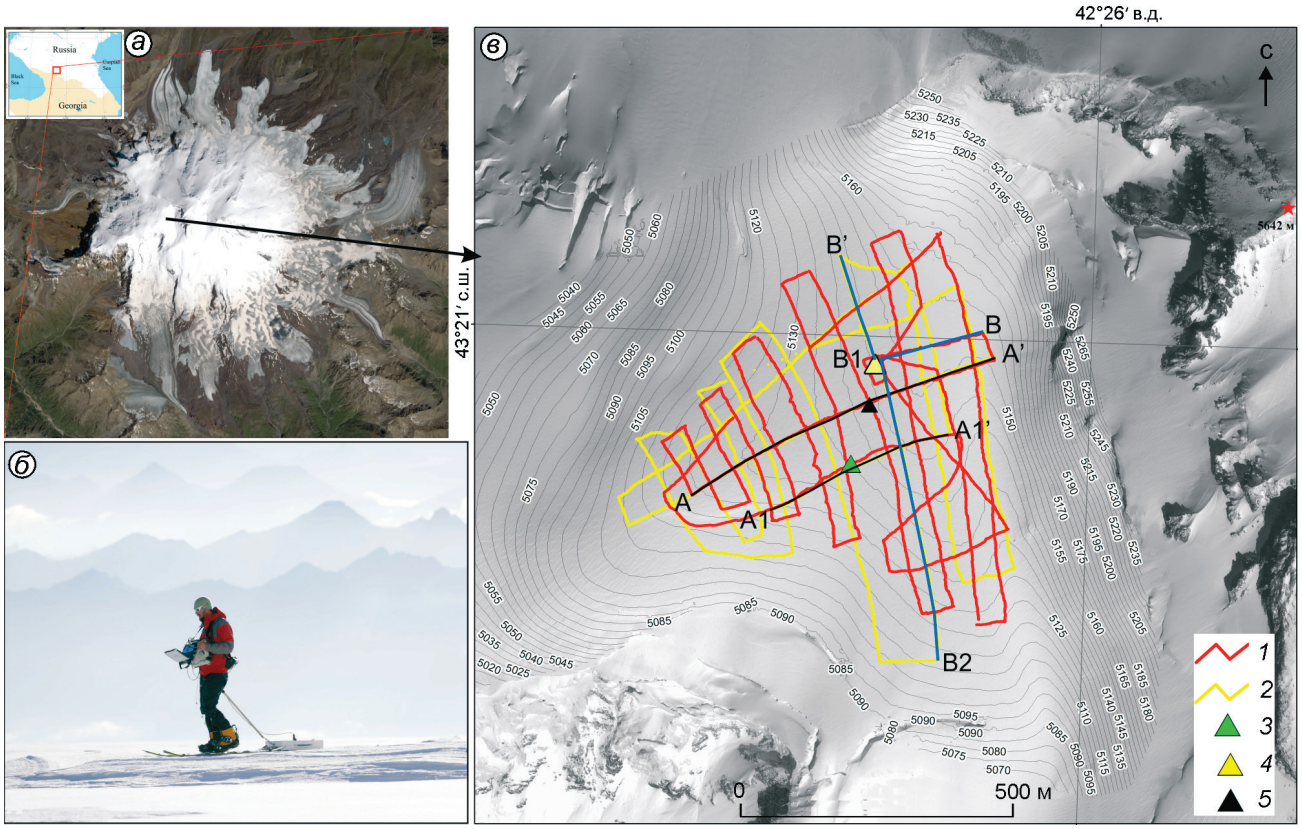


Рис. 1. Объект исследований на Центральном Кавказе:
а – Эльбрус, общий вид; *б* – процесс радиолокационной съёмки на Западном плато в 2017 г.; *в* – профили радиолокационной съёмки: *1* – с антенной частотой 500 МГц; *2* – с антенной частотой 300 МГц; *3, 5* – точки глубокого бурения 2009 и 2018 гг. соответственно; *4* – точка неглубокого бурения 2017 г. Радарограммы вдоль профилей А–А', А1'–А1, В–В1, В1–В2 и В'–В1 даны на рис. 2. Изогипсы поверхности ледника проведены через 5 м

Fig. 1. Research object in the Central Caucasus:
a – Elbrus, general view; *б* – radar survey process on the Western Plateau in 2017; *в* – radar survey profiles: *1* – with 500 MHz antenna; *2* – with 300 MHz antenna; *3, 5* – deep drilling sites (2009 and 2018, respectively); *4* – shallow drilling site 2017. Radargrams along the profiles A–A', A1'–A1, B–B1, B1–B2 and B'–B1 are shown in Fig. 2. Glacier surface contour lines drawn every 5 m

ном плато проведена серия наблюдений, которая позволила установить особенности осадконакопления и строения снежно-фирновой толщи ледника по данным исследования шурфов и ледниковых кернов из нескольких неглубоких (13–24 м) и двух глубоких (182 и 150 м) скважин [17–19]. Анализ кернов показал, что средняя величина аккумуляции здесь составляет около 1,4 м в.э., а данные о строении снежно-фирновой толщи и распределении температуры в скважинах указывают на минимальное таяние на этом участке ледника [20, 21]. Результаты серии наземных радиолокационных съёмок на частоте 20 МГц, выполненных в 2005, 2007 и 2017 гг., показывают значительную толщину льда (250 м) и воронкообразную форму подстилающего ложа [22, 23].

Методика: радиолокационное зондирование и анализ керна

Технология измерений и обработки данных высокочастотного радиозондирования. Для радиолокационного зондирования снежно-фирновой толщи на Западном плато Эльбруса в 2017 г. использовался георадар ЗОНД 12-е производства «НПФ Радарные Системы» (г. Рига, Латвия) с экранированными антеннами 500 и 300 МГц. Выбор двух антенн с разными частотами обусловлен необходимостью получения данных высокого качества и разрешения для разных глубин. На радарограммах, полученных с антенной частотой 500 МГц, отчётливо видны протяжённые отражения от сезонных слоёв снега, однако глубина зондирования при выбранном разрешении съёмки

Таблица 1. **Параметры радиолокационной съёмки и используемых антенн**

Параметры	Частота антенн, МГц	
	500	300
Длина волны в воздухе, м	0,6	1
Вертикальное разрешение, м: максимальное λ/4 предельное λ/10	 0,1 0,04	 0,25 0,1
Рабочее окно, нс	100	470
Максимальная глубина при скорости распространения радиоволн V = 21 см/мкс	10,5	49,3
Частота сканирования, с	14	3,5
Выборка	512	512
Накопление	4	16
Число точек измерений	73 000	38 000

ограничивалась 100 нс, или около 10 м. При известных темпах аккумуляции снега на плато (до 4–5 м в год) этого может быть недостаточно для получения непрерывных данных о более глубоких слоях. Поэтому данные съёмки с антенной 500 МГц использовали для оцифровки сезонных горизонтов в верхних 5–7 метрах толщи, а с антенной частотой 300 МГц – для более глубоких горизонтов. Параметры съёмки подбирали таким образом, чтобы при сохранении высокого разрешения по дальности получить информацию с бóльших глубин: рабочая глубина зондирования составляла 470 нс, или около 50 м.

Блок управления радаром, GPS-приёмник Garmin GPSMAP78 и ноутбук со специальным программным обеспечением PRISM были установлены на специальной регулируемой платформе, антенны перемещали по заранее спланированным профилям, которые покрывали максимально возможную площадь плато одним оператором на лыжах (см. рис. 1, *б*). За два дня работ было пройдено 17,5 км профилей с непрерывными измерениями, из них 9,5 км – с антенной 500 МГц и около 8 км – с антенной 300 МГц (см. рис. 1, *в*). Параметры съёмки обеими антеннами приведены в табл. 1.

На используемых частотах 500 и 300 МГц (длина волны в воздухе λ составляла 0,6 и 1 м соответственно) передатчик генерирует электромагнитные широкополосные импульсы напряжением 400 В длительностью 1 нс с частотой повторения 100 кГц, которые отражаются от диэлектрически контрастных границ раздела в снежном покрове, затем принимаются приёмником во временно́м окне 100 и 470 нс и оцифровываются с периодом дискретизации 0,2 нс. При средней скорости распространения радиоволн в снегу 0,2 м/нс антенны на этих частотах позволяют получать отражения от границ в снежном покрове до глубины соответственно 10 и 50 м с максимальным вертикальным разрешением λ/4 = 0,1 и 0,25 м и предельным разрешением λ/10 = 0,04 и 0,1 м соответственно [24]. Приёмное и передающее устройства обеих антенн находятся в одном экранированном корпусе. Расстояние между ними – 0,23 м для антенны 500 МГц и 0,5 м – для антенны 300 МГц. Такой способ измерений известен как «common-offset» (CO) съёмка.

Визуализацию и последующую обработку радарных данных вели в программе RadexPro Plus 2011.1 [25]. Граф обработки состоял из следующих стандартных процедур: удаление задержки электромагнитного сигнала; удаление звона антенны (вычитание среднего), предсказывающего деконволюцию; полосовую фильтрацию; амплитудную коррекцию за сферическое расхождение. Примеры радарограмм после обработки приведены на рис. 2. На полученных записях прослеживаются внутренние отражающие горизонты, датировка и выделение которых стала возможной благодаря данным обработки 24-метрового керна, полученного на плато в 2017 г.

Оценка скорости распространения электромагнитных волн. В результате снегопадов, ветрового уплотнения снега и оттепелей снежный покров имеет слоистое строение и содержит слои снега и ледяные прослои разной толщины, плотности и структуры. В первом приближении он может рассматриваться в виде системы плоскопараллельных слоёв с диэлектрически контрастными границами раздела. Для немагнитных материалов, к каким относятся снег, фирн и лёд, скорость распространения радиоволн V в диапазоне радиозондирования 1–1000 МГц определяется их относительной диэлектрической проницаемостью ε:

$$V = c/\varepsilon^{1/2}, \quad (1)$$

где c = 30 см/нс – скорость распространения света в воздухе.

По данным лабораторных и полевых измерений величина ε снега, фирна и льда слабо зависит от температуры и содержания кислотных примесей. В основном она определяется плотно-

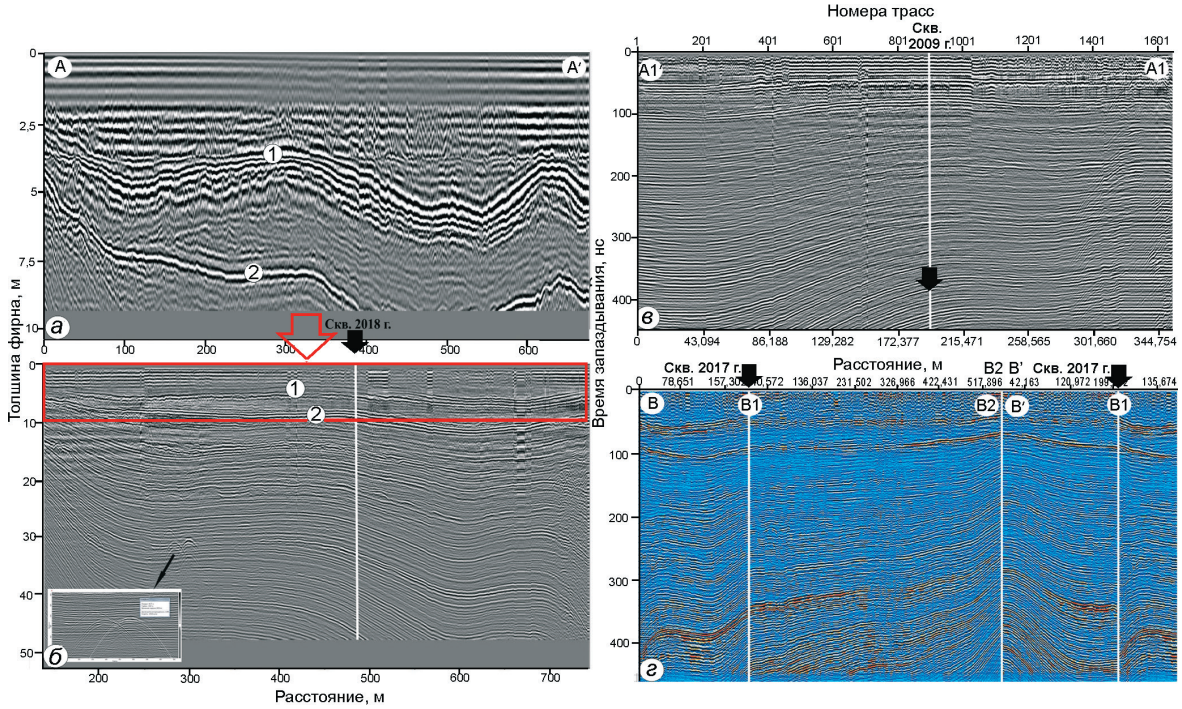


Рис. 2. Радарограммы 500 МГц (*а*) и 300 МГц (*б*), полученные вдоль профиля А–А'; радарограммы 300 МГц вдоль профиля А1'–А1 (*в*) и вдоль профилей В–В1, В1–В2, В'–В1 (*г*), показанных на рис. 1, *в*.
1, 2 на *а, б* – первые две границы между годовыми горизонтами. На врезке (*б*) – увеличенный фрагмент записи с гиперболическими отражениями, полученными предположительно от потерянной в 2007 г. автоматической станции

Fig. 2. 500 MHz (*а*) and 300 MHz (*б*) radargrams obtained along profile A–A'; 300 MHz radargrams along profile A1'–A1 (*в*) and along profiles B–B1, B1–B2, B'–B1 (*г*) shown in Fig. 1, *в*.
1, 2 on *а, б* – first two annual layer boundaries. In the inset (*б*), an enlarged fragment of a radargram with hyperbolic reflections obtained presumably from the automatic weather station lost in 2007

стью и содержанием воды и в меньшей степени – структурой [26]. Зависимость ε от плотности ρ и содержания воды *w* достаточно хорошо описывается *формулой Луэнга* [27]. Для сухого снега, фирна и льда зависимость относительной диэлектрической проницаемости ε_d от их плотности ρ_d по формуле Луэнга имеет следующий вид:

$$\varepsilon_d = \varepsilon(\rho_d) = [\varphi_i(\varepsilon_i^{1/3} - 1) + 1]^3, \quad (2)$$

где $\varphi_i = \rho_d/\rho_i$ – объёмное содержание льда; $\rho_i = 917$ кг/м^3 – плотность льда; $\varepsilon_i = 3{,}19$ – относительная диэлектрическая проницаемость льда.

Диэлектрическая проницаемость ε_d может быть также рассчитана с помощью эмпирических зависимостей

Ковакса [28] – $\varepsilon_d = (1 + 0{,}845\rho_d)^2$, (3)

откуда $\rho_d = [(c/V_d) - 1]/0{,}845$,

и

Тиури [29] – $\varepsilon_d = 1 + 1{,}7\,\rho_d + 0{,}7\,\rho_d^2$. (4)

Построение полей аккумуляции. Для построения карт распределения сезонной аккумуляции по площади плато использовали данные измерений вдоль профилей зондирования в пределах контура, ограничивающего исследованную область. Данные измерений интерполировали методом Topo to Raster в программной среде ESRI ArcGIS. Корректность интерполяции с учётом возможных ошибок идентификации отражений от внутренних горизонтов и ошибок измерений времени запаздывания этих отражений контролировалась путём сопоставления измеренных глубин горизонтов в точках пересечения радарных профилей (41 точка для антенны частотой 500 МГц и 25 точек для антенны 300 МГц). Различия не превышали 0,6 м и в среднем составляли 0,05 м.

Оценка точности радиолокационных измерений толщины снежного покрова. Точность расчёта толщины H_B снежного покрова радиолокационным методом зависит от ошибки измерений времени запаздывания отражений от горизонтов в

снежном покрове τ_B и средней скорости распространения радиоволн в нём $V_{ср}$. Ошибка определения толщины снежного покрова σ_H может быть оценена из соотношения [30]

$$\sigma_H = 0{,}5[\tau^2\sigma_{V\text{ср}}{}^2 + V_{ср}{}^2\sigma_\tau{}^2)]^{½},$$

где $\sigma_{V\text{ср}}$ – ошибка измерений $V_{ср}$; σ_τ – ошибка времени запаздывания отражённых сигналов τ.

В работе [31] мы выполнили расчёты зависимости σ_H от $\sigma_{V\text{ср}}$ и σ_τ для разных значений скорости и глубины отражающей границы по данным детальных радарных и традиционных снегомерных измерений на леднике Восточный Грёнфьорд на Шпицбергене. Такой подход был использован нами для оценки ошибок при построении карт аккумуляции снега на Западном плато Эльбруса. Средняя скорость распространения радиоволн по результатам анализа гипербол дифракции и пересчёта по формуле Луэнга (2) из плотности, измеренной в керне, на участке исследований, равна 21,5 см/нс. Для значений $\sigma_{V\text{ср}} = \pm 1$ см/нс и $\sigma_\tau = \pm 0{,}2$ нс ошибка измерений толщины снежного покрова σ_H составила ±5%. Другой фактор, вносящий ошибки в результаты определения толщины снежного покрова, – расстояние между антеннами. Для оценки максимальной ошибки за расстояние между антеннами использованы минимальные значения глубины отражающих границ (порядка 3 м), полученные с обеими антеннами. Расчёты были выполнены без учёта возможного преломления на промежуточных границах аналогично работе [32]. Значение максимальной ошибки составило около 0,5%. Таким образом, суммарная ошибка определения толщины слоёв *c* равна 5,5%.

Обработка и анализ керна. Для 24-метрового фирнового керна на месте бурения было проведено детальное стратиграфическое описание и измерена плотность [15]. Содержание стабильных изотопов кислорода и водорода измерено в Лаборатории изменений климата и окружающей среды ААНИИ (г. Санкт-Петербург), а химический состав выполнен в лаборатории Института наук о Земле в г. Гренобль, Франция. Совместный анализ данных по плотности, изотопному и химическому составу позволил разделить снежно-фирновую толщу в керне 2017 г. не только на годовые, но и на сезонные слои, чему способствовали высокая скорость аккумуляции и большое число образцов, приходящихся на один годовой слой (рис. 3). Для выделения годовых и сезонных горизонтов использованы сезонные осцилляции изотопного состава и иона аммония.

Результаты

Скорость распространения радиоволн. Совместный анализ радиолокационных данных и результатов обработки керна позволил оценить скорость распространения радиоволн в толще снега и фирна и пересчитать время запаздывания электромагнитных сигналов локатора в толщины. Расчёт скорости электромагнитных волн в настоящей работе проводился по формулам (2)–(4) исходя из полученной в результате бурения плотности для верхней части снежно-фирновой толщи мощностью 13,3 м, которая накопилась за период 2015–2017 гг. Полученные средние значения скорости составляют 21,6±0,7 см/нс – формула (2) и 21,4±0,7 см/нс – формулы (3) и (4); при этом скорость монотонно убывает с глубиной от 24,2 до 20,2 см/нс – формула (2) и от 24 до 20 см/нс – формулы (3) и (4) соответственно. По результатам анализа дифрагированных волн, полученных предположительно от погребённой в 2007 г. автоматической метеостанции (см. рис. 2, *б*, врезка), в фирновой толще плато скорость распространения радиоволн составляет около 21 см/нс, что практически соответствует расчётным значениям в пределах допустимой погрешности. В итоге для пересчёта времени прихода волн в глубину взята средняя скорость, равная 21,5 см/нс.

Привязка данных радиозондирования к результатам бурения. Результаты совместного анализа керна и радарограмм показали, что снежно-фирновая толща имеет выраженную слоистость (см. рис. 2 и 3). Анализ кривой вариации изотопов кислорода $\delta^{18}O$ позволил датировать керн и выделить сезоны летнего ($\delta^{18}O > -15$ ‰) и зимнего ($\delta^{18}O < -15$ ‰) снегонакопления (см. рис. 3, *в*), как было показано в работе [21]. Тёплым периодам (май–октябрь) также соответствует повышенное содержание аммония (см. рис. 3, *г*) в образцах снега и фирна, что подтверждает правильность выделения сезонных горизонтов.

На графике плотности, увеличивающейся с глубиной (см. рис. 3, *б*), показаны также ледяные корки, образовавшиеся в летний пери-

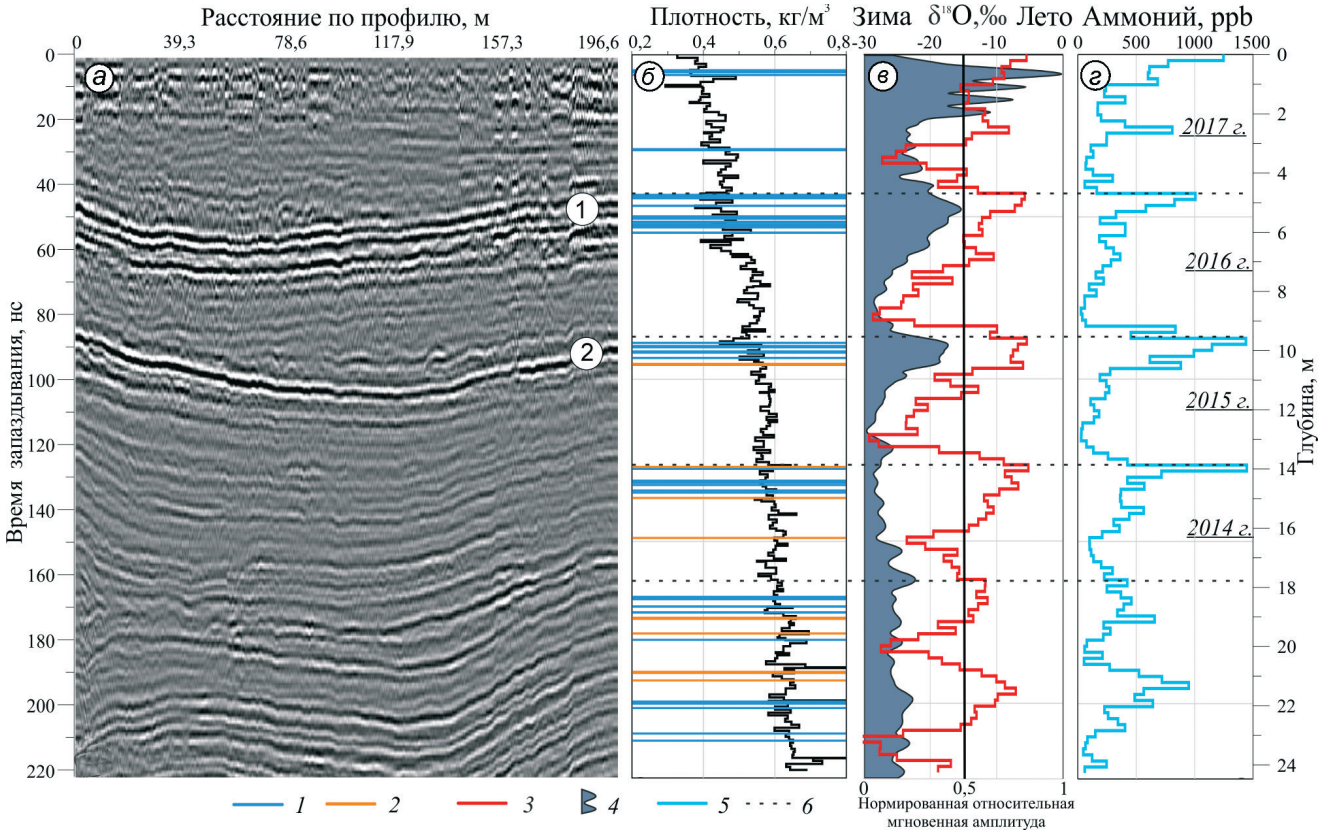


Рис. 3. Сопоставление данных радиозондирования и анализа керна из скважины 2017 г.:
а – радарограмма, полученная с антенной 300 МГц вблизи скважины (цифрами показаны отражения от пачек ледяных корок, соответствующих: 1 – летнему сезону 2016 г. и 2 – летнему сезону 2015 г.); *б* – плотность снежно-фирновой толщи; *в* – средняя огибающая радиолокационных трасс и вариации изотопа кислорода $\delta^{18}O$; *г* – вариации аммония. *1* – ледяные корки; *2* – прослои пыли; *3* – $\delta^{18}O$; *4* – радарный сигнал; *5* – аммоний; *6* – годовые границы

Fig. 3. Comparison of radar data and 2017 ice core analysis:
а – radargram obtained with a 300 MHz antenna near the drilling site (numbers show reflections from packs of ice crusts corresponding to: 1 – summer 2016 and 2 – summer 2015); *б* – density of snow-firn strata; *в* – the average signal envelope of radar traces and variations of the oxygen isotope $\delta^{18}O$; *г* – variations of ammonium. *1* – ice crusts; *2* – dust layers; *3* – $\delta^{18}O$; *4* – radar signal; *5* – ammonium; *6* – annual boundaries

од, и прослои пыли, соответствующие весенним и летним вторжениям воздушных масс с севера африканского континента [19]. Однако многочисленность этих прослоев и концентрация пыли в них не повлияла на плотность толщи, а её состав и проводимость, влияющие на отражённый сигнал, не измерялись в рамках настоящего исследования. Данные анализа керна были сопоставлены с глубиной и мощностью отражённых сигналов на радарограммах, полученных с антенной 300 МГц вблизи точки бурения, что позволило определить, к каким сезонам относятся эти границы. На рис. 3, *в* приведена огибающая средней трассы, полученная путём когерентного суммирования трасс на участках профилей вблизи скважины (по три трассы с каждого профиля). Использовались трассы после обработки. Огибающая – аналог модуля трассы и характеризует энергию отражённого сигнала; для её расчёта использовалось преобразование Гильберта (мгновенные амплитуды). Здесь наблюдается корреляция между данными радиозондирования, полученными в непосредственной близости от скважины 2017 г., и кривой вариации $\delta^{18}O$ на глубинах от поверхности приблизительно до 12 м: коэффицент корреляции равен 0,6. Таким образом, на радарограммах были выделены первые пять границ, соответствующие сезонным горизонтам: летний 2017 г., зимний и летний 2016 г., зимний и летний 2015 г.

Аккумуляция на Западном плато. Результатом совместной обработки данных радиозондирова-

Таблица 2. **Средняя толщина, плотность (по керну) и аккумуляция снежного покрова на Западном плато Эльбруса в 2015–2017 гг. по данным радиозондирования**

Сезон и год	Средняя толщина снега, м	Средняя плотность, кг/м^3	Средняя аккумуляция, мм в.э.	Средняя аккумуляция (год), мм в.э.
Тёплый 2017 г.	2,76	404,76	1117	1874
Холодный 2016 г.	1,67	453,48	757	
Тёплый 2016 г.	2,42	458,44	1109	2004
Холодный 2015 г.	1,67	535,90	894	
Тёплый 2015 г	1,86	535,85	996	–

ния и неглубокого керна стали карты распределения толщины снежного покрова, или поля аккумуляции. Для пересчёта толщины сезонных слоёв снега в слои воды (мм в.э.) использованы характеристики плотности по керну (табл. 2). Для каждого из выделенных горизонтов устанавливалась глубина его залегания относительно поверхности и определялось среднее значение плотности по керну для данного интервала глубин при допущении, что распределение плотности в снежно-фирновой толще аналогично для всей площади плато. На рис. 4 приведены поля аккумуляции за пять сезонов (три тёплых и два холодных). Анализ полученных полей указывает на неравномерность распределения снега по площади плато и его сезонных отличиях. Так, в тёплый период года снегонакопление в среднем выше, чем в холодный: 1080 мм в.э. против 829 мм в.э. (см. табл. 2), происходит более равномерно по площади плато и более устойчиво год от года (см. рис. 4 *а*, *в*, *д*). В холодные же периоды максимум снегонакопления показывает явное смещение к северной и восточной частям плато, где оно ограничено северным гребнем и крутой стеной Западной вершины Эльбруса соответственно. При этом в южной и западной частях плато наблюдаются абсолютные минимумы в полях зимней аккумуляции, причина этого, вероятно, сильные ветры в зимний период (см. рис. 4 *б*, *г*). Вывод о перераспределении снега в холодный период года на Эльбрусе в целом и на Западном плато в частности подтверждается также независимыми оценками по данным метеонаблюдений и реанализа [16].

Анализ полей годовой аккумуляции показывает (рис. 5), что в 2016/17 балансовый год средняя аккумуляция на плато составила 1874 мм в.э. при разбросе значений от 2730 до 873 мм в.э. В 2015/16 балансовый год в среднем аккумуляция была выше – 2004 мм в.э., варьируя от 663 до 2760 мм в.э. Эти значения хорошо согласуются с данными о количестве атмосферных осадков на метеостанции Терскол, где они составляли за сентябрь–август 942 и 975 мм соответственно. Из рис. 5 видно, что зона максимального снегонакопления находится в восточной и северо-восточной частях плато, примыкающих к северному гребню и стене Западной вершины Эльбруса, которые выполняют роль барьера, задерживающего осадки. В центральной части Западного плато, где проходило бурение скважины в 2009 г. [20], значения аккумуляции соответствуют средним значениям для всей исследованной поверхности. В целом в 2015/16 и 2016/17 балансовые годы наблюдается высокая степень подобия полей аккумуляции, что связано с орографическими особенностями данного места. Плато расположено на высотах, превышающих 5000 м, и отличается от других участков Эльбруса субгоризонтальной снежной поверхностью и практически полной открытостью горизонта, обращённого в сторону влагонесущих потоков. Основное количество осадков, формирующих снежную толщу, выпадает при западных и северо-западных ветрах, на которые приходится до 90% случаев ветра на Эльбрусе [16].

На профилях, проведённых через плато с запада на восток (см. рис. 5, *в–д*), хорошо видно как плавное увеличение аккумуляции с запада на восток в холодный период года, так и её уменьшение с севера на юг. Напротив, в тёплый период года значения аккумуляции с запада на восток несколько изменяются. Большему накоплению снега под стеной Западной вершины также способствуют склоновые процессы – лавины и ледовые обвалы, следы которых не раз отмечались авторами во время полевых работ, а также были заметны на полученных радарограммах.

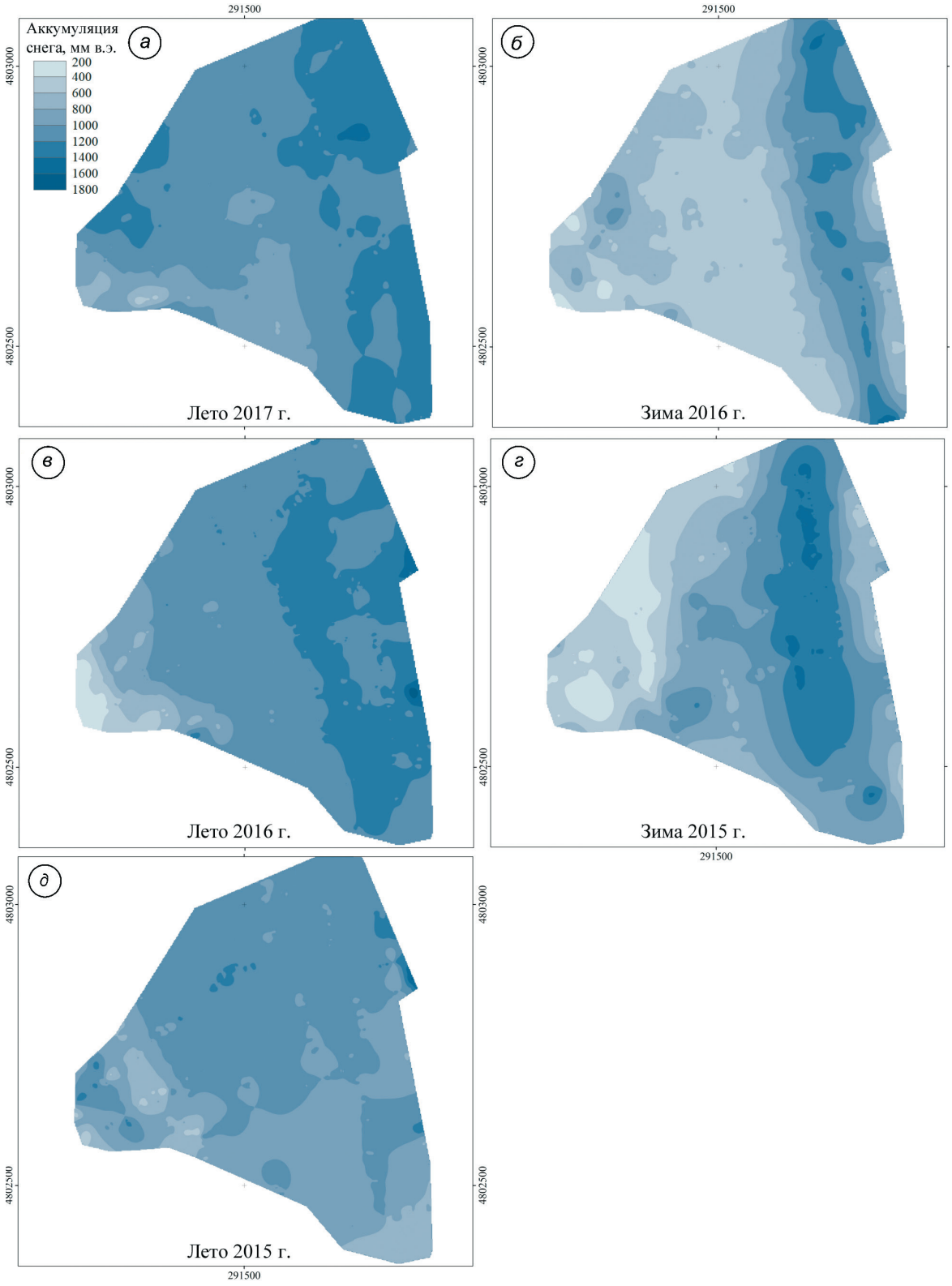


Рис. 4. Сезонная аккумуляция (мм в.э.) на Западном плато Эльбруса по данным высокочастотной радиолокационной съёмки в 2017 г.:
а – тёплый сезон 2017 г.; *б* – холодный сезон 2016 г.; *в* – тёплый сезон 2016 г.; *г* – холодный сезон 2015 г.; *д* – тёплый сезон 2015 г.
Fig. 4. Seasonal accumulation (mm w.e.) on the Western Elbrus plateau according to high–frequency radar survey in 2017:
а – warm season 2017; *б* – cold season 2016; *в* – warm season 2016; *г* – cold season 2015; *д* – warm season 2015

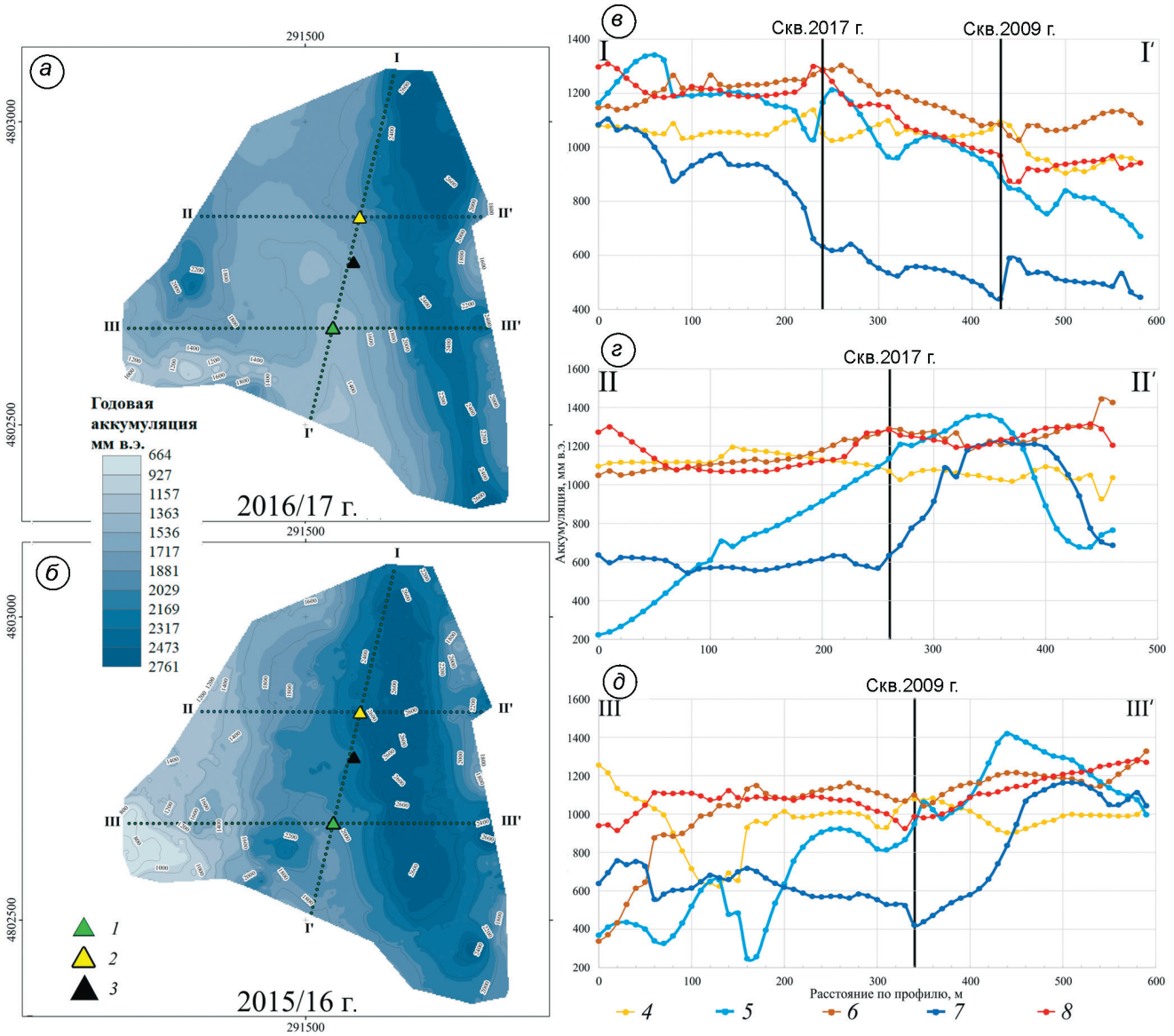


Рис. 5. Поля годовой аккумуляции (мм в.э.) на Западном плато Эльбруса:
а – сезон 2016/17 г.; *б* – сезон 2015/16 г.; сезонная аккумуляция на профилях: *в* – I–II'; *г* – II–II'; *д* – III–III'.
1–3 – положение скважин соответственно в 2009, 2017 и 2018 гг.; *4* – лето 2015 г.; *5* – зима 2015 г.; *6* – лето 2016 г.; *7* – зима 2016 г.; *8* – лето 2017 г.

Fig. 5. Fields of annual accumulation (mm w.e.) on the Western Elbrus plateau:
а – season 2016/17; *б* – season 2015/16; seasonal accumulation on profiles: *в* – I–I'; *г* – II–II'; *д* – III–III'.
1–3 – position of drill sites respectively, in 2009, 2017 and 2018; *4* – summer 2015; *5* – winter 2015; *6* – summer 2016; *7* – winter 2016; *8* – summer 2017

Обсуждение и заключение

Внутренние отражения электромагнитных волн в снежно-фирновой толще можно использовать для объединения отдельных ледниковых кернов, оценки распределения аккумуляции и калибровки возрастных моделей [2, 9, 11]. Мы предполагаем, что наблюдаемые на радарограммах, полученных на Западном плато, сплошные отражения представляют собой изохронные поверхности. Главные причины отражения – переменная плотность летних и зимних слоёв и присутствие ледяных прослоев в летних горизонтах. Многочисленные, но относительно тонкие слои пыли в керне (см. рис. 3, *б*) не повлияли на радарный сигнал, поскольку концентрация пыли

не отразилась в изменении плотности. Точность определения положения изохронных поверхностей зависит от разрешения радиолокатора. Мы использовали антенны частотой 300 и 500 МГц, вертикальное разрешение радиолокатора – 25 и 10 см соответственно, при условии, что постоянная скорость распространения радиоволн в снеге и фирне равна 21,5 см/нс. При таком разрешении фиксируемые радаром отражения могут соответствовать как отдельным крупным прослоям льда, так и серии слоёв большей плотности, что и наблюдалось по данным керна 2017 г. в летних горизонтах.

Моделирование возраста ледника для точек кернового бурения в высокогорье усложняется из-за большой изменчивости толщины льда и аккумуляции на небольших расстояниях. Так, на Западном плато на расстоянии 500–800 м аккумуляция меняется более чем в четыре раза с запада на восток – от ~600 до 2800 мм в.э. Максимум накопления отмечается в восточной и северо-восточной частях плато, примыкающих к северному гребню и стене Западной вершины, которая выполняет роль орографического барьера, задерживая и осадки. Измеренные суммы осадков на Западном плато Эльбруса в июне–июле 2018 г. в сочетании с данными по осадкам на обсерватории Терскол и на метеостанции Терскол показали, что величина плювиометрического градиента в высотном диапазоне 2500–4000 м составляет около 40 мм/100 м, или 400 мм/1 км (устное сообщение П.А. Торопова). Это подтверждает наши оценки аккумуляции, значение которой в привершинной области Эльбруса примерно в 2 раза выше, чем в долине р. Баксан. Результаты показали, что выбор точки бурения в 2009 г. оказался удачным с точки зрения соотношения аккумуляции и толщины льда. Скважина располагается в зоне средних значений аккумуляции и незначительного влияния ветрового переноса. Результаты настоящего исследования также помогли выбрать точку для повторного глубокого бурения на плато в 2018 г. в зоне максимальных толщин льда, при этом аккумуляция снега соответствует средним значениям для всей поверхности.

Совместный анализ данных радиозондирования и ледниковых кернов на Кавказе применяется впервые. Полученные результаты служат основой для дальнейшей обработки всего массива полученных данных и реконструкции полей аккумуляции на Западном плато Эльбруса за последние 25–30 лет. Предполагается объединить хронологии по всем имеющимся глубоким и неглубоким кернам, проследить надёжно датированные слои в толще между ними и на этой основе выделить изохронные слои на радарограммах, полученных с антенной 300 МГц, а затем реконструировать аккумуляцию. Кроме того, эти данные будут использованы в качестве основы для моделирования глубинного возраста льда.

Благодарности. Полевые работы выполнены при поддержке Российского научного фонда, грант № 17-17-01270, картографические работы – в рамках темы Государственного задания № 0148–2019-0004, а интерпретация данных кернового бурения проведена в рамках Мегагранта (соглашение № 075-15-2021-599 от 08.06.2021 г.). Авторы выражают благодарность П. Жино (Институт наук о Земле, г. Гренобль, Франция) за химические анализы образцов снега и фирна из неглубокой скважины, пробуренной в 2017 г.

Acknowledgments. Field studies were carried out with the support of the Russian science foundation, Grant № 17-17-01270, cartographic work was funded within the State assignment scientific theme (№ 0148-2019-0004) and interpretation of an ice core drilling data was carried out within the framework of the Megagrant (Agreement № 075-15-2021-599 dated 06/08/2021). Authors are grateful to Patrick Ginot (IGE, Grenoble, France) for chemical analysis of 2017 shallow ice core.

Литература

1. *Navarro F., Eisen O.* Ground-penetrating radar in glaciological applications // Remote Sensing of Glaciers / Eds.: P. Pellikka, W. G. Rees. London: Taylor & Francis, 2009. P. 195–229. doi: org/10.1201/b10155-12.
2. *Bohleber P., Sold L., Hardy D.R., Schwikowski M., Klenk P., Fischer A., Sirguey P., Cullen N.J., Potocki M., Hoffmann H., Mayewski P.* Ground-pene-

References

1. *Navarro F., Eisen O.* Ground-penetrating radar in glaciological applications. Remote Sensing of Glaciers. Eds.: P. Pellikka and W.G. Rees. London: Taylor & Francis. 2009: 195–229. doi: org/10.1201/b10155-12.
2. *Bohleber P., Sold L., Hardy D.R., Schwikowski M., Klenk P., Fischer A., Sirguey P., Cullen N.J., Potocki M., Hoffmann H., Mayewski P.* Ground-penetrating radar reveals

trating radar reveals ice thickness and undisturbed englacial layers at Kilimanjaro's Northern Ice Field // The Cryosphere. 2017. V. 11. P. 469–482. doi: org/10.5194/tc-11-469-2017.
3. *Мачерет Ю.Я.* Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 389 с.
4. *Fujita S., Mae S.* Causes and nature of ice-sheet radio-echo internal reflections estimated from the dielectric properties of ice // Annals of Glaciology. 1994. № 20. P. 80–86.
5. *Paren J.G., Robin G.d.Q.* Internal reflections in polar ice sheets // Journ. of Glaciology. 1975. V. 14. № 71. P. 251–259.
6. *Богородский В., Бентли Ч., Гудмандсен П.* Радиогляциология. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 312 с.
7. *Eisen O., Nixdorf U., Keck L., Wagenback D.* Alpine ice cores and ground penetrating radar: combined investigations for glaciological and climatic interpretations of a cold Alpine ice body // Tellus B: Chemical and Physical Meteorology. 2003. V. 55. № 5. P. 1007–1017. doi: org/10.3402/tellusb.v55i5.16394.
8. *Machguth H., Eisen O., Paul F., Hoelzle M.* Strong spatial variability of snow accumulation observed with helicopter-borne GPR on two adjacent Alpine glaciers // Geophys. Research Letters. 2006. V. 33. L13503. doi: org/10.1029/2006GL026576.
9. *Konrad H., Bohleber P., Wagenbach D., Vincent C., Eisen O.* Determining the age distribution of Colle Gnifetti, Monte Rosa, Swiss Alps, by combining ice cores, ground-penetrating radar and a simple flow model // Journ. of Glaciology. 2013. V. 59. № 213. P. 179–189. doi: org/10.3189/2013JoG12J072.
10. *Sold L., Huss M., Eichler A., Schwikowski M., Hoelzle M.* Unlocking annual firn layer water equivalents from ground-penetrating radar data on an Alpine glacier // The Cryosphere. 2015. V. 9. P. 1075–1087. doi: org/10.5194/tc-9-1075-2015.
11. *Pälli A., Kohler J.C., Isaksson E., Moore J.C., Pinglot J.F., Pohjola V.A., Samuelsson H.* Spatial and temporal variability of snow accumulation using ground penetrating radar and ice cores on a Svalbard glacier // Journ. of Glaciology. 2002. V. 48. № 162. P. 417–424.
12. *Sylvestre T., Copland L., Demuth M., Sharp M.* Spatial patterns of snow accumulation across Belcher Glacier, Devon Ice Cap, Nunavut, Canada // Journ. of Glaciology. 2013. V. 59. № 217. P. 874–882. doi: org/10.3189/2013JoG12J227.
13. *Eisen O., Frezzotti M., Genthon C., Isaksson E., Magand O., van den Broeke M.R., Dixon D.A., Ekaykin A., Holmlund P., Kameda T., Karlof L., Kaspari S., Lipenkov V.Y., Oerter H., Takahashi S., Vaughan D.G.* Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica // Reviews of Geophysics. 2008. V. 46. № 2. RG2001. 39 P. doi: org/10.1029/2006RG000218.

ice thickness and undisturbed englacial layers at Kilimanjaro's Northern Ice Field. The Cryosphere. 2017, 11: 469–482. doi: org/10.5194/tc-11-469-2017.
3. *Macheret Yu.Ya. Radiozondirovanie lednikov.* Radio-echo sounding of glaciers. Moscow: Nauchnyi Mir, 2006: 389 p. [In Rissian].
4. *Fujita S., Mae S.* Causes and nature of ice-sheet radio-echo internal reflections estimated from the dielectric properties of ice. Annals of Glaciology. 1994, 20: 80–86.
5. *Paren J.G., Robin G.d.Q.* Internal reflections in polar ice sheets. Journ. of Glaciology. 1975, 14 (71): 251–259.
6. *Bogorodsky V.V., Bentley C.R., Gudmandsen P.E. Radioglyatsiologiya*. Radioglaciology. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1983: 312 p. [In Rissian].
7. *Eisen O., Nixdorf U., Keck L., Wagenback D.* Alpine ice cores and ground penetrating radar: combined investigations for glaciological and climatic interpretations of a cold Alpine ice body. Tellus B: Chemical and Physical Meteorology. 2003, 55 (5): 1007–1017. doi: org/10.3402/tellusb.v55i5.16394.
8. *Machguth H., Eisen O., Paul F., Hoelzle M.* Strong spatial variability of snow accumulation observed with helicopter-borne GPR on two adjacent Alpine glaciers. Geophys. Research Letters. 2006, 33: L13503. doi: 10.1029/2006GL026576.
9. *Konrad H., Bohleber P., Wagenbach D., Vincent C., Eisen O.* Determining the age distribution of Colle Gnifetti, Monte Rosa, Swiss Alps, by combining ice cores, ground-penetrating radar and a simple flow model. Journ. of Glaciology. 2013, 59 (213): 179–189. doi: org/10.3189/2013JoG12J072.
10. *Sold L., Huss M., Eichler A., Schwikowski M., Hoelzle M.* Unlocking annual firn layer water equivalents from ground-penetrating radar data on an Alpine glacier. The Cryosphere. 2015, 9: 1075–1087. doi: org/10.5194/tc-9-1075-2015.
11. *Pälli A., Kohler J.C., Isaksson E., Moore J.C., Pinglot J.F., Pohjola V.A., Samuelsson H.* Spatial and temporal variability of snow accumulation using ground penetrating radar and ice cores on a Svalbard glacier. Journ. of Glaciology. 2002, 48 (162): 417–424.
12. *Sylvestre T., Copland L., Demuth M., Sharp M.* Spatial patterns of snow accumulation across Belcher Glacier, Devon Ice Cap, Nunavut, Canada. Journ. of Glaciology. 2013, 59 (217): 874–882. doi: org/10.3189/2013JoG12J227.
13. *Eisen O., Frezzotti M., Genthon C., Isaksson E., Magand O., van den Broeke M.R., Dixon D.A., Ekaykin A., Holmlund P., Kameda T., Karlof L., Kaspari S., Lipenkov V.Y., Oerter H., Takahashi S., Vaughan D.G.* Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica. Reviews of Geophysics. 2008, 46 (2): RG2001. 39 p. doi: org/10.1029/2006RG000218.

14. *Kruetzmann N.C., Rack W., McDonald A.J., George S.E.* Snow accumulation and compaction derived from GPR data near Ross Island, Antarctica // The Cryosphere. 2011. V. 5. P. 391–404. doi: org/10.5194/tc-5-391-2011.
15. *Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Торопов П.А., Абрамов А.А., Полюхов А.А.* Гляциологические исследования института географии РАН на Эльбрусе в 2017 г. // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 292. doi: org/10.15356/2076-6734-2017-3-292.
16. Ледники и климат Эльбруса / Отв. ред. В.Н. Михаленко. М.-СПб.: Нестор-История, 2020. 372 с.
17. *Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Кунахович М.Г., Томпсон Л.Г.* Исследования западного ледникового плато Эльбруса: результаты и перспективы // МГИ. 2005. Вып. 99. С. 185–190.
18. *Kutuzov S., Shahgedanova M., Mikhalenko V., Ginot P., Lavrentiev I., Kemp S.* High-resolution provenance of desert dust deposited on Mt. Elbrus, Caucasus in 2009–2012 using snow pit and firn core records // The Cryosphere. 2013. V. 7. № 5. P. 1481–1498. doi: org/10.5194/tc-7-1481-2013.
19. *Кутузов С.С., Михаленко В.Н., Шахгеданова М., Жино П., Козачек А.В., Лаврентьев И.И., Кудерина Т.М., Попов Г.В.* Пути дальнего переноса пыли на ледники Кавказа и химический состав снега на Западном плато Эльбруса // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 5–15. doi: org/10.15356/2076-6734-2014-3-5-15.
20. *Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P.* Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia // The Cryosphere. 2015. V. 9. P. 2253–2270. doi: org/10.5194/tc-9-2253-2015.
21. *Kozachek A., Mikhalenko V., Masson-Delmotte V., Ekaykin A., Ginot P., Kutuzov S., Legrand M., Lipenkov V., Preunkert S.* Large-scale drivers of Caucasus climate variability in meteorological records and Mt El'brus ice cores // Climat of the Past. 2017. V. 13. P. 473–489. doi: org/10.5194/cp-13-473-2017.
22. *Лаврентьев И.И., Михаленко В.Н., Кутузов С.С.* Толщина льда и подлёдный рельеф Западного ледникового плато Эльбруса // Лёд и Снег. 2010. № 2 (110). С. 12–18.
23. *Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017 // Frontiers in Earth Science. 2019. V. 7. № 153. P. 1–16. doi: org/ 10.3389/feart.2019.00153.
24. *Forte E., Dossi M., Colucci R.R., Pipan M.* A new fast methodology to estimate the density of frozen materials by means of common offset GPR data // Journ. of Applied Geophysics. 2013. V. 99. P. 135–145. doi: org/10.1016/j.jappgeo.2013.08.013.

14. *Kruetzmann N.C., Rack W., McDonald A.J., George S.E.* Snow accumulation and compaction derived from GPR data near Ross Island, Antarctica. The Cryosphere. 2011, 5: 391–404. doi: org/10.5194/tc-5-391-2011.
15. *Mikhalenko V.N., Kutuzov S.S., Lavrantiev I.I., Toropov P.A., Abramov A.A., Polyukhov A.A.* Glaciological studies of the Institute of Geography, RAS, on the Elbrus Mount in 2017. *Led I Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (3): 292. doi: org/10.15356/2076-6734-2017-3-292. [In Rissian].
16. *Ledniki i klimat El'brusa.* Glaciers and climate of Elbrus. Ed. V.N. Mikhalenko. Moscow, St. Petersburg: Nestor-Istoriya, 2020: 372 p. [In Rissian].
17. *Mikhalenko V.N., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Kunakhovich M.G., Tompson L.G.* Elbrus western firn plateau studies: results and prospects. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 99: 185–190. [In Russian].
18. *Kutuzov S., Shahgedanova M., Mikhalenko V., Ginot P., Lavrentiev I., Kemp S.* High-resolution provenance of desert dust deposited on Mt. Elbrus, Caucasus in 2009–2012 using snow pit and firn core records. The Cryosphere. 2013, 7 (5): 1481–1498. doi: org/10.5194/tc-7-1481-2013.
19. *Kutuzov S.S., Mikhalenko V.N., Shahgedanova M.V., Ginot P., Kozachek A.V., Kuderina T.M., Lavrentiev I.I., Popov G.V.* Ways of far-distance dust transport onto Caucasian glaciers and chemical composition of snow on the Western plateau of Elbrus. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 3 (127): 5–15. doi: org/10.15356/2076-6734-2014-3-5-15. [In Rissian].
20. *Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P.* Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia. The Cryosphere. 2015, 9: 2253–2270. doi: org/10.5194/tc-9-2253-2015.
21. *Kozachek A., Mikhalenko V., Masson-Delmotte V., Ekaykin A., Ginot P., Kutuzov S., Legrand M., Lipenkov V., Preunkert S.* Large-scale drivers of Caucasus climate variability in meteorological records and Mt El'brus ice cores. Climat of the Past. 2017, 13: 473–489. doi: org/10.5194/cp-13-473-2017.
22. *Lavrentiev I.I., Mikhalenko V.N., Kutuzov S.S.* Ice thickness and bedrock relief of the western Elbrus plateau. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2010, 2 (110): 12–18. [In Rissian].
23. *Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017. Frontiers in Earth Science. 2019, 7 (153): 1–16. doi: org/10.3389/feart.2019.00153.
24. *Forte E., Dossi M., Colucci R.R., Pipan M.* A new fast methodology to estimate the density of frozen materials by means of common offset GPR data. Journ. of Applied Geophysics. 2013, 99: 135–145. doi: org/10.1016/j.jappgeo.2013.08.013.

25. *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.
26. *Котляков В.М., Мачерет Ю.Я., Сосновский А.В., Глазовский А.Ф.* Скорость распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 45–56. doi: org/10.15356/2076-6734-2017-1-45-56.
27. *Looyenga H.* Dielectric constants of heterogeneous mixture // Physica. 1965. V. 31. № 3. P. 401–406.
28. *Kovacs A., Gow A.J., Morey R.M.* A reassessment of the in-situ dielectric constant of polar firn. Hanover, N.H, 1993. 22 p.
29. *Tiuri M., Sihvola A., Nyfors E., Hallikaiken M.* The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies // IEEE Journ. of Oceanic Engineering. 1984. V. 9. № 5. P. 377–382. doi: org/10.1109/JOE.1984.1145645.
30. *Gusmeroli A., Wolken G., Arendt A.* Helicopter-borne radar imaging of snow cover on and around glaciers in Alaska // Annals of Glaciology. 2014. V. 55. № 67. P. 78–88. doi: org/10.3189/2014AoG67A029.
31. *Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А., Черняков Г.А.* Толщина снежного покрова на леднике Восточный Грёнфьорд (Шпицберген) по данным радарных измерений и стандартных снегомерных съёмок // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 5–20. doi: org/10.15356/2076-6734-2018-1-5-20.
32. *Lapazaran J.J., Otero J., Martin-Español A., Navarro F.J.* On the errors involved in ice-thickness estimates I: ground-penetrating radar measurement errors // Journ. of Glaciology. 2016. V. 62. P. 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.

25. *Kulnitsky L.M. Gofman P.A., Tokarev M.Yu.* Mathematical processing of georadar data in the RADEXPRO system. *Razvedka i okhrana nedr.* Exploration and protection of mineral resources. 2001, 3: 6–11. [In Russian].
26. *Kotlyakov V.M., Macheret Yu.Ya., Sosnovsky A.V., Glazovsky A.F.* Speed of propagation of radio waves in a dry and wet snow cover. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (1): 45–56. doi: org/10.15356/2076-6734-2017-1-45-56. [In Russian].
27. *Looyenga H.* Dielectric constants of heterogeneous mixtures. Physica. 1965, 31 (3): 401–406. doi: org/10.1016/0031-8914(65)90045-5.
28. *Kovacs A., Gow A.J., Morey R.M.* A reassessment of the in-situ dielectric constant of polar firn. Hanover, N.H., 1993: 22 p.
29. *Tiuri M., Sihvola A., Nyfors E., Hallikaiken M.* The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies. IEEE Journ. of Oceanic Engineering. 1984, 9 (5): 377–382. doi: org/10.1109/JOE.1984.1145645.
30. *Gusmeroli A., Wolken G., Arendt A.* Helicopter-borne radar imaging of snow cover on and around glaciers in Alaska. Annals of Glaciology. 2014, 55 (67): 78–88. doi: org/10.3189/2014AoG67A029.
31. *Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A., Cherniakov G.A.* Snow thickness on Austre Grønfjordbreen, Svalbard, from radar measurements and standard snow surveys. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (1): 5–20. doi: org/10.15356/2076-6734-2018-1-5-20. [In Russian].
32. *Lapazaran J.J., Otero J., Martin-Español A., Navarro F.J.* On the errors involved in ice-thickness estimates I: ground-penetrating radar measurement errors. Journ. of Glaciology. 2016, 62: 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.

УДК 551.324 DOI: 10.31857/S2076673422020124, EDN: EOFMFI

Сокращение оледенения хребта Улахан-Чистай (горы Черского) в 1970–2018 гг.

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

Институт географии РАН, Москва, Россия
*anton-yar@rambler.ru

Reduction of glaciers in the Ulakhan-Chistay Range (Chersky Mountains) from 1970 to 2018

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

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
*anton-yar@rambler.ru

Received October 26, 2021 / Revised December 26, 2021 / Accepted April 1, 2022

Keywords: ***mountain glaciers, Ulakhan-Chistay Ridge, Chersky mountain system, reduction of glacier area, morphological types, altitude distribution, satellite imagery, digital elevation model.***

Summary

The paper presents new data on the state of glaciers of the Ulakhan-Chistay Ridge (Chersky mountains) in 2018. Estimates of changes in the glaciation obtained in this region over the period 1970-2018 are based on the analysis of different in time satellite surveys and historical data. In 2018, the glaciation of this area was represented by 90 glaciers with a total area of 54.0±5.2 km². Among the morphological types, corrie and valley glaciers predominate. The largest areas are occupied by valley and compound valley glaciers. The main part (67.5%) of the total glaciation area is concentrated within the altitude range 2000–2400 m. The changes in the glaciation area were analyzed over following four periods: 1970–2018, 1970–2001, 2001–2012, and 2012–2018. For 1970–2018, the area local glaciers registered in the USSR Glacier Catalog and identified on the present-day satellite images decreased from 82.2 to 53.9±5.2 km², that is by 28.3 km² (34.4%). In this value, 12.4 km² were lost in 1970–2001, 8.4 km² – in 2001–2012, and 7.5 km² – in 2012–2018. By 2018, small glaciers with an area of less than 0.1 km² (73%) had shrunk the most, and the least – large glaciers with an area exceeding 2 km² (17%). The glaciers of the north-eastern exposure decreased the most significantly (49.3%). The average rate of area reduction increased from 0.49%/year in 1970–2001 to 1.34%/year in 2001–2018 (1.09%/year in 2001–2012, 2.04%/year in 2012–2018). Glaciers shrank against the background of a gradual rising in summer air temperatures (about 1.5 °C over the past 50 years) with a slight change in the winter precipitation. The more intensive shrinking of glaciers over the past two decades was caused by the stable positive anomaly of summer air temperatures, which remained since 2005 to the present.

Citation: Muraviev A.Ya., Nosenko G.A. Reduction of glaciers in the Ulakhan-Chistay Range (Chersky Mountains) from 1970 to 2018. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (2): 179–192. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422020124, edn: eofmfi.

Поступила 26 октября 2021 г. / После доработки 26 декабря 2021 г. / Принята к печати 1 апреля 2022 г.

Ключевые слова: ***горные ледники, хребет Улахан-Чистай, горы Черского, сокращение площади ледников, морфологические типы, высотное распределение, спутниковые съёмки, цифровая модель рельефа.***

Представлены данные о размерах, морфологии и высотных характеристиках оледенения хр. Улахан-Чистай (горная система Черского) в 2018 г. Проанализированы изменения площади ледников за четыре периода: 1970–2018, 1970–2001, 2001–2012 и 2012–2018 гг. Рассмотрено высотное распределение оледенения в 2001, 2012 и 2018 гг. Установлено существенное увеличение средней скорости сокращения площади ледников в XXI в. по сравнению с последней третью XX в.: 0,49%/год в 1970–2001 гг.; 1,09%/год в 2001–2012 гг.; 2,04%/год в 2012–2018 гг.

Введение

Горная система Черского – один из наиболее труднодоступных и наименее изученных ледниковых районов Евразии – расположена в северо-восточной части России. Она образована множеством горных хребтов, простирающихся примерно на 1000 км с северо-запада на юго-восток и разделённых межгорными депрессиями [1]. Наибольшие высоты наблюдаются в юго-восточной части района – в центральной части хр. Улахан-Чистай, где расположена самая высокая вершина Северо-Востока континентальной части России (исключая Камчатку) – гора Победа (3003 м). Климат района – резко континентальный. С его подробным описанием можно ознакомиться в работах [1–3]. В горах Черского распространены

долинные, сложные долинные, каровые и висячие ледники [1]. По данным работы [4], базовая высота границы питания в этом районе в 1970-х годах находилась на высотах 2150–2180 м, что примерно на 200 м ниже (2350–2400 м), чем в расположенных южнее горах Сунтар-Хаята. Величина аккумуляции–абляции на высоте границы питания ледников района, как правило, не превышает 1000 мм в.э. (карта 214 [5]). Согласно оценке А.Н. Кренке [6], объём льда, содержащегося в ледниках гор Черского, составлял (на время создания Каталога ледников СССР [1]) около 12 км^3. Суровые климатические условия способствуют распространению в областях аккумуляции ледников данного района зоны ледяного питания [2]. Наиболее полно специфика режима ледников горной системы Черского описана в работах [2, 3].

До 1930-х годов сведений об оледенении гор Черского в научной литературе не было. В своей работе 1931 г. [7] С.В. Обручев писал о «вечных снегах» этого района. Однако первая достоверная информация о наличии там ледников была получена только в ходе геологических работ 1939–1940 гг. [1]. Первая попытка каталогизации ледников гор Черского была предпринята Л.Л. Берманом в 1940-х годах. В его работе [8] приведены схема расположения и каталог ледников Буордахского массива (высокогорный массив в центральной части хр. Улахан-Чистай в районе горы Победа), содержащие сведения о 69 ледниках общей площадью 205 км^2. Данные были получены Л.Л. Берманом в результате обработки материалов аэрофотосъёмки, проводившейся в горах Черского с 1944 г. [8]. Исследование Ю.Н. Попова [9] дало результат, существенно отличающийся от результатов Л.Л. Бермана. Площадь 80 ледников и снежников, обнаруженных им в пределах Буордахского массива, составила 94,26 км^2. При этом, согласно его оценке, 24 долинных ледника имели суммарную площадь 60,96 км^2, а 22 висячих ледника – 16,95 км^2.

Количественная оценка всего оледенения гор Черского впервые была сделана А.П. Васьковским и представлена в публикации 1955 г. [10]. Он обнаружил 223 ледника общей площадью 147 км^2. В работе [11] приводятся описание и схема оледенения Буордахского массива. Автор оценил площадь оледенения данного района в 95 км^2. Он отметил также значительную разницу в оценках числа ледников, сделанных Л.Л. Берманом [8], Ю.Н. Поповым и А.П. Васьковским [10]. В 1968 г. К.Н. Рудич в своей работе [11] подверг сомнению количественные оценки, сделанные в работах этих исследователей, отметив, что точное число ледников невозможно определить даже по имеющимся аэрофотоснимкам района.

В 1971–1976 гг. в горах Черского проводили полевые гляциологические исследования. В работе [12] приведены данные о количественных характеристиках оледенения хр. Улахан-Чистай, где было обнаружено 98 ледников общей площадью 83,22 км^2. Для 78 ледников площадью более 0,1 км^2 был определён морфологический тип.

В 1981 г. вышел том Каталога ледников СССР [1] с данными каталогизации ледников горной системы Черского. Он был составлен по результатам обработки материалов аэрофотосъёмок 1970 г., данным анализа крупномасштабных карт и полевых работ 1971–1976 гг. Некоторые параметры ледников района (например, высота фирновой линии) были уточнены по материалам аэрофотосъёмок 1972 и 1975 гг. Каталог содержит информацию о морфометрических и морфологических характеристиках ледников гор Черского на начало 1970-х годов, а также общую информацию об исследовании его оледенения в предшествующий период. Всего в горах Черского, по данным этого Каталога [1], находилось 210 ледников площадью не менее 0,1 км^2, занимавших суммарную площадь 141,8 км^2. Из них 18,7 км^2 было покрыто поверхностной мореной. Кроме того, обнаружено 108 ледников размером менее 0,1 км^2 общей площадью 6,5 км^2. Подробной информации о ледниках подобного размера в главной таблице Каталога не приведено. Отметим, что данные о площади оледенения района в Каталоге [1] близки к данным в работе А.П. Васьковского [10].

В публикации В.С. Шейнкмана 1987 г. обобщены, проанализированы и дополнены имеющиеся на то время сведения о ледниках гор Черского [2]. По данным автора этой работы, в горах Черского находилось 372 ледника общей площадью 155,3 км^2. Автор отметил, что ледники гор Черского имеют хорошо выраженные признаки отступания. Кроме того, установлены тенденции к сокращению долинных ледников и

отделению их боковых притоков, а также к отступанию вверх по склону каровых ледников. Особое внимание уделено анализу взаимосвязей ледников и наледей данного района.

В работе М.М. Корейши 1991 г. проанализированы особенности существования горного оледенения в условиях континентального и резко континентального климата, описаны также закономерности развития оледенения Верхоянско-Колымской области в целом и горной системы Черского в частности [3]. Ледники, снежники и наледи рассмотрены автором как составные части единой гляциальной системы. В 1995 г. Р.В. Седов провёл маршрутное обследование ряда ледников Буордахского массива в районе горы Победа (3003 м), охарактеризовал их и оценил занимаемую ими площадь [13]. Основной объект его исследований – висячие ледники.

В дальнейшем новые сведения о состоянии ледников гор Черского получали в результате анализа данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). В работе [14] оценены площадь части оледенения гор Черского по состоянию на 2001 г. и её изменение со времени каталогизации (материалы Каталога [1]). По данным авторов, площадь части ледников района (84,2 км^2 по Каталогу) сократилась за 1970–2001 гг. на 23,4 км^2, или 28%.

Относительно современные данные о параметрах оледенения горной системы Черского можно найти в Международном каталоге Randolph Glacier Inventory (далее RGI) версии 6.0 [15]. По данным RGI 6.0, в горах Черского расположено 193 ледника общей площадью 72,1 км^2. Границы ледников в RGI 6.0 на этот район получены методом автоматизированного дешифрирования спутниковых снимков Landsat и ASTER 1999, 2007, 2009 и 2013 гг. Данные этого каталога на район хр. Улахан-Чистай основаны на результатах обработки спутниковых снимков 2009 и 2013 гг.

В настоящее время, когда сокращение ледников повсеместно ускоряется, необходимо обновление данных о параметрах оледенения горной системы Черского и о современных тенденциях его изменений. Использование доступных данных ДЗЗ, среди которых спутниковые снимки Sentinel-2 и Landsat-7, позволяет решить эту задачу. В то же время большая протяжённость этой горной системы затрудняет получение единовременных срезов данных на всю её территорию. Поэтому в настоящей работе мы ограничиваемся исследованием крупнейшего и наиболее изученного района оледенения гор Черского – хр. Улахан-Чистай (рис. 1) и изменений ледников, произошедших со времени их каталогизации в начале 1970-х годов. Также была поставлена задача оценить состояние оледенения хр. Улахан-Чистай в начале 2000-х и 2010-х годов, что позволило получить более детализированную картину изменений параметров оледенения за различные периоды в начале XXI в.

Данные и методы

Работа основывается на анализе и интерпретации современных данных ДЗЗ и исторических данных о ледниках района исследований. В ней использованы: 1) спутниковый снимок Sentinel-2 уровня обработки L1C от 28.08.2018 (табл. 1) с пространственным разрешением 10 м; 2) спутниковые снимки Landsat-7 уровня обработки L1TP от 30.07.2012, 28.07.2011 и 17.08.2001; 3) спутниковый снимок ASTER уровня обработки L1T от 30.08.2005; 4) мозаика цифровой модели рельефа (ЦМР) ArcticDEM v3.0 [16] с пространственным разрешением 2 м; 5) ЦМР ASTER GDEM V3 [17] с пространственным разрешением 30 м; 6) данные Каталога ледников СССР [1]; 7) данные реанализа метеопараметров ECMWF ERA5 с разрешением 0,5° × 0,5° [18, 19]. Спутниковые снимки для обработки подбирались на конец периода абляции (вторая половина августа) до первых снегопадов, что позволило минимизировать влияние остатков сезонного снежного покрова и снежников на результаты дешифрирования границ ледников. Снимки 2011–2012 гг. были сделаны немного раньше (в конце июля), однако из-за малоснежности района исследований описанные здесь факторы обработки данных ДЗЗ не препятствовали получению надёжных результатов. Границы ледников на спутниковых снимках дешифрировали вручную в соответствии с методикой Международного проекта GLIMS [20]. Для снимков Landsat-7 предварительно создавали синтезированные изображения из каналов B3, B4 и B5 с пространственным

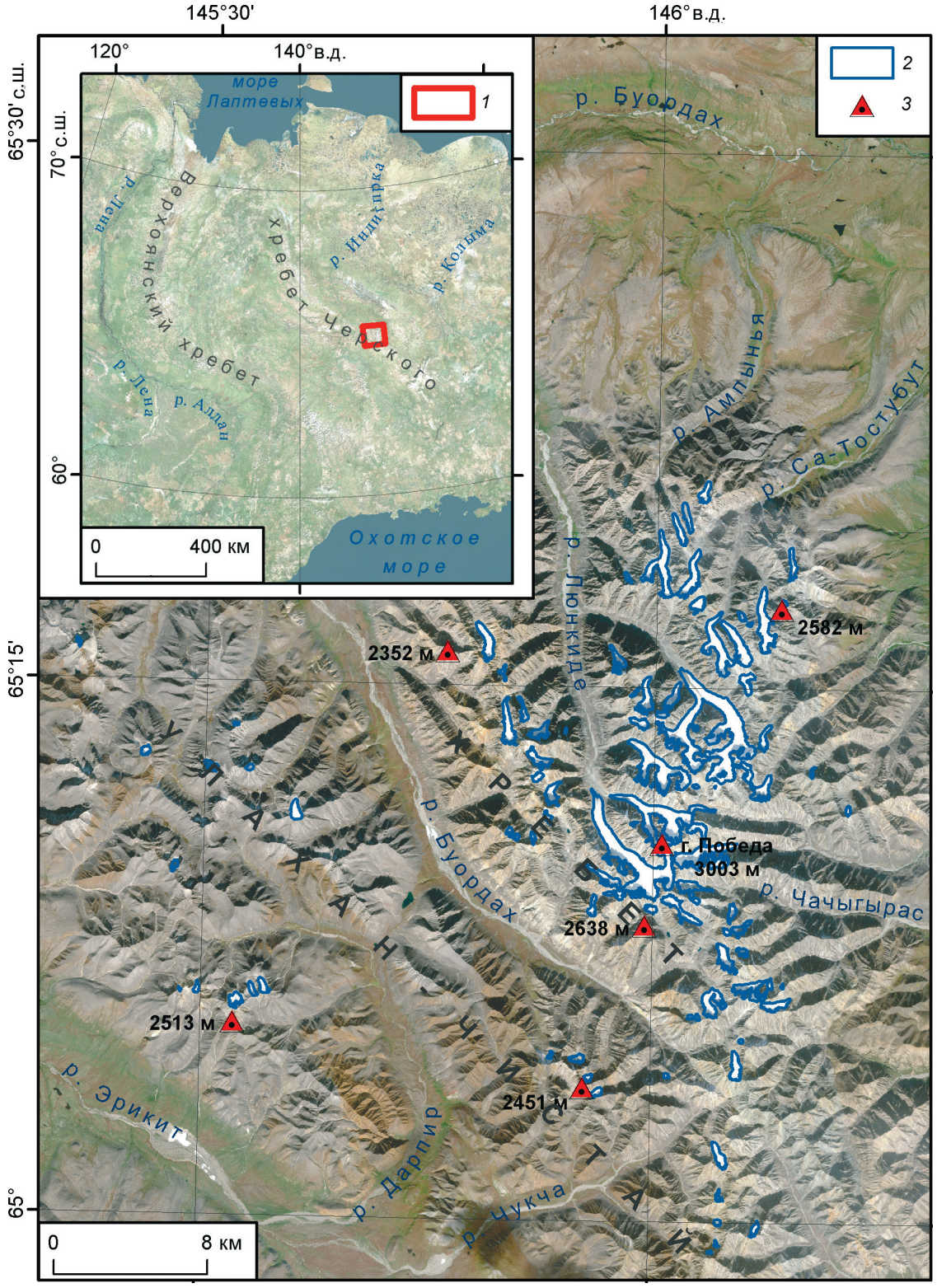


Рис. 1. Район исследований.
В подложке – спутниковый снимок Sentinel-2 от 28.08.2018. *1* – границы района исследований; *2* – границы ледников в 2018 г.; *3* – горные вершины

Fig. 1. Study area.
On the background – satellite image Sentinel-2 28.08.2018. *1* – location of the research area; *2* – glacier boundaries in 2018; *3* – mountain peaks

Таблица 1. **Спутниковые снимки, использованные в работе**

Спутник	Дата съёмки	Идентификатор снимка (ID)
Sentinel-2	28.08.2018 г.	L1C_T55WDN_A007708_20180828T020644
Landsat-7	30.07.2012 г.	LE07_L1TP_113014_20120730_20161129_01_T1
	28.07.2011 г.	LE07_L1TP_113014_20110728_20161208_01_T1
	17.08.2001 г.	LE07_L1TP_113014_20110728_20161208_01_T1
ASTER	30.08.2005 г.	AST_L1T_00308302005014859_20150510232918_33590

разрешением 30 м, после чего их детализация повышалась (паншарпенинг) данными каналов B8 с пространственным разрешением 15 м.

Спутниковый снимок Landsat-7 от 17.08.2001 охватывает всё оледенение района исследований (см. рис. 1). Однако четыре небольших ледника (общая площадь в 2001 г. 1,9±0,2 км^2) на юго-востоке района были частично закрыты облачностью на этом снимке. Для дешифрирования границ данных ледников использован снимок ASTER от 30.08.2005. Спутниковый снимок Landsat-7 от 30.07.2012 также охватывает всё оледенение района исследований, но из-за дефекта сенсора спутника, возникшего после 31.05.2003, данный снимок содержит участки без данных (в виде полос переменной ширины). Такие участки были покрыты данными спутникового снимка Landsat-7 от 28.07.2011. Учитывая небольшую площадь покрытия данными от 28.07.2011 и близость дат съёмки (30 и 28 июля) с разницей всего один год, можно считать, что результаты обработки снимков Landsat-7 от 30.07.2012 и 28.07.2011 отражают параметры оледенения района исследований на 2012 г.

Для каждого ледника, идентифицированного на спутниковом снимке Sentinel-2 2018 г., был определён морфологический тип. Для этого использована методика работы [21]. Погрешность определения площади ледников в результате дешифрирования спутниковых снимков Sentinel-2 оценена как произведение протяжённости границ ледников на точность пространственной привязки данных снимков, равной, по данным оператора спутника [22], 11 м с уровнем доверия 95,5%. Для площадей ледников, оценённых в результате обработки данных дешифрирования снимков Landsat-7, эта погрешность определялась как произведение протяжённости границ ледников на разрешающую способность панхроматического канала B8 (15 м). ЦМР использованы для автоматизированного определения высших и низших точек ледников, их средних взвешенных по площади высот, вертикальной протяжённости и распределения площади оледенения по диапазонам высот. Для этого применялась мозаика ArcticDEM v3.0 [16] с пространственным разрешением 2 м, участки отсутствия данных на которой были заполнены данными ASTER GDEM V3 [17]. Все высоты в работе даны над уровнем моря.

На схемах Каталога ледников [1] и в его таблице «Основные сведения о ледниках» к хр. Улахан-Чистай относятся 85 ледников (номера 7–91). Данные об их морфологии, площади, длине и экспозиции относятся главным образом к 1970 г. Они были получены в результате обработки материалов аэрофотосъёмки 1970 г. Для шести ледников некоторые параметры уточнены по данным полевых наблюдений 1972 г. Анализ изменений параметров оледенения хр. Улахан-Чистай проводился по четырём временным срезам: 1970 (данные Каталога ледников), 2001, 2012 и 2018 гг. При анализе изменений ледников в зависимости от их размеров все ледники были разбиты на группы с учётом их площади в 2018 г. В случае распада ледников, зарегистрированных в Каталоге [1], учитывались изменения суммарной площади всех фрагментов. Спутниковые снимки и ЦМР, использованные в работе, зарегистрированы в проекции UTM (зона 55N) на эллипсоиде WGS 1984. Материалы обрабатывались в программных пакетах ESRI ArcGIS и QGIS. Статистическая обработка проводилась в программе LibreOffice Calc.

Результаты исследований

В результате обработки спутникового снимка Sentinel-2 2018 г. на хр. Улахан-Чистай обнаружено 90 ледников общей площадью 54,0±5,2 км^2. Из них 65 ледников зарегистри-

Таблица 2. **Морфологические типы ледников хр. Улахан-Чистай в 2018 г.**

Морфологический тип ледников	Число ледников	Площадь ледников, км^2	Средний размер ледника, км^2	Доля ледников данного морфологического типа в общем числе ледников/в общей площади, %
Сложный долинный	4	18,5±1,4	3,70	5,6/34,3
Долинный	34	28,1±2,7	0,83	37,8/52,0
Карово-долинный	3	1,3±0,1	0,43	3,3/2,4
Каровый	35	5,0±0,7	0,14	38,9/9,3
Карово-висячий	2	0,4±0,1	0,20	2,2/0,7
Висячий	12	0,7±0,2	0,06	12,2/1,3
Всего	90	54,0±5,2	0,60	100/100

Таблица 3. **Изменение площади ледников хр. Улахан-Чистай, зарегистрированных в Каталоге [1] и идентифицированных на снимке Sentinel-2 2018 г., с 1970 по 2018 г.**

Размер ледников в 2018 г., км^2	Площадь ледников, км^2				Изменение площади ледников, км^2/%			
	1970 г.	2001 г.	2012 г.	2018 г.	1970–2018 гг.	1970–2001 гг.	2001–2012 гг.	2012–2018 гг.
>5	19,6	18,8±1,3	17,4±1,4	16,2±1,1	–3,4/–17,3	–0,9/–4,1	–1,4/–7,4	–1,2/–6,9
2–5	10,7	11,2±1,0	10,1±1,0	9,2±0,8	–1,5/–14,0	0,5/4,7	–1,1/–9,8	–0,9/–8,9
1–2	14,1	12,4±1,1	11,1±1,1	9,6±0,8	–4,5/–31,9	–1,7/–12,1	–1,3/–10,5	–1,5/–13,5
0,5–1	16,1	12,2±1,4	10,6±1,3	9,1±1,0	–7,0/–43,5	–3,9/–24,2	–1,6/–13,1	–1,5/–14,2
0,1–0,5	18,0	13,0±1,7	10,7±1,6	8,8±1,2	–9,2/–51,1	–5,0/–27,8	–2,3/–17,7	–1,9/–17,8
< 0,1	3,7	2,2±0,5	1,5±0,4	1,0±0,3	–2,7/–73,0	–1,5/–40,5	–0,7/–31,8	–0,5/–33,3
Всего	82,2	69,8±7,0	61,4±6,8	53,9±5,2	–28,3/–34,4	–12,4/–15,1	–8,4/–12,0	–7,5/–12,2

рованы в Каталоге [1] и сохранили свою целостность, а 22 ледника представляют собой фрагменты 11 распавшихся ледников, зарегистрированных в Каталоге. Три ледника общей площадью менее 0,1 км^2 не представлены в главной таблице Каталога. Девять ледников, отмеченных на схемах Каталога и имеющих в нём общую площадь 1,3 км^2, не обнаружены на снимке Sentinel-2 2018 г.

Современные *морфологические типы ледников* района исследований приведены в табл. 2. В количественном отношении на хр. Улахан-Чистай преобладают каровые и долинные ледники; меньше всего карово-висячих и карово-долинных. Более половины площади оледенения района приходится на долинные ледники, более трети – на относительно крупные сложные долинные ледники. В 2018 г. 87,8% ледников хр. Улахан-Чистай полностью располагались на *высотных уровнях* выше 1800 м, 70,0% – выше 1900 м, 38,9% – выше 2000 м, 26,0% – выше 2100 м, 13,3% – выше 2200 м. Ниже всего (1510 м) спускался язык долинного ледника Обручева (№ 47 по Каталогу [1]), имеющего площадь 6,3±0,4 км^2. *Средневзвешенные по площади высоты* 93,3% ледников данного района находятся в диапазоне 2000–2500 м, 65,6% – в диапазоне 2100–2400 м, 21,1% – в диапазоне 2200–2300 м. Медианное значение средней высоты ледников хр. Улахан-Чистай составило 2170 м.

Вертикальная протяжённость (разница между максимальной и минимальной высотными отметками) 94,4% ледников хр. Улахан-Чистай в 2018 г. была менее 1000 м, 92,2% – менее 800 м, 70,0% – менее 600 м, 45,6% – менее 400 м, 15,6% – менее 200 м. Наибольшая вертикальная протяжённость зафиксирована у долинного ледника Обручева (1370 м) и сложных долинных ледников Цареградского (1270 м) и Сумгина (1250 м). Результаты анализа *изменения площади* зарегистрированных в Каталоге [1] и идентифицированных на снимке Sentinel-2 2018 г. ледников хр. Улахан-Чистай приведены в табл. 3. С 1970 по 2018 г. площадь ледников района сократилась на 28,3 км^2, или 34,4%. При этом до 2001 г. было утрачено менее половины этой величины (12,4 км^2). За 2012–2018 гг. сокращение площади ледников района исследований составило около 7,5 км^2, т.е. почти 90% сокращения

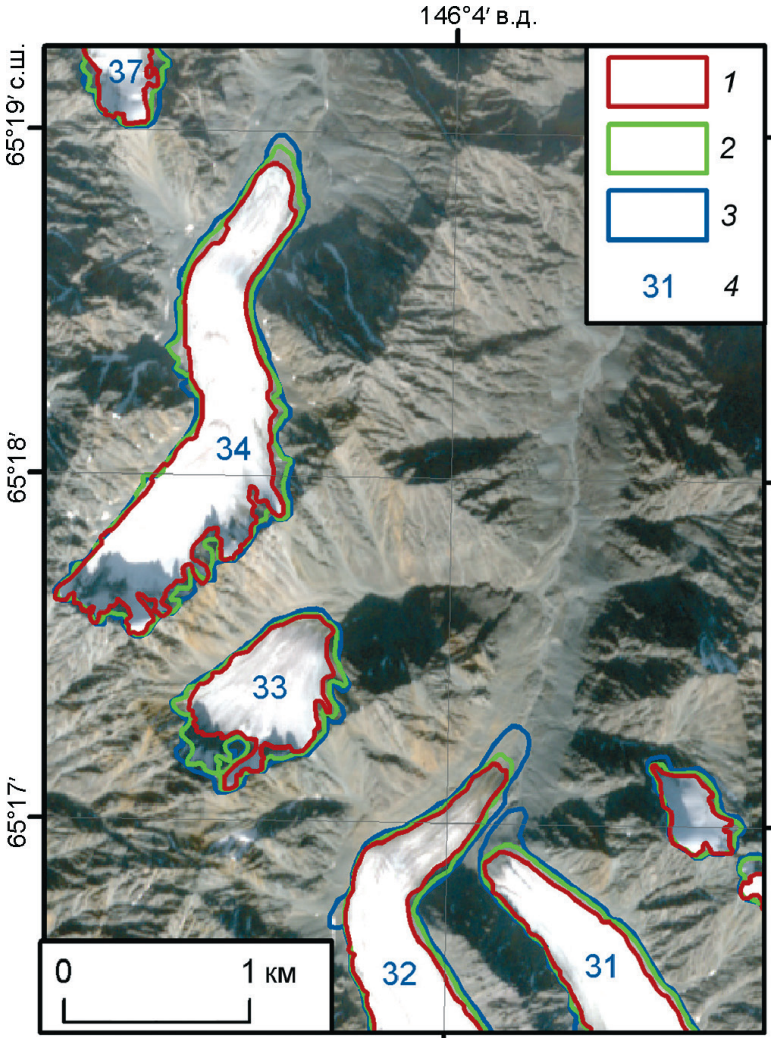


Рис. 2. Отступание границ ледников хр. Улахан-Чистай в 2001–2018 гг.
В подложке – спутниковый снимок Sentinel-2 от 28.08.2018 г. Границы ледников: *1* – в 2018 г.; *2* – в 2012 г.; *3* – в 2001 г.; *4* – номера ледников по Каталогу [1]

Fig. 2. Retreat of the glacier boundaries in the Ulakhan-Chistay Range in 2001–2018.
On the background – satellite image Sentinel-2 28.08.2018. Glacier boundaries: *1* – in 2018; *2* – in 2012; *3* – in 2001; *4* – glacier numbers by the Glacier Inventory [1]

в период 2001–2012 гг. (8,4 км^2). Средняя *скорость сокращения оледенения* хр. Улахан-Чистай в 1970–2018 гг. составила 0,72%/год (0,59 км^2). В пределах данного периода скорость сокращения площади ледников района существенно менялась: 0,49%/год (0,40 км^2) в 1970–2001 гг.; 1,09%/год (0,76 км^2) в 2001–2012 гг.; 2,04%/год (1,25 км^2) в 2012–2018 гг.; 1,34%/год (0,94 км^2) в 2001–2018 гг. Из этого следует, что относительная скорость сокращения площади ледников в 2012–2018 гг. была примерно в 1,9 раза больше по сравнению с 2001–2012 гг. и 4,2 раза больше, чем в 1970–2001 гг.

С 1970 г. наименьшее относительное сокращение площади в районе исследований претерпели самые крупные ледники площадью более 2 км^2, наибольшее – малые ледники площадью менее 0,1 км^2. Прослеживается закономерность (см. табл. 3) – относительное сокращение площади ледников (в %) обратно пропорционально их размерам. Сокращение ледников выделенных площадных групп прослеживается во все исследуемые временные периоды. Исключение – период 1970–2001 гг., для которого установлено небольшое (менее 5%) увеличение площади группы ледников размером 2–5 км^2. Это может быть результатом следующих факторов: 1) выявленные изменения близки к погрешности измерений; 2) недооценка площадей отдельных ледников в Каталоге [1] из-за поверхностной морены; 3) колебания ледников района исследований в период 1970–2001 гг., не зафиксированные в научной литературе. Изменение границ ледников в 2001–2018 гг. в наибольшей степени проявлялось в их фронтальных частях (рис. 2). При этом ледники в данный период сокращались практически по всему их периметру за счёт понижения высоты поверхности.

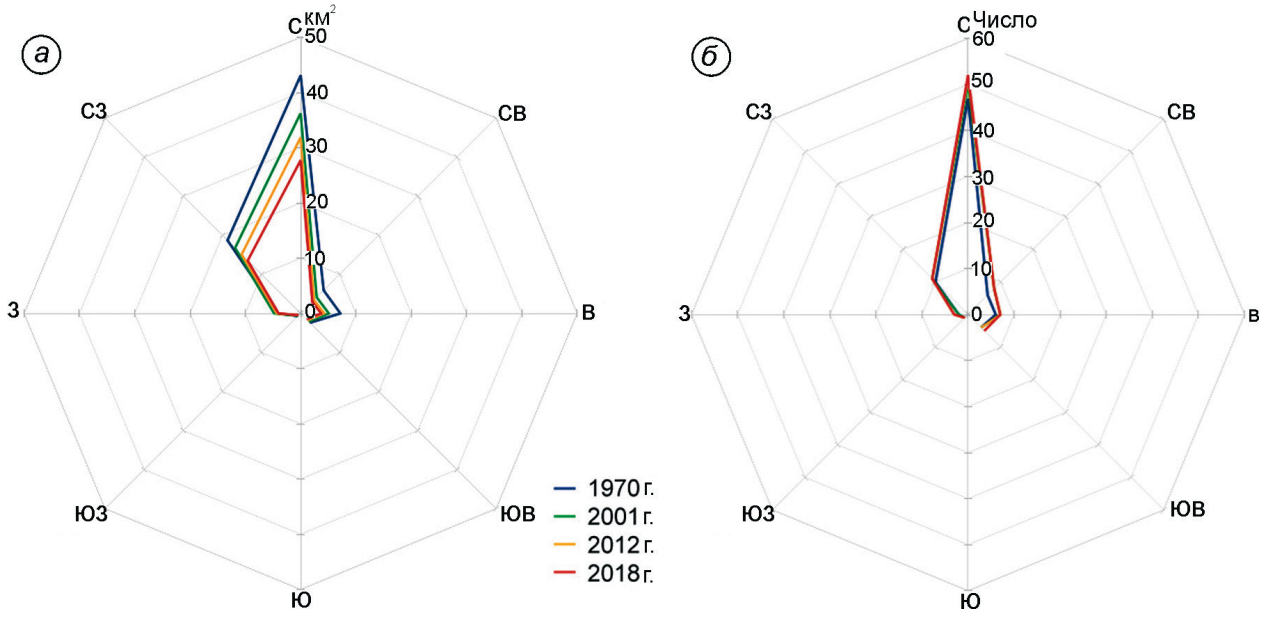


Рис. 3. Распределение по экспозиции, изменение площади (*а*) и числа (*б*) ледников хр. Улахан-Чистай, зарегистрированных в Каталоге [1] и обнаруженных на снимке Sentinel-2 2018 г., с 1970 по 2018 г.
Fig. 3. Exposure allocation, change in area (*а*) and number (*б*) of glaciers in the Ulakhan-Chistay Range, by Inventory data [1] and found in the Sentinel-2 2018 image, from 1970 to 2018

Анализ изменения площади ледников хр. Улахан-Чистай, представленных в табл. 3, в зависимости от их *экспозиции* по Каталогу [1] показал (рис. 3, *а*), что наибольшее относительное сокращение площади за 1970–2018 гг. претерпели ледники северо-восточной (49,3%, или 2,9 км^2) и восточной (48,2%, или 3,5 км^2) экспозиций. В абсолютных величинах наибольшее сокращение площади зафиксировано на ледниках северной (15,4 км^2, или 35,7%) и северо-западной экспозиций (5,2 км^2, или 27,6%). Отметим, что подавляющее большинство ледников района исследований ориентировано на север и северо-запад (см. рис. 3, *б*). Интенсивность процесса распада ледников этих экспозиций в 1970–2018 гг. была примерно одинаковой. Число ледников северной и северо-западной экспозиций увеличилось практически в одинаковых пропорциях. В период исследований одновременно с сокращением площади оледенения хр. Улахан-Чистай происходил *распад ледников* на фрагменты меньшего размера. Так, 76 ледникам, зарегистрированным в Каталоге и обнаруженным на спутниковом снимке Sentinel-2 2018 г., в 2001 г. соответствовали 83 ледника, в 2012 г. – 85, в 2018 г. – 87. Во всех зафиксированных случаях ледники распадались на два фрагмента.

Средний размер ледников района исследований, представленных в табл. 3, сократился следующим образом: с 1,08 км^2 в 1970 г. до 0,92 км^2 в 2001 г., до 0,72 км^2 в 2012 г. и до 0,62 км^2 в 2018 г. Наибольшие средние размеры зафиксированы для ледников, ориентированных на запад (1,32 км^2 в 2018 г.) и северо-запад (1,23 км^2 в 2018 г.). Подобные пропорции зафиксированы не только для 2018 г., но и для 1970, 2001 и 2012 гг. Наименьшие средние размеры наблюдаются на ледниках юго-восточной (0,30 км^2 в 2018 г.) и северо-восточной (0,37 км^2 в 2018 г.) экспозиций. Ледников южной экспозиции на хр. Улахан-Чистай не обнаружено. В 2018 г. 67,5% *площади ледников* (36,4 км^2), представленных в табл. 3, было сосредоточено на высотах 2000–2400 м, 93,9% (50,6 км^2) – на высотах 1800–2600 м (рис. 4). Такое же относительное распределение площади (93,7% и 67,5 км^2) в данных *высотных диапазонах* установлено в 2012 г., т.е. сокращение площади оледенения на высотах 1800–2600 м в целом и на высотах 2000–2400 м за 2012–2018 гг. составило 12,2%. Распределение площади оледенения по высотным диапазонам в 2001 г. было близко к его распределению в 2012 и 2018 гг. (см. рис. 4). На высоты 2000–2400 м приходилось 66,2% площади ледников (46,2 км^2), на

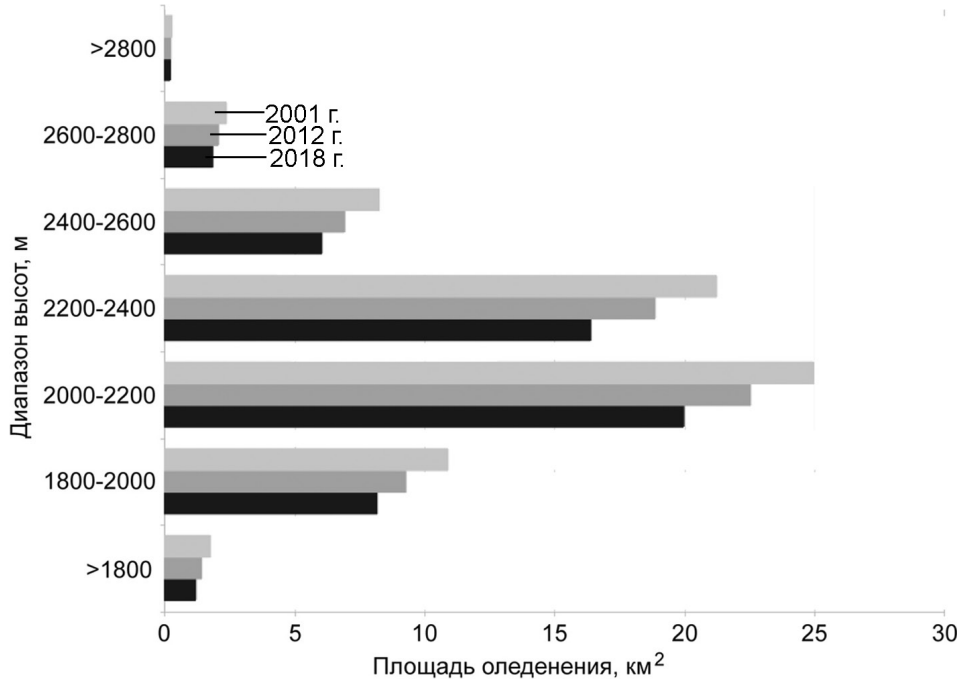


Рис. 4. Высотное распределение площади ледников хр. Улахан-Чистай, зарегистрированных в Каталоге [1] и обнаруженных на снимке Sentinel-2 2018 г., в 2001, 2012 и 2018 гг.
Fig. 4. Altitude distribution of glaciers area in the Ulakhan-Chistay Range, by Inventory data [1] and found in the Sentinel-2 2018 image, in 2001, 2012 and 2018

высоты 1800–2600 м – 93,7% (65,4 км^2). Относительное сокращение площади оледенения на высотах 2000–2400 м в 2001–2018 гг. составило 21,3%, на высотах 1800–2600 м – 22,6%. Ниже 1800 м в 2018 г. располагалось 2,2% площади оледенения (1,2 км^2), в 2012 г. – 2,3% (1,4 км^2), в 2001 г. – 2,5% (1,8 км^2), т.е. доля площади оледенения, расположенного на относительно низких гипсометрических уровнях, в 2001–2018 гг. закономерно сокращается. Относительное сокращение площади оледенения на данных высотах в 2001–2018 гг. оказалось наибольшим – 32,1%. Доля площади оледенения, расположенного выше 2800 м, мала (0,4%) и практически не менялась в 2001–2018 гг. Относительное сокращение площади оледенения на данных высотах в 2001–2018 гг. оказалось наименьшим – 19,1%.

Обсуждение результатов

Изменения ледников хр. Улахан-Чистай в период с 1970 по 2018 г. происходили на фоне постепенного роста летних температур воздуха (примерно на 1,5 °С за последние 50 лет) (рис. 5, *а*) [18]. При этом осадки зимнего периода, величина которых в среднем составляет порядка 90 мм, за этот период изменились незначительно. В то же время на рис. 5, *б* можно видеть, что постепенный рост летних температур перешёл в устойчивую положительную аномалию, возникшую в 2005 г. и сохраняющуюся до сих пор в этом регионе. В работе [14] отмечалось также, что аномалии летних температур за период потепления в северо-восточной части Сибири максимальны именно в центральной части хр. Черского. Возможно, что более интенсивное сокращение ледников хр. Улахан-Чистай, происходящее в настоящее время, обусловлено сочетанием этих неблагоприятных факторов.

Результаты исследования показывают увеличение средней скорости сокращения площади оледенения хр. Улахан-Чистай в 2,7 раза в период 2001–2018 гг. относительно 1970–2001 гг. При этом скорость сокращения ледников этого района в XXI в. (1,34% исходной площади в год) оказалась на 12% ниже, чем в расположенных примерно в 300–400 км южнее горах Сунтар-Хаята, где площадь оледенения сокращалась в 2003–2018 гг. со средней скоростью

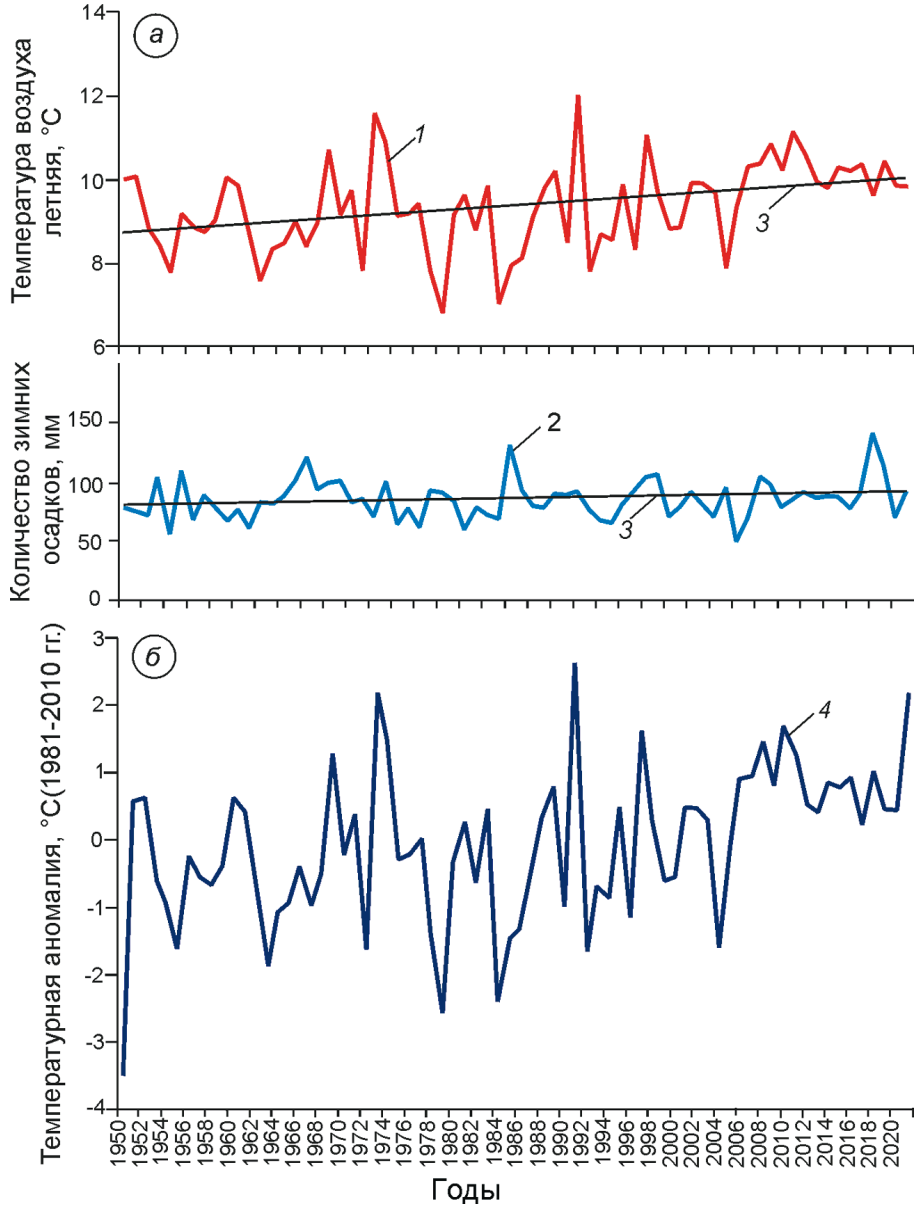


Рис. 5. Изменения:
а – средних летних температур воздуха (июнь–август) (*1*) и суммы зимних осадков (октябрь–апрель) (*2*); линии трендов (*3*); *б* – аномалии летних температур воздуха (*4*) (базовый период 1981–2010 гг.) в районе исследований в 1951–2021 гг. по данным реанализа ECMWF ERA5 [18]

Fig. 5. Changes:
а – of average summer air temperatures (June–August) (*1*) and total winter precipitation (October–April) (*2*); trend lines (*3*); *б* – summer air temperature anomalies (*4*) (base period 1981–2010), in the study area in 1951–2021 according to ECMWF ERA5 reanalysis [18]

1,52%/год [23]. Скорость сокращения площади ледников в начале XXI в. в этих двух похожих по своим климатическим условиям районах оказалась близка. Разницу в рассчитанной скорости сокращения площади ледников, вероятно, можно объяснить различием в исследуемых временных интервалах (2001–2018 гг. для хр. Улахан-Чистай и 2003–2018 гг. для гор Сунтар-Хаята). Провести корректное сравнение скорости сокращения ледников хр. Улахан-Чистай и гор Сунтар-Хаята в XX в. нельзя, так как в научной литературе отсутствуют данные за сопоставимые временные интервалы. Каталогизация ледников гор Сунтар-Хаята выполнялась,

прежде всего, по данным обработки материалов аэрофотосъёмки 1944–1947 гг. [23], а хр. Улахан-Чистай – по данным обработки материалов аэрофотосъёмки 1970 г. [1]. Данных о площади оледенения этих районов на какие-либо промежуточные временные срезы со времени каталогизации по начало XXI в. в литературе нет.

Интересно сравнить скорости сокращения ледников района исследований и иных районов горного оледенения, находящихся в существенно отличающихся климатических условиях. Так, на Полярном Урале средняя скорость относительного сокращения площади оледенения в 2000–2018 гг. (1,54% исходной площади в год) была почти в 3 раза больше, чем в период 1953–2000 гг. (0,52%/год) [24]. В северной части Срединного хребта на Камчатке данный показатель был существенно больше – в период с 2002 по 2016–2017 гг. (1,45%/год) он почти в 4,3 раза был выше по сравнению с 1950–2002 гг. (0,34%/год) [25]. При этом средняя скорость относительного сокращения площади оледенения хр. Улахан-Чистай в начале XXI в. (1,34%/год) оказалась на 13% меньше наблюдаемой на Полярном Урале и всего на 8% меньше, чем в северной части Срединного хребта на Камчатке, несмотря на существенную разницу климатических условий.

Обращает на себя внимание рост в 1,9 раза средней скорости относительного сокращения площади ледников хр. Улахан-Чистай в 2012–2018 гг. (2,04% исходной площади в год) по сравнению с 2001–2012 гг. (1,09%/год). В настоящее время наблюдается дефицит данных о сокращении горных ледников субарктического пояса и умеренных широт Евразии за короткие периоды в 5–7 лет в пределах 2010-х годов. Прямое сравнение результатов возможно лишь с данными немногочисленных публикаций, содержащих сведения об изменениях площади оледенения отдельных районов горного оледенения умеренных широт Евразии. Так, близкая средняя скорость относительного сокращения площади зафиксирована на Кавказе, где в 2014–2020 гг. она составила 1,85%/год – в два раза быстрее, чем в 2000–2014 гг. (0,97%/год) [26]. В работе [27] приведены данные о площади 23 ледников в Эцтальских Альпах на территории Австрии на 2009, 2015 и 2019 гг. Суммарная площадь данной группы ледников сократилась с 60,56 км^2 в 2009 г. до 58,27 км^2 в 2015 г. и до 54,11 км^2 в 2019 г. Таким образом, средняя скорость относительного сокращения площади этой группы ледников в период 2015–2019 гг. составила 1,78%/год – в 2,8 раза быстрее, чем в период 2009–2015 гг. (0,63%/год). По данным авторов работы [28], площадь оледенения Пиренеев сократилась за 2011–2020 гг. на 23,2% (2,58%/год). Всё это позволяет сделать вывод, что увеличение скорости сокращения ледников хр. Улахан-Чистай в последние два десятилетия не противоречит тенденции роста интенсивности этого процесса, наблюдаемой и в других районах горного оледенения Земли.

Заключение

Оледенение хр. Улахан-Чистай в горной системе Черского в 2018 г. включало в себя 90 ледников общей площадью 54,0±5,2 км^2. В этом районе преобладают каровые (38,9%) и долинные (37,8%) ледники, а наибольшие площади заняты долинными (52,0%) и сложными долинными (34,3%) ледниками. Основная часть (67,5%) площади оледенения сосредоточена в высотном диапазоне 2000–2400 м. По сравнению с последней третью XX в. в начале XXI в. сокращение площади оледенения хр. Улахан-Чистай существенно ускорилось. Средняя скорость сокращения площади ледников района увеличилась с 0,49%/год в 1970–2001 гг. до 1,34%/год в 2001–2018 гг. При этом в 2012–2018 гг. она была в 1,8 раза выше, чем в 2001–2012 гг. (2,04 и 1,09% соответственно).

Относительное (в %) сокращение площади ледников в рассматриваемом регионе за 1970–2018 гг. оказалось обратно пропорционально их размерам. Менее всего сократилась площадь относительно крупных ледников с площадью более 2 км^2, более всего – малых ледников с площадью менее 0,1 км^2. Наибольшее относительное сокращение площади за 1970–2018 гг. претерпели ледники северо-восточной (49,3%) и восточной (48,2%) экспозиций. Распределение площади оледенения хр. Улахан-Чистай по высотным интервалам в 2001 г. близко к его распределению в 2012 и 2018 гг.

Сокращение ледников во второй половине XX и начале XXI вв. происходило на фоне по-

степенного роста летних температур воздуха (около 1,5 °С за 50 лет). При этом количество осадков зимнего периода за данный период изменилось незначительно. Очевидно, что более интенсивное сокращение ледников на протяжении двух последних десятилетий связано с устойчивой положительной аномалией летних температур воздуха, сохраняющейся с 2005 г. по настоящее время.

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

Acknowledgments: The paper includes the results obtained withing the framework of the research project AAAA-A19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) of the Research Plan of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences.

Литература

1. Каталог ледников СССР. Т. 17. Вып. 7. Ч. 2, 4. Т. 19. Ч. 4. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 88 с.
2. *Шейнкман В.С.* Гляциология и палеогляциология горной системы Черского и сопредельных районов Северо-Востока СССР. М.: изд. Междувед. геофизич. комитета при Президиуме АН СССР, 1987. 154 с.
3. *Корейша М.М.* Оледенение Верхояно-Колымской области. М.: Междувед. геоф. ком., 1991. 143 с.
4. *Ананичева М.Д., Кренке А.Н.* Горное оледенение (на примере северо-востока Сибири и Камчатки) // Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем. М.: Наука, 2007. С. 277–293.
5. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Т. 1. Ред. В.М. Котляков. М.: Изд. РАН, 1997. 392 с.
6. *Кренке А.Н.* Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 288 с.
7. *Обручев С.В.* Колымо-Индигирский край. Географический и геологический очерк. Л.: Изд-во АН СССР, 1931. 72 с.
8. *Берман Л.Л.* Современное оледенение верховьев р. Индигирки (предварительное сообщение) // Вопросы географии. 1947. Вып. 4. С. 33–66.
9. *Попов Ю.Н.* Площадь современного оледенения на Северо-Востоке СССР // Изв. Всес. геогр. об-ва. 1948. Т. 80. Вып. 2. С. 182–183.
10. *Васьковский А.П.* Современное оледенение Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1955. Вып. 9. С. 71–91.
11. *Рудич К.Н.* Ледники Буордахского массива (Северо-Восток Азии) // МГИ. 1968. Вып. 14. С. 303–307.
12. *Некрасов И.А., Климовский И.В., Шейнкман В.С.* Гляциологические исследования в хребте Улахан-Чистайский (горная система Черского) // МГИ. 1974. Вып. 22. С. 174–180.

References

1. *Katalog lednikov SSSR.* USSR Glacier Inventory. V. 17. Is. 7. Pt. 2, 4. V. 19. Pt. 4. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1981: 88 p. [In Russian].
2. *Scheinkman V.S. Glyatsiilogiya i paleoglyatsiologiya gornoi sistemi Cherskogo i sopredel'nikh raionov Severo-Vostoka SSSR.* Glaciology and paleoglaciology of the Chersky mountain system and the adjacent area in the North-East of the USSR. Moscow: Academy of Sciences of the USSR Soviet Geophysical Committee, 1987: 154 p. [In Russian].
3. *Koreysha M.M. Oledenenie Verkhoyansko-Kolimskoi oblasti.* Glaciation of the Verkhoyansk-Kolymaregion. Moscow: Soviet Geophysical Committee, 1991: 143 p. [In Russian].
4. *Ananicheva M.D., Krenke A.N.* Mountain glaciation (by the example of North-East of Siberia and Kamchatka). *Oledenenie Severnoj Evrazii v nedavnem proshlom i blizhajshem budushchem*. Glaciation in North Eurasia in the recent past and immediate future. Moscow: Nauka, 2007: 277–293. [In Russian].
5. World Atlas of Snow and Ice Resources / Ed. V.M. Kotlyakov. V. 1. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 392 p.
6. *Krenke A.N. Massoobmen v lednikovikh sistemakh na territorii SSSR.* Mass-exchange in Glacier Systems over the Territory of the USSR. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1982: 288 p. [In Russian].
7. *Obruchev S.V. Kolimo-Indigirskii krai. Geografichesrii i geologicheskii ocherk*. Kolymo-Indigirsky Territory. Geographical and geological outline. Leningrad: Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, 1931: 72 p. [In Russian].
8. *Berman L.L.* Modern glaciation of the upper reaches of the Indigirka River (preliminary message). *Voprosi Geografii*. Geography issues. 1947, 4: 33–66. [In Russian].
9. *Popov Yu.N.* The area of modern glaciation in the North-East of the USSR. *Izvestiya Vsesoyuznogo Geograficheskogo obshestva*. Proc. of the All-Union Geographical Society. 1948, 80 (2): 182–183. [In Russian].
10. *Vas'kovsky A.P.* Modern glaciation of the North-East of the USSR. *Materiali po geologii i poleznim iskopaemim Severo-Vostoka SSSR.* Materials of geology and mineral resources of the North-East of the USSR. 1955, 9: 71–91. [In Russian].

13. *Седов Р.В.* Исследование характерных притоков ледников Буордаха // МГИ. 1998. Вып. 84. С. 179–183.
14. *Ананичева М.Д., Капустин Г.А., Корейша М.М.* Изменение ледников гор Сунтар-Хаята и хр. Черского по данным Каталога ледников СССР и космическим снимкам 2001–2003 гг. // МГИ. 2006. Вып. 101. С. 163–168.
15. RGI Consortium (2017). Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0: Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. doi: 10.7265/N5-RGI-60
16. *Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M. Jr., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummens P., Laurier F., Bojesen M.* 2018, «ArcticDEM», Harvard Dataverse, V1. doi: 10.7910/DVN/OHHUKH. Архив данных от 23.06.2020.
17. NASA/METI/AIST/Japan Spacesystems, and U.S./Japan ASTER Science Team. ASTER Global Digital Elevation Model V003. 2018, distributed by NASA EOSDIS Land Processes DAAC. doi: 10.5067/ASTER/ASTGTM.003
18. https://climatereanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries/.
19. https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5.
20. *Raup B., Khalsa S.J.S.* GLIMS data analysis tutorial. 2010. 15 p. http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf.
21. Руководство по составлению Каталога ледников СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 154 с.
22. SENTINEL 2 Data Quality Report. ESA. Ref. S2-PDGS-MPC-DQR. 2020. Is. 51. 50 p. https://sentinel.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2_L1C_Data_Quality_Report
23. *Муравьев А.Я., Носенко Г.А., Никитин С.А.* Сокращение оледенения гор Сунтар-Хаята с середины XX века по 2018 год // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 4. С. 485–499. doi: 10.31857/S2076673421040103.
24. *Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Иванов М.Н., Синицкий А.И., Кобелев В.О., Никитин С.А.* Реакция ледников Полярного Урала на современные изменения климата // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 1. С. 42–57. doi: 10.31857/S2076673420010022.
11. *Ruditch K.N.* The glaciers of the Buordachsky massif (North-Eastern Asia). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1968, 14: 303–307. [In Russian].
12. *Nekrasov I.A., Klimovsky I.V., Scheinkman V.S.* Glaciological studies of the Ulakhan-Chistaisky Range. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1974, 22: 174–180. [In Russian].
13. *Sedov R.V.* Study of typical tributaries of Buordakh glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1998, 84: 179–183. [In Russian].
14. *Ananicheva M.D., Kapustin G.A., Koreysha M.M.* Glacier changes in Suntan-Khayata mountains and Chersky Range from the Glacier Inventory of the USSR and satellite images 2001-2003 *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2006, 101: 163–168. [In Russian].
15. RGI Consortium (2017). Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0: Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. doi: 10.7265/N5-RGI-60.
16. *Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M.Jr., Williamson C.; Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummens P., Laurier F., Bojesen M.* 2018, «ArcticDEM», Harvard Dataverse, V1. doi: 10.7910/DVN/OHHUKH. Archive of data from 23.06.2020.
17. NASA/METI/AIST/Japan Space systems, and U.S./Japan ASTER Science Team. ASTER Global Digital Elevation Model V003. 2018, distributed by NASA EOSDIS Land Processes DAAC. doi: 10.5067/ASTER/ASTGTM.003.
18. https://climatereanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries/.
19. https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5.
20. *Raup B., Khalsa S.J.S.* GLIMS data analysis tutorial. 2010: 15 p. http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf.
21. *Rukovodstvo po sostavleniu Kataloga lednikov SSSR.* USSR Glacier Inventory guide. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 154 p. [In Russian].
22. SENTINEL 2 Data Quality Report. ESA. Ref. S2-PDGS-MPC-DQR. 2020. Is. 51: 50 p. https://sentinel.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2_L1C_Data_Quality_Report.
23. *Muraviev A.Y., Nosenko G.A., Nikitin S.A.* Reduction of glaciation in the Suntar-Khayata Mountains from the mid-20th century to 2018. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2021, 61 (4): 485–499. doi: 10.31857/S2076673421040103. [In Russian].
24. *Nosenko G.A., Muraviev A.Y., Ivanov M.N., Sinitsky A.I., Kobelev V.O., Nikitin S.A.* Response of the Polar Urals glaciers to the modern climate changes. *Led i*

25. *Муравьев А.Я.* Сокращение ледников северной части Срединного хребта на Камчатке в период с 1950 по 2016–2017 гг. // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 4. С. 498–512. doi: 10.31857/S2076673420040055.
26. *Tielidze L.G., Nosenko G.A., Khromova T.E., Paul F.* Strong acceleration of glacier area loss in the Greater Caucasus over past two decades // The Cryosphere Discuss. 2021. In review. doi: 10.5194/tc-2021-312
27. *Geissler J., Mayer C., Jubanski J., Münzer U., Siegert F.* Analyzing glacier retreat and mass balances using aerial and UAV photogrammetry in the Ötztal Alps, Austria // The Cryosphere. 2021. V. 15. Is. 8. P. 3699–3717. doi: 10.5194/tc-15-3699-2021.
28. *Vidaller I., Revuelto J., Izagirre E., Rojas-Heredia F., Alonso-González E., Gascoin S., René P., Berthier E., Rico I., Moreno A., Serrano E., Serreta A., López-Moreno J.I.* Toward an Ice-Free Mountain Range: Demise of Pyrenean Glaciers During 2011–2020 // Geophys. Research Letters. 2021. V. 48. Is. 18. e2021GL094339. doi: 10.1029/2021GL094339.

Sneg. Ice and Snow. 2020, 60 (1): 42–57. doi: 10.31857/S2076673420010022. [In Russian].
25. *Muraviev A.Ya.* Degradation of glaciers in the northern part of the Middle Range on Kamchatka Peninsula along the period from 1950 over 2016–2017. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2020, 60 (4): 498–512. doi: 10.31857/S2076673420040055. [In Russian].
26. *Tielidze L.G., Nosenko G.A., Khromova T.E., Paul F.* Strong acceleration of glacier area loss in the Greater Caucasus over past two decades. The Cryosphere Discuss. 2021. In review. doi: 10.5194/tc-2021-312.
27. *Geissler J., Mayer C., Jubanski J., Münzer U., Siegert F.* Analyzing glacier retreat and mass balances using aerial and UAV photogrammetry in the Ötztal Alps, Austria. The Cryosphere. 2021, 15 (8): 3699–3717. doi: 10.5194/tc-15-3699-2021.
28. *Vidaller I., Revuelto J., Izagirre E., Rojas-Heredia F., Alonso-González E., Gascoin S., René P., Berthier E., Rico I., Moreno A., Serrano E., Serreta A., López-Moreno J.I.* Toward an Ice-Free Mountain Range: Demise of Pyrenean Glaciers During 2011–2020. Geophys. Research Letters. 2021, 48 (18): e2021GL094339. doi: 10.1029/2021GL094339.

УДК 556.557+551.324.63 DOI: 10.31857/S2076673422020125, EDN: EOSWDR

О формировании новых приледниковых озёр в бассейне залива Грёнфьорд (Шпицберген) в 1938–2010 гг.

© 2022 г. К.В. Ромашова[1*], Р.А. Чернов[2]

[1*]Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;
[2]Институт географии РАН, Москва, Россия
*romashova.kv@hotmail.com

Formation of new periglacial lakes in the Grønfjord basin (Svalbard) in 1938–2010

K.V. Romashova[1*], R.A. Chernov[2]

[1*]Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;
[2]Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
*romashova.kv@hotmail.com

Received February 18, 2022 / Revised March 27, 2022 / Accepted April 1, 2022

Keywords: ***glacial lakes, glacier retreat, lake area, average deep, total volume, Spitsbergen.***

Summary

Based on remote sensing and field methods, the state of the glacial lakes located in the Grønfjord Bay basin, Svalbard, was assessed for 2008–2010. New lakes were formed due to the retreat of the mountain-valley glaciers of the Nordenskiöld Land and the formation of moraine-ridge topography. According to the 2008–2010 aerial survey data, 111 glacial lakes were identified in the basin area. Most of the new lakes were formed on the moraines of the large mountain-valley glaciers Vestre and Austre Grønfjordbreen, Brydebreen, Skavlefjellbreen, and Tungebreen. The total area of the glacial lakes is 2.047±0.001 km², 84% of their total area belongs to the two largest lakes Bretjørna and Stemmevatnet. The rest of the lakes in the territory are small, from 20 to 330 m in length, and shallow. The estimation of the volume of water in the lakes was based on field measurements of the depths of 26 lakes and the correlation found. The total volume of water is 24.1 million m³, which is comparable with the value of annual glacial runoff in the basin.

Citation: Romashova K.V., Chernov R.A. Formation of new periglacial lakes in the Grønfjord basin (Svalbard) in 1938–2010. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (2): 193–202. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422020125, edn: eoswdr.

Поступила 18 февраля 2022 г. / После доработки 27 марта 2022 г. / Принята к печати 1 апреля 2022 г.

Ключевые слова: ***приледниковые озёра, отступание ледников, площадь озера, средняя глубина, суммарный объём, Западный Шпицберген.***

С помощью картографического сервиса Норвежского полярного института (toposvalbard) получены данные об озёрах в бассейне залива Грёнфьорд. Всего на водосборе на 2008–2010 гг. обнаружено 134 озера, среди них 111 – новые приледниковые озёра, которые образовались в связи с сокращением ледников с начала XX в. Подавляющее большинство приледниковых озёр появилось на территории морен крупных горно-долинных ледников – Западный и Восточный Грёнфьорд, Тунге и Скавле. Оценены суммарная площадь, объём озёр на водосборе и плотность распределения приледниковых озёр на площади морен. С 1938 до 2010 г. суммарная площадь всех озёр увеличилась в 4 раза.

Введение

Потепление климата на Шпицбергене привело к масштабному сокращению оледенения архипелага [1, 2]. В настоящее время почти 60% площади архипелага занято ледниками, суммарная площадь которых составляет около 33 850 км² [3]. В центральной и западной частях архипелага, где распространено горное оледенение, в связи с повышением температуры воздуха ледники изменились наиболее масштабно [4, 5]. В районе залива Грёнфьорд (западная часть Земли Норденшельда) горные ледники находятся в стадии деградации и отступили на 2–2,5 км. Их площадь в среднем сократилась в 2 раза по сравнению с данными начала XX в. [6], освободив ото льда значительные пространства суши.

Моренно-грядовый рельеф и таяние мёртвых льдов способствуют образованию естественных водоёмов – приледниковых озёр. Возникновение новых приледниковых озёр отмечается в Исландии, в Канадском арктичес-

ком архипелаге, в Гренландии и на Шпицбергене [7, 8]. Однако сведений о приледниковых озёрах Шпицбергена очень мало, в отдельных случаях отмечаются только события их прорыва или формирования [9, 10]. Согласно современным оценкам, на всей территории архипелага установлено 629 приледниковых озёр, большая часть которых обнаружена в южной и западной частях Шпицбергена [11]. Как правило, в горных районах приледниковые озёра, образующиеся на моренах ледников, имеют небольшие размеры и мелководны, но в условиях Шпицбергена масштабы озёр сильно различаются, достигая в размерах 1 км и более. Возникновение крупных приледниковых озёр обусловлено и размерами горно-долинных ледников, и их продолжительной деградацией.

Задачи работы – оценить современное состояние озёр на территории бассейна, ресурсы воды в озёрах, а также исследовать факторы, влияющие на их пространственное распределение. На основе полученных результатов предполагается провести инвентаризацию приледниковых озёр различных областей Шпицбергена для оценки климатических изменений Западного Шпицбергена в будущем.

Характеристика района

Район залива Грёнфьорд (рис. 1) относится к западной части Земли Норденшельда, где значительное влияние на климатические условия оказывает близость к побережью Гренландского моря. Горные хребты поднимаются до высоты 700 м, что значительно превышает высоту снеговой линии и обусловливает существование ледников. К бассейну залива Грёнфьорд относится 16 горных ледников площадью от 0,1 до 12 км². Наиболее крупные среди них – Восточный и Западный Грёнфьорд, Альдегонда и Веринг – лежат западнее залива. За последние 80 лет эти ледники значительно сократились в размерах, отступив от своих границ начала XX в. на 1–2,5 км [6]. Ежегодные гляциологические исследования баланса массы ледников показывают значительные потери льда [12, 13], которые превышают средние величины по сравнению с другими районами Шпицбергена [2]. Большинство ледников лежит в западной части бассейна, хотя абсолютные отметки высот увеличиваются с запада на восток, что указывает на значение западного переноса на данной территории. Это в совокупности определяет развитие речной сети района.

Речная сеть в бассейне представлена несколькими небольшими реками, имеющими преимущественно снеговое и ледниковое питание. Наиболее полноводная – река Бретьерна, а самая протяжённая (23,5 км) – река Грен [14]. В западной части находится несколько крупных озёр ледникового происхождения. В озёрах Бретьерна и Конгресс регулярно проводят гидрологические исследования [15], оз. Стемме имеет зарегулированный сток, так как обеспечивает посёлок Баренцбург водой.

Методы исследования

Инвентаризация озёр выполнена с помощью картографического сервиса Норвежского полярного института (toposvalbard) [16], в основе которого лежит аэрофотосъёмка 2008–2010 гг. исследуемой территории. Были рассмотрены новые озёра, образовавшиеся на данной территории после 1938 г., когда была выполнена первая аэрофотосъёмка региона. В первую очередь выявляли озёра, которые расположены в пределах моренных комплексов ледников, так как образование новых озёр связано с отступанием ледников. Одно из крупнейших озёр рассматриваемой территории – оз. Конгресс не учитывалось, так как оно существовало до 1938 г. и обозначено на старых картах. Площадь бассейна залива Грёнфьорд была определена с использованием цифровой модели рельефа (ЦМР). Для расчёта направлений стока применена ЦМР ArcticDEM с разрешением 2 м. В работе использована подплитка мозаики Mosaicked DEM размером 50 × 50 км и идентификатор 34_52_1_1_2m_v3.0, скомпилированный из полосовых файлов DEM на 23 июля 2018 г. Дистанционно измерены: площадь озера, максимальная длина, высотное положение, протяжённость ледяного берега, координаты центра озёр. Принято к сведению название ближайшего ледника или название долины, где озеро расположено, если ледник перестал существовать. Оценка погрешности площади озёр рассчитана исходя из разреше-

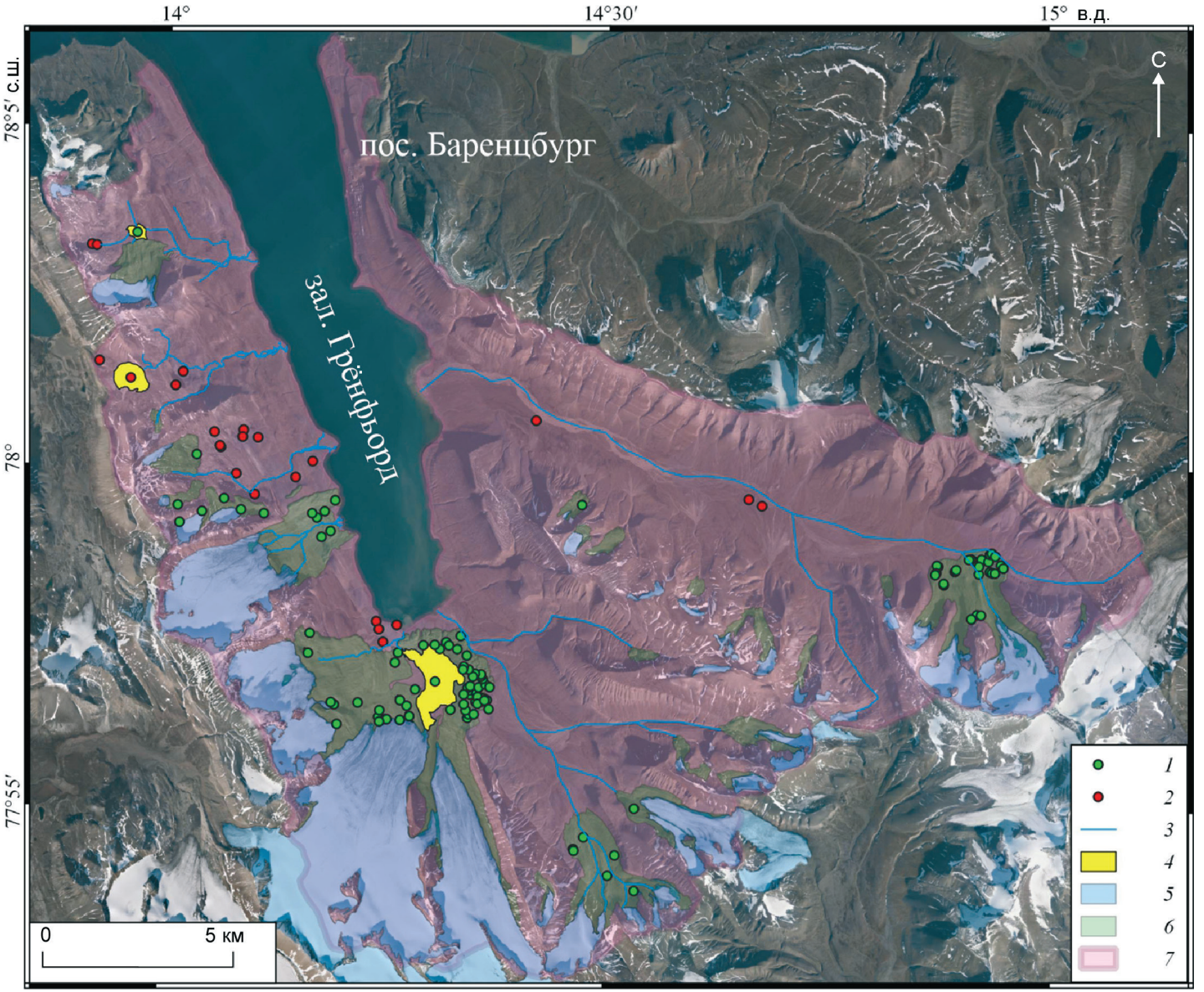


Рис. 1. Озёра водосбора залива Грёнфьорд, Шпицберген.
1 – новые приледниковые озёра; *2* – озёра вне морен; *3* – крупные водотоки; *4* – крупнейшие озёра водосбора; *5* – ледники; *6* – морены; *7* – водосбор залива Грёнфьорд

Fig. 1. Lakes of the Grenfjord catchment area, Svalbard.
1 – new periglacial lakes; *2* – lakes outside moraines; *3* – large streams; *4* – largest lakes; *5* – glaciers; *6* – moraines; *7* – catchment boundary of the Grenfjord Bay

ния аэрофотоснимков, которые лежат в основе оцифровки Норвежского полярного института (toposvalbard) [16].

В августе 2021 г. были проведены полевые исследования в районе ледника Восточный Грёнфьорд, где расположено более 40 озёр. Для 26 небольших озёр получены данные об их максимальной глубине. Измерения вели с помощью эхолота Deeper chirp+2 с модулем wifi, который позволяет определять глубину водоёма и строить карту глубин. Эхолот поплавочного типа забрасывается на шнуре к середине водоёма, сигнал передаётся на планшет в режиме онлайн. Серия замеров с разных берегов позволяла определить максимальную глубина озера. Представляя форму котловин озера в виде пирамиды, средняя глубина озера была принята как 1/3 измеренной максимальной глубины. Суммарный объём всех озёр был определён на основе корреляционной зависимости средней глубины и площади озера. Площадь зеркала оз. Бретьерна и его средняя глубина установлены при батиметрических работах в августе 2021 г. Измерения глубины вели эхолотом «Garmin GPSMAP 527xs» (США), плановая привязка была осуществлена ГНСС-приёмником «Sokkia GRX2» (Япония).

Результаты исследования

Экспансия озёр на фоне сокращения оледенения отчётливо проявляется в Западной части Шпицбергена. На территории бассейна залива Грёнфьорд, составляющей 305 км^2, по сведениям электронных карт, построенных на основе аэрофотосъёмки 2008–2010 гг., выявлено 134 озера различного масштаба и происхождения. Среди них 111 озёр – приледниковые, т.е. образовались на моренах ледников. Оз. Конгресс занимает естественную впадину в горной долине, несколько озёр расположены на береговых террасах и в низовье долин. Определены также координаты центра всех озёр, их положение на территории бассейна показано на рис. 1. Крупные озёра – Бретьерна, Стемме и Конгресс выделены на рис. 1 жёлтым цветом. Абсолютное большинство озёр лежит в пределах морен ледников, которые образованы в период малого ледникового периода. Среди них самые крупные озёра Бретьерна и Стемме – сточные, но небольшие озёра, по-видимому, не имеют постоянного стока. Они дренируют в периоды летнего снеготаяния и ливневых осадков временными ручьями, русла которых обнаруживаются в ходе полевых маршрутов.

В пределах водосбора существуют озёра, не относящиеся к моренам ледников. Их питание в летний период преимущественно подземное, в переходный весенне-летний период – снеговое. Воды таких озёр свободны от ледникового стока. Вероятно, озёра имеют термокарстовое происхождение. Всего на исследуемой территории обнаружено 23 озера, располагающихся за пределами границ морен ледников. Крупнейшее из таких озёр находится в долине Грендален, имеет максимальную длину 210 м и площадь водного зеркала порядка 24 000 м^2.

Максимальная длина приледниковых озёр лежит в диапазоне 20–2230 м, а в среднем равна 93 м. Площадь озёр колеблется в широких пределах: от 145 до 1 638 400 м^2; суммарная площадь всех озёр по состоянию на 2008–2010 гг. составила 2,047 ± 0,001 км^2. При этом основная часть площади относится к оз. Бретьерна, которое возникло в результате отступания самых крупных ледников водосбора – Восточный и Западный Грёнфьорд. Формирование обширной озёрной котловины определено экзарацией ложа ледников и образованием протяжённого вала напорной морены ледников после их пульсации [10].

В бассейне залива Грёнфьорд выделяются три кластера новых озёр, появление которых связано с масштабным сокращением горно-долинных ледников. Почти половина всех озёр – 61 озеро – расположена в южной части бассейна близи ледников Западный и Восточный Грёнфьорд. За последние 90 лет эти два ледника отступили на 2–2,5 км, освободив значительную площадь равную 11,7 км^2. На западном берегу залива в долинах ледников Альдегонда и Брюде также обнаружено 23 озера. В восточной части бассейна около ледников Скавле и Тунге расположено 26 новых озёр. Небольшое число озёр появилось около ледников Веринг в северной части бассейна и Янсон в самой южной части. Таким образом, образование новых озёр связано с сокращением ледников в двух крупных узлах оледенения западной части Земли Норденшельда.

Характеристики озёр на моренах крупнейших ледников в бассейне залива Грёнфьорд

Ледники	Суммарная площадь морен, км^2	Число озёр	Плотность озёр на моренах, 1/км^2	Общая площадь озёр, км^2	Доля площади озёр, %
Восточный и Западный Грёнфьорд	11,7	61	5,2	1,80	15,4
Альдегонда и Брюде	5,3	13	2,5	0,08	1,5
Скавле и Тунге	4,5	28	6,2	0,02	0,4
Янсон	4	6	1,5	0,01	0,2
Веринг	1,3	1	0,8	0,15	11,2

На восточном берегу залива озёр мало, так как здесь нет ледников, хотя ежегодно наблюдается много снежников, в том числе многолетних. На склонах хребтов, образующих долину Грендален, где ранее были распространены небольшие горные ледники, обнаружено только одно озеро. Средняя высота положения новых приледниковых озёр – 87 м, минимальная высота – 4 м и относится к самому крупному озеру – Бретьерна. Какая-либо высотная зависимость озёр от их размера не установлена, но нами отмечено две группы озёр, различных по высоте, что объясняется общим уровнем вмещающего ландшафта в западной – более низменной части бассейна и восточной частях – более возвышенной. Некоторое представление о закономерности распределения новых озёр в зависимости от характеристик оледенения приведено в таблице.

Чем больше площадь морен ледников, тем большее число новых озёр на ней появляется. Наибольшая густота озёрной сети отмечена у ледников Восточный и Западный Грёнфьорд и ледников Скавле и Тунге. Максимальные площади, занятые озёрами, – у ледников Грёнфьорд и Веринг, где образовались крупные озёра Бретьерна и Стемме. Средняя плотность распределения приледниковых озёр на моренах крупнейших ледников бассейна залива Грёнфьорд составляет 3,9 озера на 1 км^2. 7,2% всей площади морен крупных ледников занято озёрами.

Для создания эмпирической связи площади и глубины приледниковых озёр Шпицбергена были измерены пространственные характеристики озёр в водосборе ледника Восточный Грёнфьорд. В пределах моренного комплекса ледника Восточный Грёнфьорд расположено одно из крупнейших озёр Западного Шпицбергена – оз. Бретьерна и 25 небольших приледниковых озёр. Площадь оз. Бретьерна на 2005 г. составляет 1,64 км^2 [15], по данным toposvalbard на 2008–2010 гг. эта цифра не изменилась, а результаты полевых наблюдений в августе 2021 г. показали уменьшение площади зеркала озера в результате выноса речных наносов до 1,61 км^2. Площадь небольших озёр лежит в диапазоне от 32 до 56 000 м^2. С помощью эхолота были измерены максимальные глубины приледниковых озёр, которые достигали 5,1 м. Средняя максимальная глубина озёр – 1,9 м. При сопоставлении средних измеренных глубин и площади озёр установлена эмпирическая связь этих параметров, которая указывает на возможность оценки их суммарного объёма. В массив точек включены данные о средних глубинах озёр Бретьерна (13,8 м) и Стемме (4,2 м), известные из полевых исследований и литературных источников [15] (рис. 2). Соотношению площади озёр S и их средней глубины H удовлетворяет степенная зависимость

$$S = 1600H^2. \quad (1)$$

Величина достоверности аппроксимации R^2 между предложенной зависимостью и полевыми данными равна 0,92 (см. рис. 2). Также на графике приведена кривая эмпирического соотношения средней глубины и площади озера, построенная на основе базы данных WOLDLAKE о полярных озёрах мира [8]. В целом обе зависимости согласуются между собой в рассматриваемом диапазоне. В нашем случае мы имеем также данные о малых озёрах, которые описываются полученной зависимостью (1). Достоверность аппроксимации глубины и площади приледниковых озёр этого района составляет 0,92, что позволяет уверенно оценивать глубины новых озёр по данным их площади. Суммарная площадь приледниковых озёр равна $2{,}047 \pm 0{,}001$ км^2, при этом небольшие озёра длиной не более 300 м составляют 97% общего числа озёр в водосборе.

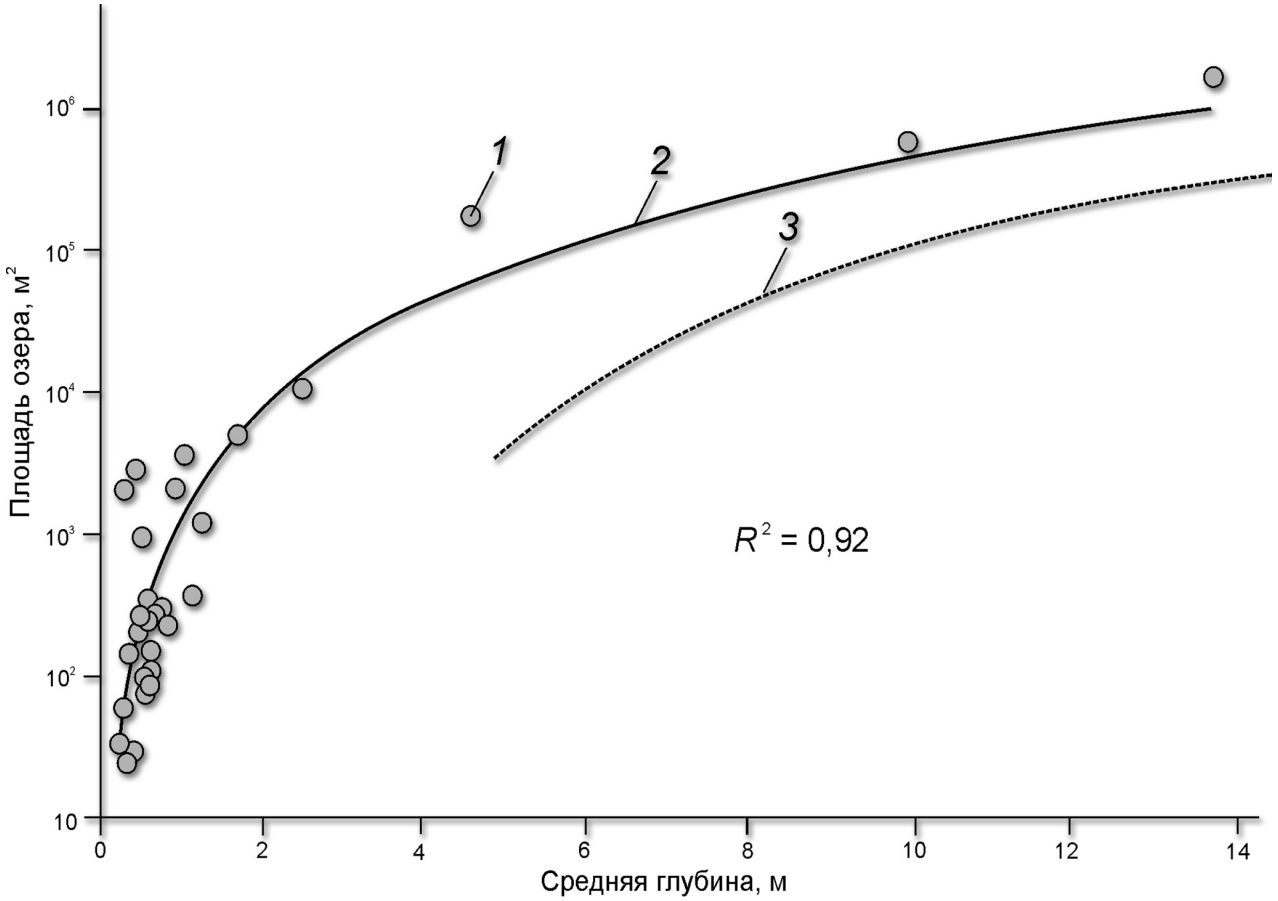


Рис. 2. Эмпирическая связь средней глубины и площади озёр:
1 – полевые измерения; *2* – приближённая кривая; *3* – кривая на основе работы [8]
Fig. 2. Empirical relationship between the average depth and area of lakes:
1 – field measurements; *2* – approximate curve; *3* – curve based on [8]

Авторами принято допущение, что в гляциальном ландшафте минимальная средняя глубина озера H_0 равна 0,8 м. Эта величина соответствует глубинам в малых озёрах-проталинах и соотносится с глубиной оттаивания пород в летний период. Тогда объём каждого озера равен произведению его площади на среднюю глубину, которая нами оценивается по формуле

$$H = H_0 + 0{,}071S^{0{,}38}.$$

На основе полученной эмпирической связи оценены объёмы воды в озёрах. Суммарный объём составляет около 24,1 млн м³. Фактически 93% объёма вод находится в оз. Бретьерна (одно из крупнейших новых озёр на Шпицбергене) и лишь 7% в остальных озёрах бассейна. Соотношение числа приледниковых озёр, их суммарной площади и объёма для разных диапазонов площади озёр даны на диаграмме рис. 3.

Обсуждение результатов

Анализ распределения озёр в бассейне и статистических данных позволяет сделать вполне логичный вывод, что массовое появление озёр обусловлено отступанием ледников, которые ранее были расположены на низких гипсометрических уровнях и занимали большие площади. На территории Земли Норденшельда находится около 200 ледников [6], некоторые из них имеют обширные морены, а отступание ледника обусловило образование десятков озёр. Это, как правило, крупные горно-долинные ледники в долинах Рейндален и Адвентдаллен. По-видимому, формирование множества новых озёр характерно для пространств морен быстро сокращающихся горно-долинных ледников, языки которых раньше находились на низких гипсометрических уровнях.

Особенность рассматриваемого бассейна – образование ледникового оз. Бретьерна – одного из крупнейших озёр Шпицбергена, которое содержит основные водные ресурсы рассматриваемого района. Согласно данным гляциологических измерений, годовые потери льда за счёт таяния двух самых крупных ледников в бассейне Восточный и Западный Грёнфьорд, питающих озеро, не превышают 29 млн м³. Объём озера при этом составляет 22,3 млн м³, почти 93% объёма всех озёр. Тем не менее, с точки зрения анализа климатических изменений важна вся совокупность озёр. В данном случае статистические изменения числа и площади озёр могут быть более показательными по сравнению с оценкой их ресурса.

С 1938 г. число озёр на водосборе залива Грёнфьорд увеличилось с 23 до 134, а их плотность от 0,08 до 0,44 озёр на 1 км². По данным 2008–2010 гг. мы определили всего восемь озёр, контактирующих с ледниками, т.е. имеющих ледяные берега. На спутниковом снимке Sentinel-2 L1C_T33XVG_A032524_20210913T115707 от 13 сентября 2021 г. видно, что такие озёра частично утратили контакт с ледником. Однако наблюдается развитие существующих и появление новых приледниковых озёр, в частности у активно отступающего ледника Западный Грёнфьорд. Отметим, что ледники в последние десятилетия отступили на более высокие гипсометрические уровни, где днища горных долин имеют большие уклоны и рельеф менее удобен для формирования естественных впадин. На основе полученной эмпирической связи были оценены ресурсы приледниковых озёр всего бассейна залива Грёнфьорд.

За исключением оз. Бретьерна, средняя максимальная глубина озёр на водосборе ледника Восточный Грёнфьорд – 1,9 м. По данным экспедиций ААНИИ [15], максимальная толщина льда крупнейших озёр территории достигает 1,3 м, что указывает на возможно полное промерзание многочисленных небольших озёр в зимний период. Их существование ограничивается в среднем 90–120 сутками в году. Абсолютное большинство рассматриваемых озёр – бессточные рис. 4. Из-за отсутствия контакта с ледником они имеют в основном снеговое и дождевое питание. Уровень таких озёр может меняться в летний период при таянии близлежа-

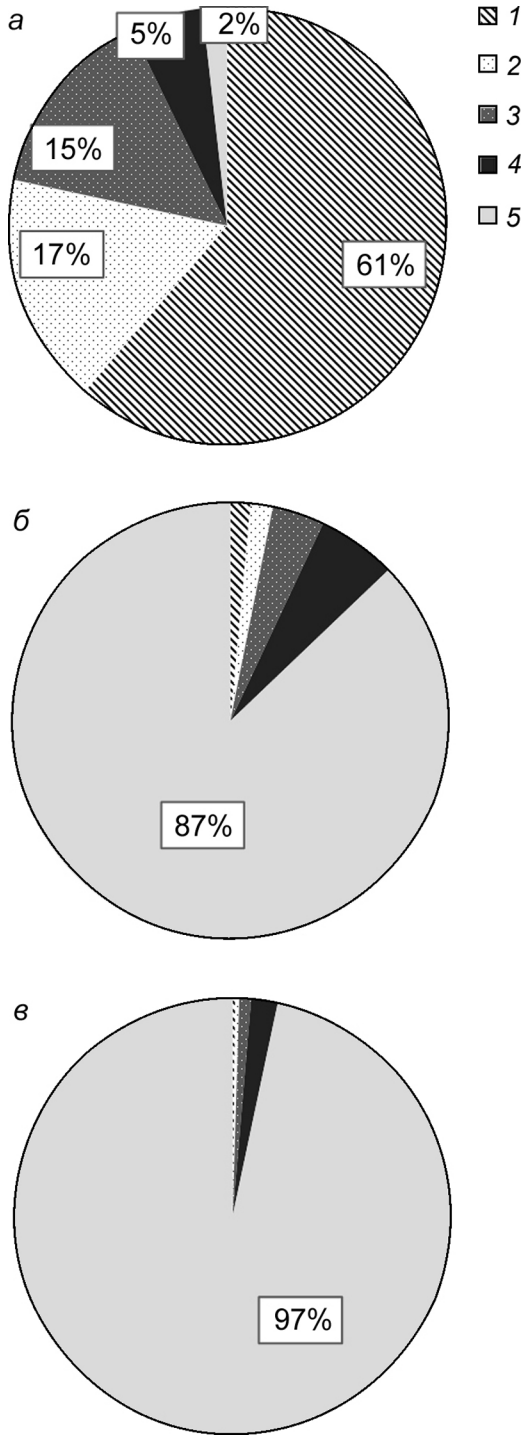


Рис. 3. Процентное соотношение озёр разного размера на водосборе залива Грёнфьорд:
а – число озёр; *б* – площадь озёр; *в* – объём озёр; диапазон площадей, м²: *1* – 0–999, *2* – 1000–2999, *3* – 3000–9 999, *4* – 10 000–99 999, *5* – > 10 000

Fig. 3. Percentage of lakes of different sizes in the catchment area of the Grønfjord Bay:
а – the number of lakes, *б* – the area of lakes, *в* – the volume of lakes. Area range, m²: *1* – 0–999, *2* – 1000–2999, *3* – 3000–9 999, *4* – 10 000–99 999, *5* – >10 000



Рис. 4. Приледниковое озеро, расположенное на морене ледника Восточный Грёнфьорд
Fig. 4. A periglacial lake located on the Austre Grønfjordbreen moraine

щих снежников, выпадении жидких осадков, испарении и просачивания воды сквозь морену. Оценки современного состояния озёр позволят в дальнейшем проводить сравнительный анализ изменений озёр для различных периодов. Наиболее вероятно, что количественные и пространственные изменения новых озёр будут связаны с дальнейшей деградацией ледников [2] и таянием мёртвых льдов в морене. По многочисленным прогнозам, сокращение ледников Шпицбергена в XXI в. будет продолжаться, что приведёт к дальнейшей экспансии озёр, особенно на северных и восточных территориях архипелага, где сосредоточено наибольшее число озёр, имеющих ледяные берега [11].

Выводы

Потепление климата в Арктике привело к значительному сокращению горных ледников на территории Западного Шпицбергена. На освободившемся от ледников пространстве формируются новые приледниковые озёра. На примере бассейна залива Грёнфьорд площадью 305 км², где оледенение занимает лишь небольшую часть территории, рассмотрено современное состояние озёр бассейна. По состоянию на 2008–2010 гг. на основе дистанционных методов установлено 134 озера в пределах водосбора. Среди них 111 озёр – новые приледниковые, образовавшиеся после 1938 г. Большинство озёр сосредоточено на моренах горно-долинных ледников, сокращение которых было наиболее масштабным. За исключением озёр Бретьерна и Стемме, новые озёра – мелководны и их длина не превышает 300 м. Общая площадь всех озёр – $2{,}047 \pm 0{,}001$ км². Суммарный объём воды, заключённый в новых приледниковых озёрах, приблизительно равен 24,1 млн м^3, что соизмеримо с объёмом ледникового стока на территории бассейна. Основной объём воды заключён в оз. Бретьерна, которое образовалось при отступании пульсирующих ледников Восточный и Западный Грёнфьорд. Для небольших озёр построена корреляционная зависимость площади и их средней глубины, которая позволяет перейти к оценкам водных ресурсов в бассейне и сопредельных территориях. В 2021 г. отмечается развитие существующих и появление новых приледниковых озёр, в частности у активно отступающего ледника Западный Грёнфьорд.

Благодарности. Разработка методики и анализ данных выполнены в рамках темы Государственного задания Института географии РАН

AAAA-A19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) «Оледенение и сопутствующие природные процессы при изменениях климата».

Acknowledgments. The development of the methodology and data analysis were carried out within the framework of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences state task AAAA-A19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) «Glaciation and related natural processes under climate change».

Литература

1. *Hagen J.O., Liestøl O., Roland E., Jørgensen T.* Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen // Meddelelser 129. Ed.: A. Brekke. Oslo: Norsk polarinstitutt, 1993. 141 p.
2. *Nuth C., Kohler J., König M., von Deschwanden A., Hagen J.O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R.* Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard // The Cryosphere. 2013. V. 7. P. 1603–1621.
3. *Pfeffer W.T., Arendt A.A, Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A. Alex S., Hagen J.O., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E.S., Moholdt G., Mölg N., Paul F., Radiĉ Rastner P. Raup B.H., Rich J., Sharp Martin J. and The Randolph Consortium*. The Randolph Glacier Inventory: A globally complete inventory of glaciers // Journ. of Glaciology. 2014. V. 60. № 221. P. 537–552. doi: 10.3189/2014JoG13J176.
4. *Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A.* Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers // Geophys. Research Letters. 2007. V. 34 (18). L18502. doi: 10.1029/2007GL030681.
5. *Malecki J.* Accelerating retreat and high-elevation thinning of glaciers in central Spitsbergen // The Cryosphere. 2016. № 10. P. 1317–1329.
6. *Чернов Р.А., Муравьев А.Я.* Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // Лёд и Снег. 2018. № 58 (4). С. 462–472. doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-462-472.
7. *Harrison S., Karge J.S., Hugge, C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R.A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimeš J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilímek V.* Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods // The Cryosphere. 2018. V. 12. P. 1195–1209. doi: org/10.5194/tc-12-1195-2018.
8. *Рянжин С.В., Субетто Д.А., Кочков Н.В., Ахметова Н.С., Вейнмейстер Н.В.* Полярные озера Мира: современные данные и состояние исследований // Водные ресурсы. 2010. Т. 37. № 4. С. 387–397. doi. org/10.1134/S0097807810040019.
9. *Liestøl O., Repp K., Wold, B.* Supra-glacial lakes in Spitsbergen // Nor. Geogr. Tidsskr. 1980. № 34 (2). P. 89–92.
10. *Кокин О.В., Кириллова А.В.* Реконструкция динамики ледника Грёнфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и Снег. 2017. № 57 (2): 201–214. doi: 10.15356/2076-6734-2017-2-201-214.

Reference

1. *Hagen J.O., Liestøl O., Roland E., Jørgensen T.* Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen. Meddelelser 129. Ed. A. Brekke. Oslo: Norsk polarinstitutt, 1993: 141 p.
2. *Nuth C., Kohler J., König M., von Deschwanden A., Hagen J.O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R.* Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard. The Cryosphere. 2013, 7: 1603–1621.
3. *Pfeffer W.T., Arendt A.A, Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A., Alex S., Hagen J.-O., Hock R., Kaser G., Kienholz C. Miles E.S., Moholdt G., Mölg N., Paul F., Radiĉ Rastner P. Raup B.H., Rich J., Sharp Martin J. and The Randolph Consortium*. The Randolph Glacier Inventory: A globally complete inventory of glaciers. Journ. of Glaciology. 2014, 60 (221): 537–552. doi: 10.3189/2014JoG13J176.
4. *Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A.* Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers. Geophys. Research Letters. 2007, 34 (18): L18502. doi: 10.1029/2007GL030681.
5. *Malecki J.* Accelerating retreat and high-elevation thinning of glaciers in central Spitsbergen. The Cryosphere. 2016, 10: 1317–1329.
6. *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. doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-462-472. [In Russian].
7. *Harrison S., Karge J.S., Hugge, C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R.A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimeš J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilímek V.* Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods. The Cryosphere. 2018, 12: 1195–1209. doi: org/10.5194/tc-12-1195-2018.
8. *Ryanzhin S.V., Subetto D.A., Kochkov N.V., Akhmetova N.S. Veinmeister N.V.* Polar Lakes of the World: Current Data and Status of Investigations. *Vodnye resursy*. Water Resources. 2010, 37 (4): 387–397. doi. org/10.1134/S0097807810040019. [In Russian].
9. *Liestøl O., Repp K., Wold B.* Supra-glacial lakes in Spitsbergen. Nor. Geogr. Tidsskr. 1980, 34 (2): 89–92.
10. *Kokin O.V., Kirillova A.V.* Reconstruction of the dynamics of the Grönfjord glacier (Spitsbergen) in the Holocene. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (2): 201–214. doi: 10.15356/2076-6734-2017-2-201-214.

берген) в голоцене // Лёд и Снег. 2017. № 57 (2). С. 241–252. doi.org/10.15356/2076-6734-2017-2-241-252.

11. *Чернов Р.А., Ромашова К.В.* Современное состояние приледниковых озёр архипелага Шпицберген // Криосфера Земли. 2022. Т. 26. № 1. С. 36–45. doi: 10.15372/KZ20220104.
12. *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. № 59 (1). С. 59–66. doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-59-66.
13. *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. doi.org/10.31857/S2076673420020033.
14. *Ромашова К.В., Чернов Р.А., Василевич И.И.* Исследование ледникового стока рек в бассейне залива Грён-фьорд (Западный Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 1. С. 34–45. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-1-34-45.
15. *Третьяков М.В., Брызгало В.А., Румянцева Е.В., Ромашова К.В.* Пресноводные ресурсы Западного Шпицбергена в современных условиях (многолетние исследования ААНИИ). СПб: Ротапринт ААНИИ, 2021. 200 с. ISBN 978–5–98364–105–1.
16. Электронный ресурс: http://toposvalbard.npolar.no/ (дата обращения: 01.08.2020).

241–252. doi.org/10.15356/2076-6734-2017-2-241-252. [In Russian].

11. *Chernov R.A., Romashova K.V.* Current state of the proglacial lakes of the Svalbard. *Kriosfera zemli*. Earth's Cryosphere. 2022, 26 (1): 36–45. doi: 10.15372/KZ20220104. [In Russian].
12. *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. doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-59-66. [In Russian].
13. *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. doi.org/10.31857/S2076673420020033. [In Russian].
14. *Romashova K.V., Chernov R.A., Vasilevich I.I.* Study of the glacial flow of rivers in the Grønfjord bay basin (Western Svalbard). *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Problems. 2019, 65 (1): 34–45. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-1-34-45. [In Russian].
15. *Tretiakov M.V., Bryzgalo V.A., Rumiantseva E.V., Romashova K.V. Presnovodnye resursy Zapadnogo SHpicbergena v sovremennyh usloviyah (mnogoletnie issledovaniya AANII)*. Freshwater resources of Western Spitsbergen in modern conditions (long-term studies of the AARI). SPb.: Arctic and Antarctic Research Institute, 2021: 200 p. [In Russian].
16. http://toposvalbard.npolar.no/ (date of the application: 01.08.2020).

Снежный покров и снежные лавины

УДК 551.32:550.837.76 DOI: 10.31857/S2076673422020126, EDN: EOTXTT

Диэлектрические свойства почв и грунтов и оценка их гидротермического состояния под снежным покровом по данным радиозондирования

© 2022 г. Ю.Я. Мачерет*, А.В. Сосновский, А. Ф. Глазовский

Институт географии РАН, Москва, Россия
*macheret2011@yandex.ru

Dielectric properties of soils and assessment of their hydrothermal state under snow cover based on radio-echo sounding data

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

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
*macheret2011@yandex.ru

Received February 15, 2022 / Revised March 4, 2022 / Accepted April 1, 2022

Keywords: ***dielectric permittivity, snow cover, soil, radio-echo sounding.***

Summary

Snow cover significantly affects the thermal regime of the underlying soils, and its assessment and monitoring are an urgent task of remote sensing studies. To solve it, data on their dielectric properties and their dependence on physical properties are necessary. Analysis of available data showed that the relative dielectric permittivity of soils most strongly depends on their moisture content and can vary from 2 to 40. This leads to a noticeable difference in the reflection coefficient from the interface between snow cover and dry and wet soils, which can be detected by radio-echo sounding. This opens up a new way to apply radar data to assess and monitor the hydrothermal state of soils under snow cover. Compilation of data on the typical reflectance properties of different soils in areas with permafrost and seasonal snow cover might be useful. The presence of wet snow cover on the surface of wet soils makes such systematic compilation more difficult.

Citation: Macheret Yu.Ya., Sosnovsky A.V., Glazovsky A.F. Dielectric properties of soils and assessment of their hydrothermal state under snow cover based on radio-echo sounding data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (2): 203–216. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422020126, edn: eotxtt.

Поступила 15 февраля 2022 г. / После доработки 4 марта 2022 г. / Принята к печати 1 апреля 2022 г.

Ключевые слова: ***грунт, диэлектрическая проницаемость, почва, радиозондирование, снежный покров.***

Выполнен обзор диэлектрических свойств сухих и влажных почв и грунтов и их зависимости от минерального и органического состава, температуры и содержания воды. Показана возможность оценки гидротермического состояния этих сред под снежным покровом по данным измерений коэффициента отражения от его подошвы и полезность обобщения сведений о характерных отражающих свойствах разных почв и грунтов в районах с сезонным снежным покровом и распространением многолетней мерзлоты.

Введение

Условия на поверхности и в толще почв и грунтов существенно влияют на гидрологический режим территории, растительность, экологию и деятельность человека, связанную с сельским хозяйством, транспортом и строительством. Особое воздействие на гидротермическое состояние почв и грунтов оказывает снежный покров, влияющий на теплоперенос в системе «атмосфера—постилающие породы», их промерзание и оттаивание [1]. Анализ межгодовых трендов показал, что в последние десятилетия сокращение весенней площади снежного покрова сопровождается увеличением доли незамёрзших грунтов под ним, особенно в тундрово-таёжных областях [2], возможно, эта тенденция сохранится и в будущем.

Современные климатические изменения влияют на термический режим грунтов и их фазовое состояние, что в значительной степени определяет устойчивость инженерных сооружений и коммуникаций. Поэтому к актуальным направлениям относится разработка дистанционных методов определения состояния грунта под снежным покровом, в том числе на основе радиозондирования. В основе такого подхода может быть анализ отражённого сигнала от поверхности раздела снег – грунт, зависящий как от параметров снежного покрова, так и от диэлектрических характеристик почв и грунтов и их гидротермического состояния.

Важные характеристики снежного покрова – его толщина, плотность, влажность, строение и водозапас. Для изучения пространственно-временных изменений этих характеристик в глобальном и региональном масштабах широко применяются пассивные и активные методы космических и воздушных исследований, основанные на измерении собственного излучения и обратного электромагнитного рассеяния зондируемых сред в разном диапазоне длин волн [3, 4]. Эти методы применялись также для оценки температуры и влажности почв и грунтов [5–7]. Обзор их диэлектрических свойств приводится в первой части настоящей статьи. Во второй части рассматриваются характеристики отражённых сигналов, по которым можно судить о гидротермических характеристиках зондируемых сред под снежным покровом.

Для детальных исследований параметров снежного покрова на суше и ледниках применяют наземные и воздушные радиолокационные методы, основанные на измерении времени запаздывания отражений от его подошвы и внутренних слоёв [8–11]. Измерение времени запаздывания и амплитуды отражённых сигналов позволяет оценить диэлектрическую проницаемость и плотность слоёв снега, а также их изменение вдоль протяжённых профилей зондирования [12]. Возможность определения диэлектрической проницаемости верхних слоёв подстилающих сред [13] и состояния снежного покрова использовалась для обеспечения безопасной посадки вертолётов на суше и водоёмах по данным измерений коэффициента отражения радиоволн с вертикальной и горизонтальной поляризацией при разных углах зондирования [14, 15]. Измерение коэффициента отражения по мощности (power reflection coefficient – PRC) от внутренних слоёв и ложа ледников применялось для оценки гидротермических условий в их толще и на ложе [16–19].

В настоящей статье рассматривается возможность оценки гидротермических условий у поверхности почв и грунтов под снежным покровом по данным измерений амплитуды/мощности радиолокационных отражений от границы раздела этих сред. Актуальность задачи определяется тем, что в последние годы для изучения толщины и водозапаса снежного покрова, наряду со стандартными ручными дискретными снегомерными съёмками, всё большее применение находят радиолокационные методы, позволяющие выполнять непрерывные дистанционные измерения вдоль протяжённых профилей и вместе с временами запаздывания регистрировать амплитуды отражений от подошвы снежного покрова. Это открывает возможность использовать получаемые данные для мониторинга влажности почв на опорных и контрольных участках. Знание данного элемента водного баланса и сезонного цикла воды у поверхности почв под снежным покровом важно для жизни и развития растительного и животного мира в умеренных и полярных широтах. Кроме того, появляется возможность следить за изменением зон распространения и динамикой промерзания–протаивания многолетней мерзлоты. Для оценки влияния состояния покрывающих и подстилающих сред на величину коэффициента отражения от границы их раздела мы рассматриваем сухой и влажный снег разной плотности и влажности, сухие и влажные почвы и грунты разного состава и разной влажности в мёрзлом и талом состоянии при отрицательных и положительных температурах.

Электромагнитные параметры зондируемых сред

Большинство почв, грунтов и горных пород немагнитны, их электромагнитные свойства описываются комплексной диэлектрической проницаемостью (КДП):

$$\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon'' = \varepsilon'(1 - i(\mathrm{tg}\delta)),$$

где ε' – относительная диэлектрическая проницаемость (ОДП); i – мнимая единица; ε'' – фактор потерь; $\mathrm{tg}\delta = \varepsilon''/\varepsilon'$ – тангенс угла диэлектрических потерь, который связан с проводимостью

среды σ, См/м, и удельным поглощением в среде A соотношением [20]

$$\mathrm{tg}\delta = \sigma/(2\pi f\varepsilon_0\varepsilon').$$

Величина A определяется по формуле

$$A = 8{,}686\alpha, \text{ дБ/м},$$

где $\alpha = 2\pi f(\varepsilon')^{0,5}\mathrm{tg}\delta/c$; $\varepsilon_0 = 8{,}854\cdot10^{-12}$ Ф/м – диэлектрическая проницаемость вакуума; $c = (\varepsilon_0\mu_0)^{-0,5} = 2{,}998\cdot10^8$ м/с – электродинамическая постоянная, равная скорости света в вакууме; f – частота, Гц; $\mu_0 = 4\pi10^{-7}$ Гн/м – магнитная проницаемость вакуума.

Сухой и влажный снег и лёд. Относительная диэлектрическая проницаемость сухого ε'_d и влажного ε'_s снега и льда мало зависит от частоты и температуры, а в основном определяется их плотностью ρ и содержанием воды W [21, 22]. Для сухого и влажного снега и льда с включениями воздуха и воды сферической формы эти зависимости хорошо описываются уравнениями Луэнги [23]:

$$\varepsilon'_d = [\upsilon_i(\varepsilon_i'^{1/3} - 1) + 1]^3; \quad (1)$$

$$\varepsilon'_s = [\varepsilon_i'^{1/3}(1 - P) + W\varepsilon_w'^{1/3} + P - W]^3, \quad (2)$$

где $\upsilon_i = \rho_d/\rho_i$; ρ_d – плотность сухого снега, фирна или льда; ρ_i – плотность льда, кг/м^3; $\varepsilon'_i = 3{,}19 \pm 0{,}04$ – ОДП сплошного сухого льда плотностью 917 кг/м^3 при 0 °С; $\varphi = 1 - \upsilon_i$ – пористость льда; P – общая доля содержания воды и воздуха или общая пористость; W – содержание воды, м^3/м^3; $\varepsilon'_w = 87{,}9$ – ОДП воды при 0 °С.

Зависимость диэлектрической проницаемости ε'_d сухого снега, фирна и льда от плотности ρ_d и зависимость ε'_s влажного снега, фирна и льда от содержания воды, рассчитанные по формулам (1) и (2), представлены на рис. 1.

Для сухого снега плотностью 210–360 кг/м^3 по данным измерений [22] в 149 шурфах в двух районах США

$$\varepsilon'_d = 1{,}0 + 0{,}0014\rho_d + 2\cdot10^{-7}\rho_d^2. \quad (3)$$

Для влажного снега плотностью 147–498 кг/м^3 и влажностью 0,01–0,16 м^3/м^3 по данным измерений в 79 шурфах в двух других районах США

$$\varepsilon'_s = ([1{,}0 + 0{,}0014(\rho_s - w) + 2\cdot10^{-7}(\rho_s - w)^2] + (0{,}01w + 0{,}4w^2)\varepsilon'_w.$$

Значения ε'_s, рассчитанные для сухого снега плотностью 210–360 кг/м^3 по формуле (3) на 4–8% ниже, чем по формуле Луэнга (1) в этом же диапазоне плотностей. Из рис. 2 видно, что ОДП влажного снега в несколько раз выше, чем сухого. Рост влажности снега влияет на его ОДП больше, чем рост плотности снега. Так, при содержании воды 0,2 м^3/м^3 рост плотности снега с 200 до 600 кг/м^3 приводит к росту ОДП приблизительно с 6 до 8 (в 1,3 раза), тогда как рост содержания воды в 3 раза – с 0,1 до 0,3 м^3/м^3 – приводит к росту ОДП также приблизительно в 3 раза (при плотности снега

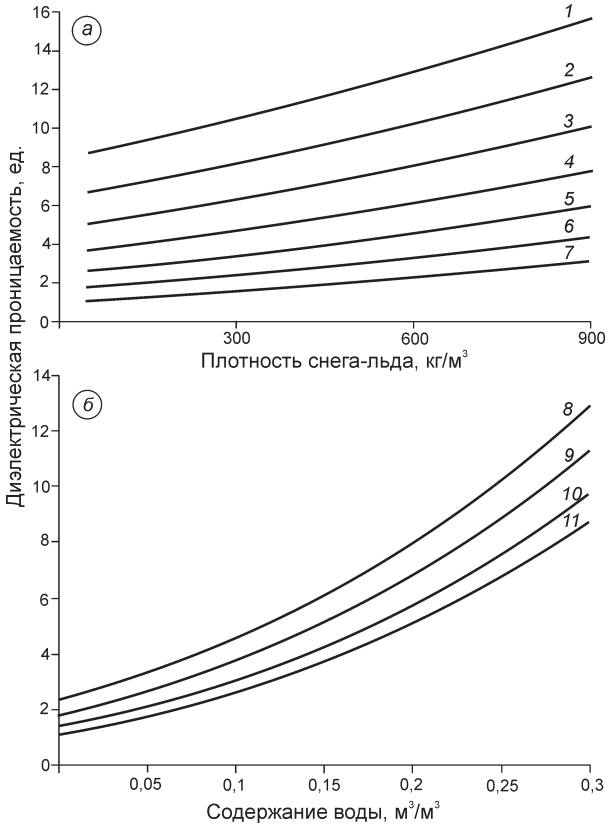


Рис. 1. Диэлектрическая проницаемость сухого (*7*) и влажного (*1–6* и *8–11*) снега и льда в зависимости от их плотности (*а)* и содержания воды (*б)*, рассчитанная по формулам (1) и (2) при содержании воды: *1* – 0,30; *2* – 0,25; *3* – 0,20; *4* – 0,15; *5* – 0,10; *6* – 0,05 м^3/м^3; *7* – 0 м^3/м^3 и плотности: *8* – фирнизированный (после оттепели) снег (плотность 600 кг/м^3); *9* – старый снег (400 кг/м^3); *10* – метелевый снег (200 кг/м^3); *11* – свежевыпавший снег (50 кг/м^3)

Fig. 1. Dielectric permittivity of dry (*7*) and wet (*1–6* and *8–11*) snow and ice as a function of their density (*а*) and wetness (*б*), calculated by formulas (1) and (2) at water content: *1* – 0.30; *2* –0.25; *3* – 0.20; *4* – 0.15; *5* – 0.10; *6* – 0.05; *7* – 0 m^3/m^3 and densities: *8* – firnificated (after thaw) snow (density 600 kg/m^3); 9 – old snow (400 kg/m^3); 10 – wind-blown snow (200 kg/m^3); *11* – new-fallen snow (50 kg/m^3)

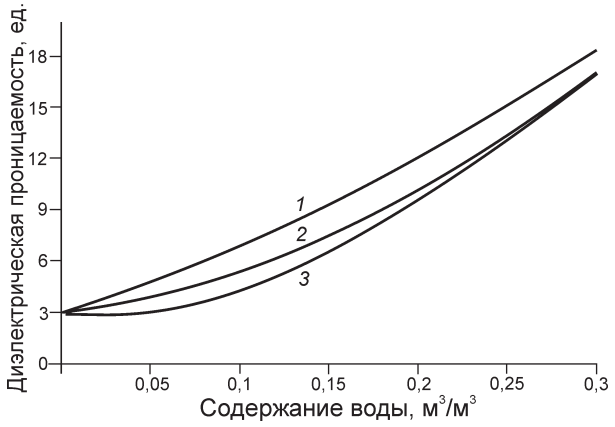


Рис. 2. Относительная диэлектрическая проницаемость грунта:
1 – по формуле (8) [32]; *2* – по формуле (6) [19]; *3* – по формуле (7) [31]
Fig. 2. Relative permittivity of soil:
1 – by formula (8) [32]; *2* – by formula (6) [19]; *3* – by formula (7) [31]

200 кг/м^3 ОДП снега увеличивается приблизительно от 3 до 10).

Влажные и сухие почвы, грунты и горные породы. Основные компоненты минеральных почв – частицы грунта, воздух, вода в различных агрегатных состояниях, водные растворы солей и примеси. В органических почвах важным компонентом становится гумус. Вода в почвах, грунтах и горных породах может находиться в свободном или связанном состоянии в микро- и макропорах, трещинах, капиллярах и в виде плёнки на поверхности частиц почвы или грунта.

Диэлектрические свойства *влажных почв* рассмотрены в работах [24–26] для четырёхкомпонентной смеси. КДП такой смеси может быть описан рефракционной моделью [25]

$$\varepsilon_{ws} = \Sigma \varepsilon_i V_i, \qquad (4)$$

где ε_{ws} и ε_i – КДП смеси и её i-й компоненты; V_i – объёмная доля этой компоненты в смеси.

Эта модель справедлива для волн СВЧ-диапазона, когда длина волны много больше размеров частиц в дисперсной смеси. Для влажных почв модель (4) можно представить в виде рефракционной формулы при $a = 0{,}5$ [26]

$$\varepsilon^a_{ws} = \varepsilon^a_{ds} + \varepsilon^a_b W_t + \varepsilon^a_u W, \qquad (5)$$

введя величину переходной влажности W_t, выше которой наблюдается постепенное возрастание КДП влажной почвы ε_{ws} и на неё начинает влиять её минеральный и гранулометрический состав, частота зондирования, температура, наличие гумуса и разных примесей. При этом переходная влажность W_t меньше для песчаных и больше для глинистых почвогрунтов [27]. В формуле (5) ε_{ds}, ε_b, ε_u – соответственно диэлектрическая проницаемость сухой почвы, связанной и свободной воды; W и W_t – объёмная и переходная влажность почвы соответственно.

Величина ε^a_{ds} рассчитывается по формуле

$$\varepsilon^a_{ds} = (\rho/\rho_m)\varepsilon^a_m + (1 - \rho/\rho_m)\varepsilon_a,$$

где ρ – плотность сухого образца почвы; ρ_m – плотность твёрдой фазы; ε_m и ε_a – диэлектрическая проницаемость твёрдых частиц и воздуха.

Для *минеральных почв* плотность твёрдой фазы варьирует от 2400 до 2800 кг/м^3, для почв, богатых органическими компонентами (гумусом), – от 1400 до 1800 кг/м^3. Плотность почвы в естественном состоянии всегда ниже плотности твёрдой фазы из-за наличия пор, а изменяется она у минеральных почв – от 900 до 1800 кг/м^3, у болотных торфяных почв – от 105 до 400 кг/м^3. Диэлектрическая проницаемость связанной воды в чернозёме составляет 10–50 и меньше, чем у свободной воды (79,5 при 0 °C) [28]. В мёрзлых минеральных почвах действительная часть КДП незамёрзшей связанной воды уменьшается до 36, если температура понижается от −1 до −30 °C [29].

Для *сухих почв* лучше совпадение ε^a_{ds} с экспериментальными данными даёт формула Бруггемана–Ханаи [26]:

$$1 - V_m = \frac{\varepsilon_{ds} - \varepsilon_m}{\varepsilon_{ds} - \varepsilon_a}\left(\frac{\varepsilon_a}{\varepsilon_m}\right)^{1/3},$$

где $V_m = \rho/\rho_m$ – объёмная доля твёрдой фазы; ε_{ds} и ε_m – ОДП сухой почвы и твёрдых частиц.

Зависимость диэлектрической проницаемости влажной почвы ε_{sw} при положительной температуре от содержания воды W описывается соотношением [30]

$$\varepsilon_{ws} = 3{,}03 + 9{,}3W + 146W^2 - 76{,}7W^3. \qquad (6)$$

Предложена также эмпирическая связь ε_{ws} с диэлектрической проницаемостью водной ε_w, твёрдой ε_s и воздушной ε_a фаз [31]:

$$\varepsilon_{ws} = [\theta\varepsilon^\alpha_w + (1 - \eta)\varepsilon^\alpha_s + (\eta - \theta)\varepsilon^\alpha_a]^{1/\alpha}, \qquad (7)$$

где η – пористость; $\alpha = 0{,}46 \pm 0{,}006$ – эмпирический коэффициент по данным измерений почв

разных типов с содержанием воды W от 0,08 до 0,92 м^3/м^3.

Для КДП влажных почв получено также уравнение [32], учитывающее гранулометрический и минералогический состав почв:

$$\varepsilon_m'^{\alpha}\varepsilon_m^{\alpha} = 1 + \rho_b/\rho_s(\varepsilon_s'^{\alpha} - 1) + W^{\beta'}\varepsilon_{fw}'^{\alpha} - W; \quad (8)$$

$$\varepsilon_m''^{\alpha} = W^{\beta''}\varepsilon_{fw}''^{\alpha}, \quad (9)$$

где ε_m' и ε_m'' – действительная и мнимая части КДП влажной почвы; ε_s – диэлектрическая проницаемость минеральной составляющей почвенной смеси; ρ_b – плотность почвы; ρ_s – плотность минерального вещества; ε_{fw}' и ε_{fw}'' – действительная и мнимая части КДП свободной воды; $\alpha = 0{,}65$ – константа, определённая в результате аппроксимации диэлектрической проницаемости исследованных почв для наилучшего соответствия экспериментальным данным; β' и β'' эмпирические константы, позволяющие определить зависимость КДП почвы от её *гранулометрического состава* и рассчитываемые по формулам [29]:

$$\beta' = 1{,}2748 - 0{,}00519S - 0{,}00152C;$$
$$\beta'' = 1{,}3397 - 0{,}00603S - 0{,}001666C,$$

где S и C представляют собой процентное содержание песка и глины.

Для оценки КДП влажной почвы при отрицательных температурах может быть использована модель Жанга [33], в которой формулы (8) и (9) преобразованы так, чтобы учесть долю незамёрзшей воды и воды, превратившейся в лёд [29]:

$$\varepsilon_{mf}'^{\alpha} = 1 + \rho_b/\rho_s(\varepsilon_s'^{\alpha} - 1) + m_{vu}^{\beta'}\varepsilon_{fw}'^{\alpha} - m_{vu} + m_{vi}\varepsilon_i^{\alpha}; \quad (10)$$

$$\varepsilon_{mf}''^{\alpha} = m_{vu}^{\beta''}\varepsilon_{fw}''^{\alpha}, \quad (11)$$

где ε'_{mf} и ε''_{mf} – действительная и мнимая части КДП незамёрзшей воды; m_{vu} и m_{vi} – объёмное содержание незамёрзшей воды и льда; ε_i – ОДП льда; коэффициенты β' и β'' и обозначения ρ_b, ρ_s и ε_s те же, что в формулах (8) и (9) для влажной почвы.

Количество незамёрзшей воды в формулах (10) и (11) как функции температуры T имеет следующий вид [34]:

$$m_{vu} = A|T|^{-B}\rho_b/\rho_w,$$

где ρ_b – плотность почвы; ρ_w – плотность воды; T – температура, °C; A и B – параметры, зависящие от структуры почвы и связанные с её удельной площадью поверхности SSA (м^2/г) соотношениями [34]

$$\ln A = -0{,}5519\ln\mathrm{SSA} + 0{,}2618;$$
$$\ln B = -0{,}264\ln\mathrm{SSA} + 3711.$$

Согласно [35],

$$\mathrm{SSA} = 0{,}42 + 4{,}23C + 1{,}12Si - 1{,}16S,$$

где C, Si и S – соответственно содержание глины, ила и песка, %; объёмное содержание льда в мёрзлой почве выражается как $m_{vi} = m_v - m_{vu}$, где m_v – объёмное содержание общего количества воды в почве.

Зависимость КДП влажных почв от температуры, текстуры и минералогического состава рассмотрена в работе [24]. Расчёты относительной диэлектрической проницаемости влажной от содержания в ней воды θ приведены на рис. 2 по данным работ [30–32]. При росте влажности от 0,05 до 0,3 м^3/м^3 ОДП почвы увеличивается приблизительно с 3 до 17–18. Влажность мёрзлых почв зависит от температуры (рис. 3, *а*) [36], а так как ОДП воды почти в 29 раз больше, чем льда, ОДП мёрзлого грунта также зависит от температуры (см. рис. 3, *б*). Причём наибольшее снижение влажности в 3–4 раза происходит в диапазоне температур от 0 до −4 °C. Это приводит к резкому увеличению ОДП грунтов (см. рис. 3, *б*) при переходе из мёрзлого состояния в талое [37].

Сведения о диэлектрических свойствах некоторых почв, грунтов и пород приведены в работах [20, 38]. Из них следует, что для сухих почв и грунтов ОДП находится в основном в пределах 3–6, тогда как для влажных почв и грунтов ОДП сильно зависит от их влажности в соответствии с формулами (6)–(9) и может увеличиваться до 15–25 и выше. Сведения о диэлектрических свойствах некоторых почв, грунтов и горных пород приведены в табл. 1 и 2.

Замерзание и оттаивание почв приводит к изменению их диэлектрической проницаемости ε' и фактора потерь ε" [41]. При этом в гистерезисном процессе разность в величине ε' между этими циклами составляет около 10, а в величине ε" – около 1,5. Проведённый анализ показал, что существует большой разброс значений диэлектрической проницаемости почв, грунтов и горных пород, что затрудняет анализ их гидротермического состояния по данным радиозон-

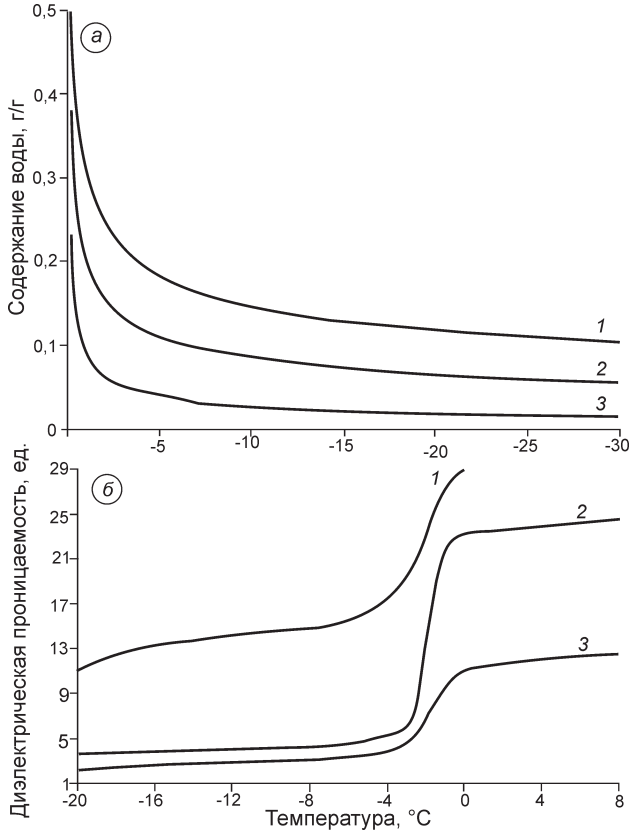


Рис. 3. Зависимости (*а*) содержания незамёрзшей воды (г/г) от температуры для разных типов почв: *1* – глинистой – с 70% глины, 20% ила, 10% песка; *2* – илистой – с 20% глины, 70% ила, 10% песка; *3* – песчанистой – с 20% глины, 20% ила и 60 % песка [36] и относительной диэлектрической проницаемости (ОДП) мёрзлых пород на частоте 1 МГц от температуры (*б*): *1* – глина с льдистостью W_c = 35,5%; *2* и *3* – мелкозернистый песок с влажностью W = 9 и 3% [37]

Fig. 3. Dependencies of (*a*) unfrozen water content (g/g) on temperature for different soil types: *1* – clayey soil with 70% clay, 20% silt, and10% sand; *2* – muddy soil with 20% clay, 70% silt, and 10% sand; *3* – sandy soil with 20% clay, 20% silt and 60% sand [36] and relative permittivity (RDP) of frozen sediments at 1 MHz from temperature (*б*): *1* – clay with ice content W_c = 35.5%; *2* and *3* – fine-grained sand with moisture content W = 9 and 3% [37]

дирования. Поэтому целесообразно создать банк данных по диэлектрической проницаемости разных типов почв и грунтов с учётом их гранулометрического, минерального и фазового состава. Похожий банк данных по диэлектрическим свойствам создаётся для классификации органических почв Арктики и интерпретации данных спутниковых съёмок [42].

Коэффициент отражения от диэлектрически контрастных границ

Распространение и отражение плоской электромагнитной волны в однородной изотропной среде с плоскими зеркальными границами раздела описывается комплексным показателем распространения [19]:

$k = \alpha + i\beta$,

где α – фазовая постоянная; β – фактор ослабления, равные

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

$$\beta = \omega\left[\frac{\mu\varepsilon}{2}\left(\sqrt{1+\frac{\sigma^2}{\varepsilon^2\omega^2}}-1\right)\right]^{1/2}.$$

В средах с низкими потерями параметр $\sigma/(\varepsilon\omega) = \psi << 1$ и $\sigma << 1$, где $\omega = 2\pi f$ – круговая частота, Гц, μ – магнитная проницаемость. Комплексный коэффициент отражения r от плоской границы раздела двух однородных сред при нормальном падении электромагнитной волны из среды 1 в среду 2 определяется следующим соотношением:

$$r = \frac{E_r}{E_0} = \frac{\mu_2 k_1 - \mu_1 k_2}{\mu_2 k_1 + \mu_1 k_2}, \qquad (12)$$

где E_r – интенсивность отражённой волны, нормализованная по комплексной интенсивности падающей волны E_0; k_1 и k_2 – комплексные постоянные распространения сред 1 и 2.

Для немагнитных сред из соотношения (12) получаем:

$$r = \frac{k_1 - k_2}{k_1 + k_2} = \frac{(\alpha_1 - \alpha_2) + i(\beta_1 - \beta_2)}{(\alpha_1 + \alpha_2) + i(\beta_1 + \beta_2)}. \qquad (13)$$

Амплитуда коэффициента отражения r выражается через абсолютную величину как

$$|r| = \sqrt{\frac{(\alpha_1 - \alpha_2)^2 + (\beta_1 - \beta_2)^2}{(\alpha_1 + \alpha_2)^2 + (\beta_1 + \beta_2)^2}}. \qquad (14)$$

Для малопоглощающих сред (β_1 и $\beta_2 << 1$) амплитудный коэффициент отражения

$$r = \frac{\alpha_1 - \alpha_2}{\alpha_1 + \alpha_2} = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}} \qquad (15)$$

зависит только от относительной диэлектрической проницаемости ε_1 и ε_2 верхней и нижней

Таблица 1. **Электрические свойства некоторых почв, грунтов и пород в диапазоне радиозондирования по данным лабораторных измерений** [20]

Материал	ε'	Проводимость σ, См/м	Частота *f*, МГц	Источник
Сухая песчаная почва	3	$1{,}5\cdot10^{-4}$	100	[39]
Сухой песчаный и глинистый грунт	3–4	–	133–37 500	[40]
Влажная песчаная почва	25	$7\cdot10^{-3}$	100	[39]
Влажный песчаный и глинистый грунт (весовая влажность 4–15%)	4–15	–	133–1000	[40]
Глинистая почва сухая/влажная	3/15	$2{,}5\cdot10^{-1}/5\cdot10^{-1}$	100	[39]
Гранит сухой/ влажный	5/7	$10^{-5}/10^{-3}$	100	
Базальт влажный	8	10^{-2}	100	
Глинистый сланец влажный	7	10^{-1}	100	
Песчаник влажный	6	$4\cdot10^{-2}$	100	
Известняк влажный	8	$2{,}5\cdot10^{-2}$	100	

Таблица 2. **Типичный диапазон диэлектрических свойств разных материалов на частоте 100 МГц. Из работы** [38]

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
Почва глинистая сухая/ влажная	10^{-2}–10^{-1}/10^{-3}–1	4–10/10–30
Почва жирноглинистая сухая/влажная	10^{-4}–10^{-3}/10^{-2}–10^{-1}	4–10/10–30
Почва песчанистая сухая/влажная	10^{-4}–10^{-2}/10^{-2}–10^{-1}	4–10/10–30
Мерзлота	10^{-5}–10^{-2}	4–8

сред. Коэффициент отражения по мощности от границы сред 1 и 2 определяется соотношением

$$R_{1,2} = 20\lg\frac{\sqrt{\varepsilon_1}-\sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1}+\sqrt{\varepsilon_2}}. \qquad (16)$$

По величине $R_{1,2}$ можно оценить относительную диэлектрическую проницаемость нижней среды ε'_2, зная или оценивая диэлектрическую проницаемость верхней среды ε'_1 [23]:

$$\varepsilon'_2 = \varepsilon'_1\left(\frac{1+10^{0{,}05R_{1,2}}}{1-10^{0{,}05R_{1,2}}}\right)^2. \qquad (17)$$

Для трёхслойной среды (в качестве среды 1 рассматривается воздух, среды 2 – снег (сухой или влажный) или сухой или влажный лёд, среды 3 – почвы/грунты (сухие и/или влажные) и горные породы (мёрзлые или талые) в зонах мерзлоты или под ледниками) коэффициент отражения R_3 от верхней границы слоя 3 толщиной t описывается соотношением [20]

$$R_3 = \frac{R_{1,2}+R_{2,3}e^{-2k_2t}}{1+R_{1,2}R_{2,3}e^{-2k_2t}},$$

где $R_{1,2}$ и $R_{2,3}$ – коэффициенты отражения от границ 1–2 и 2–3 сред; k_2 – комплексный показатель распространения в слое 2; t – толщина этого слоя.

Коэффициент отражения от почв и грунтов под снежным покровом

Из рис. 1–3 и табл. 1, 2 следует, что диэлектрическая проницаемость и проводимость снега, почв, грунтов и горных пород сильно зависит от их влажности. Это указывает на то, что коэффициенты отражения от границ этих сред в сухом и влажном состоянии, вычисленные по формулам (13)–(16), должны существенно отличаться друг от друга. Из рис. 4 видно, что коэффициент отражения по мощности $R_{1,2}$ от границы сухого снега и сухого грунта (ОДП = 2÷6) составляет −9 ÷ −30 дБ, а между сухим снегом и влажным грунтом (ОДП = 10÷40) около −3 ÷ −7, и это отличие может быть установлено по данным радиозондирования. Для сухого снега плотностью от 50 до 400 кг/м^3 ОДП снега изменяется от 1,1 до 1,8. При значениях ОДП грунта, равной 2, получается относительно небольшое отличие от ОДП снега и коэффициент отражения по мощности – формула (16) – принимает небольшие значения (см. рис. 4).

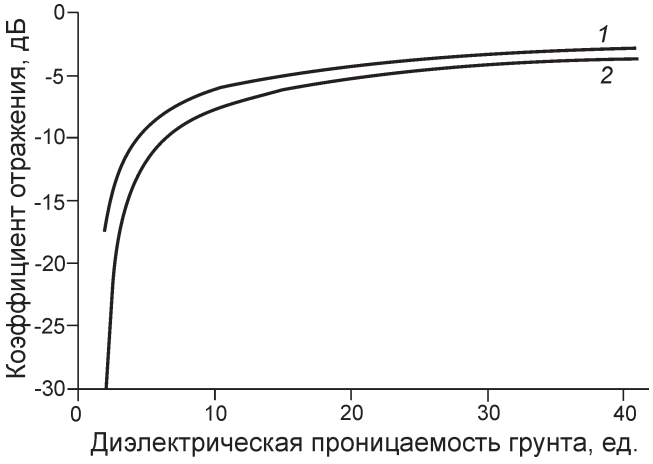


Fig. 4. Зависимость коэффициента отражения по мощности $R_{1,2}$ от границы сухой снег–сухой и влажный грунт от относительной диэлектрической проницаемости (ОДП) грунта при плотности снега, кг/м^3: *1* – 100; *2* – 400. ОДП сухого грунта изменяется в диапазоне от 2 до 6, а для влажного грунта – от 5 до 40 (см. табл. 2)
Fig. 4. Relation of the reflection coefficient $R_{1,2}$ (at the interface of dry snow and dry/wet soil) with relative permittivity (RDP) of soil at different snow density, kg/m^3: *1* – 100; *2* – 400. RDP of dry soil varies from 2 to 6, and with wet soil – from 5 to 40 (see Table 2)

Ещё более непростая ситуация возникает на границе влажного снега и сухого (или небольшой влажности) грунта. В этом случае ОДП влажного снега плотностью от 50 до 400 кг/м^3 изменяется от 2 до 11 (см. рис. 1). В результате при увеличении содержания воды может наступить момент, когда ОДП влажного снега будет больше ОДП грунта и амплитудный коэффициент отражения изменит знак на противоположный или будет равен нулю – в случае равенства ОДП влажного снега и грунта. При этом коэффициент отражения по мощности будет уменьшаться до неизмеримого уровня. По известным (по данным радиозондирования) коэффициентам отражения $R_{1,2}$ от границы воздух–снег и снег–грунт по формуле (17) можно определить диэлектрическую проницаемость грунта ε'_2, оценив диэлектрическую проницаемость снега ε'_1 и учитывая, что для воздуха $\varepsilon' = 1$.

Возможность оценки термического состояния горных пород в районах распространения многолетней мерзлоты по данным радиозондирования рассмотрим на примере зависимости ОДП пород от температуры, приведённой на рис. 3, *б* (рис. 5). На рис. 5 представлены значения коэффициента отражения по мощности $R_{1,2}$ от границы раздела сухой снег – мёрзлая глина и мёрзлый мелкозернистый песок разной влажности при температурах грунта −1 и −3 °С. При промерзании грунта и относительно небольшом понижении его температуры от −1 до −3 °С происходит резкое снижение содержания незамёрзшей воды (см. рис. 3, *а*). В результате значительно уменьшается ОДП грунта и будет снижаться коэффициент отражения по мощности (см. рис. 5).

При температуре грунта −1 °С величина $R_{1,2}$ значительно больше, чем при −3 °С. Для мелкозернистого песка льдистостью 3% и сухого снега плотностью 300 кг/м^3 величина $R_{1,2}$ равна −7,4 и −11,6 дБ при температурах грунта −1 и −3 °С соответственно. Для льда плотностью 917 кг/м^3 (см.

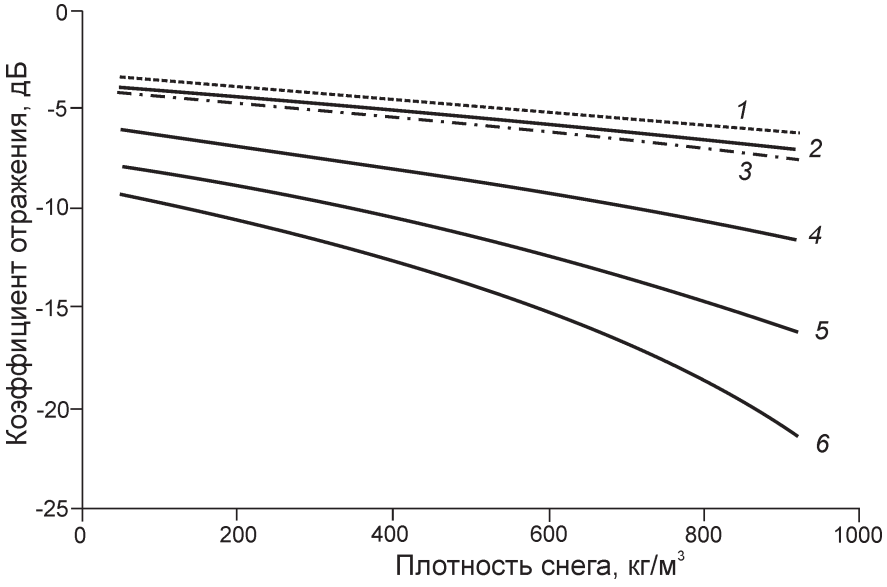


Рис. 5. Зависимость коэффициента отражения мощности $R_{1,2}$ на частоте 1 МГц от границ сухой снег–мёрзлая глина и песок от плотности снега при температуре грунта:
−3 °С (*3*, *5*, *6*) и −1 °С (*1*, *2*, *4*). *1*, *3* – глина W = 35,5%, ОДП = 23; *2*, *5* – мелкозернистый песок с льдистостью W = 9%, ОДП = 13; *4*, *6* – мелкозернистый песок с льдистостью W = 3% (ОДП = 6)
Fig. 5. Power reflection coefficient $R_{1,2}$ from the dry snow–frozen clay and sand interface at 1 MHz depending on the snow density and soil temperature:
−3 °С (*3, 5, 6*) and −1 °С (*1, 2, 4*). *1*, *3* is for clay with W = 35.5%, RDP = 23; *2*, *5* is for fine-grained sand with ice content W = 9%, RDP = 13; *4* and *6* is for fine-grained sand with ice content W = 3% (RDP = 6)

рис. 5) эти значения составят −11,5 и −21,4 дБ соответственно. Для мелкозернистого песка с льдистостью 9% значения $R_{1,2}$ будут больше на 2–5 дБ, но разность величины $R_{1,2}$ в этих случаях для сухого снега плотностью 300 кг/м^3 и льда приблизительно остаётся такой же, как и для льдистости 3%: 4–5 для снега и 9–10 для льда. Это позволяет утверждать, что, если при повторном радиозондировании величина $R_{1,2}$ снижается, то можно говорить о промерзании грунта. Для глины льдистостью 35,5% отличия в величине $R_{1,2}$ будут значительно меньше. Сильная зависимость коэффициента отражения от типа и физических свойств почв и грунтов указывает на целесообразность создания базы данных по коэффициенту их отражения для разных районов распространения снежного покрова и многолетней мерзлоты наподобие создаваемой базы данных по диэлектрическим свойствам органических почв Арктики [42].

Определение коэффициента отражения от подошвы снежного покрова по данным радиозондирования

Для определения коэффициента отражения по мощности R от плоских границ может быть использовано уравнение радиолокации, представленное в следующем виде [18]:

$$10\lg\frac{P_r}{P_t}=20\lg\frac{G\lambda_0}{8\pi(H+\frac{z}{\sqrt{\varepsilon'}})}+10\lg R-2zB-10\lg L, \quad (18)$$

где P_r и P_t – мощность принятых и излученных сигналов; G – усиление антенн; λ_o – длина волны локатора в воздухе; H – высота антенн над поверхностью снега; z – толщина зондируемой среды; ε' – её относительная средняя диэлектрическая проницаемость; B – удельное поглощение и рассеяние радиоволн в среде, зависящее от её температуры, строения, влажности; L – потери в кабелях, дБ.

При измерениях с моноимпульсными локаторами значения параметров P_r, P_t, G и L в уравнении (18) обычно не известны. Мощность принятых и излучённых сигналов может быть определена по данным измерений их относительной (среднеквадратической или пиковой) амплитуды A_r и A_t в заданном временном окне с применением модуля SSAA из пакета программ [43]. Уравнение (18) может быть использовано для определения относительного коэффициента отражения (relative power reflection coefficient – RPR) от рассматриваемой границы с применением упрощённого уравнения радиолокации [23]. В случае наземных измерений ($H = 0$) оно принимает следующий вид:

$$RPR=20\lg\frac{A_r}{A_t}-20\lg(H+\frac{z}{\sqrt{\varepsilon'}})-2zB,$$

где A_r и A_t – амплитуда отражённых и излучённых сигналов; ε' – относительная диэлектрическая проницаемость зондируемой среды.

По аналогии с наземными измерениями толщины асфальтового дорожного покрытия, относительная диэлектрическая проницаемость асфальта ε_a и подстилающих грунтов ε_b может быть определена из соотношений [44]

$$\sqrt{\varepsilon_a}=\frac{A_m+A_1}{A_m-A_1};$$

$$\sqrt{\varepsilon_b}=\sqrt{\varepsilon_a}\,\frac{1-(A_1/A_m)^2-A_2/A_m}{1+(A_1/A_m)^2-A_2/A_m},$$

где A_1, A_2 и A_m – соответственно амплитуда отражений от поверхности и подошвы снежного покрова и калибровочного плоского металлического листа; при воздушных измерениях для калибровки могут служить отражения от спокойной поверхности моря или озера.

Выводы

1. Диэлектрическая проницаемость снежного покрова, подстилающих почв, грунтов и горных пород существенно возрастает при увеличении их влажности. Коэффициент отражения по мощности от границы сухой снег–влажный грунт становится больше по модулю, чем при отражении от сухого грунта. Это отличие может быть установлено по данным повторных радиолокационных измерений на контрольных участках с известными типами почв, грунтов и их физическими характеристиками.

2. Различие в коэффициентах отражения уменьшается до неизмеримого уровня, если под влажным снежным покровом появляется слой влажной почвы или грунта.

3. Для оценки типа почв и грунтов по данным радиозондирования целесообразно соз-

дание базы данных по коэффициенту отражения от разных типов почв и грунтов в районах распространения сезонного снежного покрова и многолетней мерзлоты. Похожий банк данных по диэлектрическим свойствам создаётся для классификации органических почв Арктики и интерпретации данных спутниковых съёмок [42].

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

Acknowledgments. The study was conducted within the framework of the State assignment AAA-A19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) of the Institute of Geography RAS.

Литература

1. *Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Зазовская Э.П., Борзенкова А.В.* Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2013. 124 (4). С. 52–58.
2. *Gao L., Ebtehaj A., Cohen J., Wigneron J.-P.* Variability and changes of unfrozen soils below snowpack // Geophys. Research Letters. 2022. V. 49. e2021GL095354. https://doi.org/10.1029/2021GL095354.
3. *Lievens H., Brangers I., Marshall H.-P., Jonas T., Olefs M., De Lannoy G.* Sentinel-1 snow depth retrieval at sub-kilometer resolution over the European Alps // The Cryosphere. 2022. V. 16. P. 159–177. https://doi.org/10.5194/tc-16-159-2022.
4. *Patil A., Singh G., Rüdiger C.* Retrieval of snow depth and snow water equivalent using dual polarization SAR data // Remote Sens. 2020. V. 12. № 7. P. 1183. https://doi.org/10.3390/rs12071183.
5. *Haider S S., Said S., Kothyari U.C., Arora M.K.* Soil moisture estimation using ERS 2 SAR data: a case study in the Solani River catchment // Hydrological Sciences. 2004. V. 49. № 2. P. 223–334. https://doi.org/10.1623/hysj.49.2.323.34832.
6. *Shi X.K, Wen J., Wang L., Zhang. T.T., Tian H., Wang X., Liu R., Zhang J.H.* Application of satellite microwave remote sensed brightness temperature in the regional soil moisture simulation // Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. 2009. V. 6. P.1233–1260. https://doi.org/10.5194/hessd-6-1233-2009.
7. *Sutariya S., Hirapara A., Meherbanali M., Tiwari M., Singh I.V., Kalubarme M.* Soil moisture estimation using Sentinel–1 SAR data and land surface temperature in Panchmahal district, Gujarat State // Intern. Journ. of Environment and Geoinformatics. 2021. V. 8. № 1. P. 65–77. https://doi.org/10.30897/ijegeo.777434.
8. *Bradford J.H., Harper J.T., Brown. J.* Complex dielectric permittivity measurements from ground-penetrating radar data to estimate snow liquid water content in the pendular regime // Water Resources Research. 2009. V. 45. W08403. https://doi.org/10.1029/2008WR007341.
9. *Godio A.* Georadar measurements for the snow cover density // American Journ. of Applied Sciences. 2009, 6 (3): 414–423. https://doi.org/10.3844/ajassp.2009.414.423.

References

1. *Shmakin A.B., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Zazovskaya E.P., Borzenkova A.V.* Impact of snow cover on ground freezing and thawing in West Spitsbergen. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 124 (4): 52–58. [In Russian].
2. *Gao L., Ebtehaj A., Cohen J., Wigneron J.-P.* Variability and changes of unfrozen soils below snowpack. Geophys. Research Letters. 2022, 49: e2021GL095354. https://doi.org/10.1029/2021GL095354.
3. *Lievens H., Brangers I., Marshall H.-P., Jonas T., Olefs M., De Lannoy G.* Sentinel-1 snow depth retrieval at sub-kilometer resolution over the European Alps. The Cryosphere. 2022, 16: 159–177. https://doi.org/10.5194/tc-16-159-2022.
4. *Patil A., Singh G., Rüdiger C.* Retrieval of snow depth and snow water equivalent using dual polarization SAR data. Remote Sens. 2020, 12 (7): 1183. https://doi.org/10.3390/rs12071183.
5. *Haider S.S., Said S., Kothyari U.C., Arora M.K.* Soil moisture estimation using ERS 2 SAR data: a case study in the Solani River catchment. Hydrological Sciences. 2004, 49 (2): 223–334. https://doi.org/10.1623/hysj.49.2.323.34832.
6. *Shi X.K, Wen J., Wang L., Zhang T.T., Tian H., Wang X., Liu R., Zhang J.H.* Application of satellite microwave remote sensed brightness temperature in the regional soil moisture simulation. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. 2009, 6: 1233–1260. https://doi.org/10.5194/hessd-6-1233-2009.
7. *Sutariya S., Hirapara A., Meherbanali M., Tiwari M., Singh I.V., Kalubarme M.* Soil moisture estimation using Sentinel–1 SAR data and land surface temperature in Panchmahal district, Gujarat State. Intern. Journ. of Environment and Geoinformatics. 2021, 8 (1): 65–77. https://doi.org/10.30897/ijegeo.777434.
8. *Bradford J.H., Harper J.T., Brown J.* Complex dielectric permittivity measurements from ground-penetrating radar data to estimate snow liquid water content in the pendular regime. Water Resources Research. 2009, 45: W08403. https://doi.org/10.1029/2008WR007341.
9. *Godio A.* Georadar measurements for the snow cover density. American Journ. of Applied Sciences. 2009, 6 (3): 414–423. https://doi.org/10.3844/ajassp.2009.414.423.

2009. V. 6. № 3. P. 414–423. https://doi.org/10.3844/ajassp.2009.414.423.

10. *Singh G., Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Patil A., Shradha M., Khromova T.E., Nosenko G.A, Sosnovskiy A.V.* Retrieval of spatial and temporal variability in snowpack depth over glaciers in Svalbard using GPR and spaceborne POLSAR Measurements // Water. 2018. V. 12. № 1. P. 21. https://doi.org/10.3390/w12010021.
11. *Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А., Черняков Г.А.* Толщина снежного покрова на леднике Восточный Грёнфьорд (Шпицберген) по данным радарных измерений и стандартных снегомерных съёмок // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 5–20. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-5-20.
12. *Forte E., Dossi M., Colucci R., Pipan M.* A new fast methodology to estimate the density of frozen materials by means of common offset GPR data // Journ. of Applied Geophysics. 2013. V. 99. P. 135–145. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.08.013.
13. *Шостак А.С., Загоскин В.В., Лукьянов С.П., Карауш А.С.* О возможности определения диэлектрической проницаемости подстилающих сред по измеренным коэффициентам отражения при наклонном зондировании плоскими волнами горизонтальной и вертикальной поляризации в СВЧ диапазоне // Журнал радиоэлектроники. 1999. № 11. С. 4. http://jre.cplire.ru/jre/nov99/4/text.html.
14. *Машков В.Г.* Метод дистанционной идентификации состояния снежно-ледяного покрова по отношениям коэффициентов отражения Френеля // Изв. вузов России. Радиоэлектроника. 2020. Т. 23. № 5. С. 46–56. https://doi.org/10.32603/1993-8985-2020-23-5-46-56
15. *Машков В.Г., Малышев В.А., Федюнин П.А.* Метод оценки состояния снежно-ледяного покрова по углу Брюстера // Изв. вузов России. Радиоэлектроника. 2021. Т. 24. № 1. С. 34–47. https://doi.org/10.32603/1993-8985-2021-24-1-34-47.
16. *Мачерет Ю.Я.* Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.
17. *Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я.* Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.
18. *Bamber J.L.* Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses deduced from airborne radio-echo sounding // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. № 119. P. 30–37. https://doi.org/10.3189/002214389793701392.
19. *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.

10. *Singh G., Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Patil A., Shradha M., Khromova T.E., Nosenko G.A, Sosnovskiy A.V.* Retrieval of spatial and temporal variability in snowpack depth over glaciers in Svalbard using GPR and spaceborne POLSAR Measurements. Water. 2018, 12 (1): 21. https://doi.org/10.3390/w12010021.
11. *Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Glazovsky A.F., Macheret, Yu.Ya., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A., Cherniakov G.A.* Snow thickness on Austre Grønfjordbreen, Svalbard, from radar measurements and standard snow surveys. *Led I Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (1): 5–20 https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-5-20 [In Russian].
12. *Forte E., Dossi M., Colucci R., Pipan M.* A new fast methodology to estimate the density of frozen materials by means of common offset GPR data. Journ. of Applied Geophysics. 2013, 99: 135–145. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.08.013.
13. *Shostak A.S., Zagoskin V.V., Lukyanov S.P., Karaush A.S.* On the possibility of determining the dielectric permittivity of the underlying media by measured reflection coefficients during oblique sounding by plane waves of horizontal and vertical polarization in the microwave range. *Zhurnal Radioelektroniki*. Journ. of Radio Electronics. 1999, 11: 4. http://jre.cplire.ru/jre/nov99/4/text.html. [In Russian].
14. *Mashkov V.G.* Method of remote identification of snow-ice cover condition by Fresnel reflection coefficient ratios. *Izvestiya Vysshikh Uchebnykh Zavedenii Rossii. Radioelektronika*. Journ. of the Russian Universities. Radioelectronics. 2020, 23 (5): 46–56. https://doi.org/10.32603/1993-8985-2020-23-5-46-56. [In Russian].
15. *Mashkov V.G., Malyshev V.A., Fedyunin P.A.* Method for estimation of snow-ice cover condition by Brewster angle. *Izvestiya Vysshikh Uchebnykh Zavedenii Rossii. Radioelektronika*. Journ.of the Russian Universities. Radioelectronics. 2021, 24 (1): 34–47. https://doi.org/10.32603/1993-8985-2021-24-1-34-47. [In Russian].
16. *Macheret Yu.Ya. Radiozondirovanie lednikov.* Radioecho sounding of glaciers. Moscow: Scientific World, 2006: 392 p. [In Russian].
17. *Glazovsky A.F., Macheret Yu. Voda v lednikakh. Metody i rezultaty geofizicheskikh i distantcionnykh issledovaniy.* Water in Glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. Moscow: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].
18. *Bamber J.L.* Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses deduced from airborne radio-echo sounding. Journ. of Glaciology. 1989, 35 (119): 30–37. https://doi.org/10.3189/002214389793701392.
19. *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.

20. *Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Золотарев В.П.* Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии. М.: Недра, 1986. 128 с.
21. *Котляков В.М., Мачерет Ю.Я., Сосновский А.В., Глазовский А.Ф.* Скорость распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 45–56. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-45-56.
22. *Webb R.W., Marziliano A., McGrath D., Bonnell R., Meehan T.G., Vuyovich C., Marshall H.-P.* In situ determination of dry and wet snow permittivity: improving equations for low frequency radar applications // Remote Sens. 2021. V. 13. № 22. P. 4617. https://doi.org/10.3390/rs13224617.
23. *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.
24. *Mironov V., Kerr Yann, Wigneron J.-P., Kosolapova L., Demontoux F.* Temperature- and texture-dependent dielectric model for moist soils at 1.4 GHz // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2013. V. 10. № 3. P. 419–423. https://doi.org/10.1109/LGRS.2012.2207878.
25. *Wang J.R., Schmugge T.J.* An empirical model for the complex Dielectric permittivity of soils as a function of water content // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1980. V. GE–18. № 4. P. 288–295. https://doi.org/10.1109/TGRS.1980.350304.
26. *Мандрыгина В.Н.* Диэлектрическая проницаемость почв с различным содержанием гумуса и влияние на нее гидрофобных и гидрофильных загрязнителей. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. М.: Московский пед. гос. ун-т, 2004. 16 с.
27. *Лукин Ю.И.* Диэлектрическая спектроскопия воды в минеральных почвогрунтах при положительных и отрицательных температурах. Дис. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. Красноярск: Федеральный исслед. центр «Красноярский научный центр» Сибирского отделения РАН, 2020. 200 с.
28. *Беляева Т.А., Бобров А.П., Бобров П.П., Галеев О.В., Мандрыгина В.Н.* Определение параметров моделей диэлектрической проницаемости почв с различной плотностью и различным содержанием гумуса по данным экспериментальных измерений в частотном диапазоне 0,1–20 ГГЦ // Исследование Земли из космоса. 2003. № 5. С. 28–34.
29. *Каравайский А. Ю.* Диэлектрические модели минеральных почв, учитывающие фазовые переходы почвенной воды. Дис. на соиск. уч. степ. канд.

20. *Finkelstein M.I., Kutev V.A., Zolotarev V.P. Primenenie radiolokatcionnogo podpoverkhnostnogo zondirovaniya v inzhenernoy geologii.* Application of radar subsurface sounding in engineering geology. Moscow: Nedra, 1986: 128 p. [In Russian].
21. *Kotlyakov V.M., Macheret Yu.Ya., Sosnovsky A.V., Glazovsky A.F.* Radio-wave propagation velocity in dry and wet snow cover. *Led I Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (1): 45–56. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-45-56. [In Russian].
22. *Webb R.W., Marziliano A., McGrath D., Bonnell R., Meehan T.G., Vuyovich C., Marshall H.-P.* In situ determination of dry and wet snow permittivity: improving equations for low frequency radar applications. Remote Sens. 2021, 13 (22): 4617. https://doi.org/10.3390/rs13224617.
23. *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 radioecho sounding data. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2021, 61 (2): 165–178. https://doi.org/10.31857/S2076673421020079. [In Russian].
24. *Mironov V., Kerr Yann, Wigneron J.-P., Kosolapova L., Demontoux F.* Temperature- and texture-dependent dielectric model for moist soils at 1.4 GHz. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2013, 10 (3): 419–423. https://doi.org/10.1109/LGRS.2012.2207878.
25. *Wang J.R., Schmugge T.J.* An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1980, GE–18 (4): 288–295. https://doi.org/10.1109/TGRS.1980.350304.
26. *Mandrygina V.N. Dielektricheskaya pronitcaemost pochv s razlichnym soderzhaniem gumusa i vliyanie na nee gidrofobnykh i gidrofilnykh zagriazniteley.* Dielectric permittivity of soils with different humus content and the influence of hydrophobic and hydrophilic pollutants on it. PhD-thesis. Moscow: Moscow Pedagogical State University, 2004: 16 p. [In Russian].
27. *Lukin Y.I. Dielektricheskaya spektroskopiya vody v mineralnykh pochvogruntakh pri polozhitenkh i otritcatenykh temperaturakh*. Dielectric spectroscopy of water in mineral soils at positive and negative temperatures. Dis. for the degr. of Candidate of Physical and Mathematical Sciences. Krasnoyarsk: Federal Research Center - Krasnoyarsk Science Center of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2020: 200 p. [In Russian].
28. *Belyaeva T.A., Bobrov A.P., Bobrov P.P., Galeev O.V., Mandrygina V.N.* Determination of parameters of dielectric permeability models of soils with different density and different humus content by experimental measurements in the frequency range of 0.1–20 GHz. *Issledovanie zemli iz kosmosa.* Research of Earth from Space. 2003, 5: 28–34. [In Russian].

физ.-мат. наук. Красноярск: Красноярский науч. центр СО РАН, 2020. 150 с.
30. *Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P.* electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines // Water Resources Res. 1980. V. 16. № 3. P. 574–582. https://doi.org/10.1029/WR016i003p00574.
31. *Roth C. H., Malicki M. A., Plagger R.* Empirical evaluation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content as the basis for calibrating soil moisture measurements by TDR // Journ. of Soil Science. 1992. № 43. P. 1–13. https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1992.tb00115.x.
32. *Dobson M.C., Ulaby F.T., Hallikainen M.T., El-rayes M.A.* Microwave dielectric behavior of wet soil Part II: dielectric mixing models // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1985. V. GE-23. № 1. P. 35–46. https://doi.org/10.1109/TGRS.1985.289498
33. *Zhang L., Shi Z., Zhang Z., Zhao K.* The estimation of dielectric constant of frozen soil-water mixture at microwave bands // IGARSS 2003. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings (IEEE Cat. No.03CH37477). 2003. V. 4. P. 2903–2905. https://doi.org/10.1109/IGARSS.2003.1294626.
34. *Xu X., Oliphant J.L., Tice A.R.* Soil-water potential and unfrozen water content and temperature // Journ. of Glaciology and Geocryology. 1985. V. 7. № 1. P. 1–14.
35. *Ersahin S. S., Gunal H., Kutlu T., Yetgin B., Coban S.* Estimating specific surface area and cation exchange capacity in soils using fractal dimension of particle-size distribution // Geoderma. 2006. V. 136. № 3–4. P. 588–597. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2006.04.014
36. *Zhang L., Zhao T., Jiang L., Zhao S.* Estimate of phase transition water content in freeze–thaw process using microwave radiometer // IEEE. Geosci. Remote. 2010. 48. P. 4248–4255. https://doi.org/10.1109/TGRS.2010.2051158.
37. *Фролов А.Д.* Электрические и упругие свойства мёрзлых пород и льдов. Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. 515 с.
38. *Daniels D.J.* (ed.) Ground Penetrating Radar. 2nd Edition. The Institution of Electrical Engineers. 2004. 723 p.
39. *Darracott B.W., Lake M.I.* An initial appraisal of ground probing radar for site investigation in Britain // Ground Engineering. 1981. V. 14. P. 14–18.
40. *Лещанский Ю.И., Лебедева Г.Н., Шумилин В.Д.* Электрические параметры песчаного и глинистого грунтов в диапазоне сантиметровых, дециметровых и метровых волн // Изв. вузов. Серия Радиофизика. 1971. Т. 14. № 4. С. 563–569.
41. *Mavrovic A., Lara R.P., Berg A., Demontoux F, Royer A., Roy A.* Soil dielectric characterization dur-

29. *Karavaysky A.Yu. Dielektricheskie modeli mineralnykh pochv, uchityvaiushchie fazovye perehody pochvennoi vody*. Dielectric models of mineral soils taking into account phase transitions of soil water. Dis. for the degr. of Candidate of Physical and Mathematical Sciences. Krasnoyarsk: Krasnoyarsk Science Center SB RAS, 2020: 150 p. [In Russian].
30. *Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P.* Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. Water Resources Res. 1980, 16 (3): 574–582. https://doi.org/10.1029/WR016i003p00574.
31. *Roth C.H., Malicki M.A., Plagger R.* Empirical evaluation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content as the basis for calibrating soil moisture measurements by TDR. Journ. of Soil Science. 1992, 43: 1–13. https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1992.tb00115.x.
32. *Dobson M.C., Ulaby F.T., Hallikainen M.T., El-rayes M.A.* Microwave Dielectric Behavior of Wet Soil Part II: Dielectric mixing models. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1985, GE-23 (1): 35–46. https://doi.org/10.1109/TGRS.1985.289498.
33. *Zhang L., Shi Z., Zhang Z., Zhao K.* The estimation of dielectric constant of frozen soil-water mixture at microwave bands. IGARSS 2003. IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings (IEEE Cat. No.03CH37477). 2003, 4: 2903–2905. https://doi.org/10.1109/IGARSS.2003.1294626.
34. *Xu X., Oliphant J.L., Tice A.R.* Soil-water potential and unfrozen water content and temperature. Journ. of Glaciology and Geocryology. 1985, 7 (1): 1–14.
35. *Ersahin S. S., Gunal H., Kutlu T., Yetgin B., Coban S.* Estimating specific surface area and cation exchange capacity in soils using fractal dimension of particle-size distribution. Geoderma. 2006, 136 (3–4): 588–597. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2006.04.014.
36. *Zhang L., Zhao T., Jiang L., Zhao S.* Estimate of phase transition water content in freeze–thaw process using microwave radiometer. IEEE. Geosci. Remote. 2010, 48: 4248–4255. https://doi.org/10.1109/TGRS.2010.2051158.
37. *Frolov A.D. Elektricheskie i uprugie svoystva myorzlykh porod i l'dov*. Electrical and elastic properties of frozen rocks and ice. Pushchino: ONTI PSC RAS, 1998: 515 p. [In Russian].
38. *Daniels D J.* (ed.) Ground Penetrating radar. 2nd Edition. The Institution of Electrical Engineers. 2004: 723 p.
39. *Darracott B.W., Lake M.I.* An initial appraisal of ground probing radar for site investigation in Britain. Ground Engineering. 1981, 14: 14–18.
40. *Leshchansky Y.I., Lebedeva G.N., Shumilin V.D.* Electrical parameters of sand and clay soil in the range of centimeter, decimeter and meter waves. *Izvestiya Vuzov. Seriya Radiofizika*. Radiophysics and Quantum Electronics. 1971, 14 (4), P. 563–569. [In Russian].

ing freeze–thaw transitions using L-band coaxial and soil moisture probes // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2021. V. 25. P. 1117–1131. https://doi.org/10.5194/hess-25-1117-2021.

42. *Savin I., Mironov V., Muzalevskiy K., Fomin S., Karavayskiy A.* Dielectric database of organic Arctic soils (DDOAS) // Earth System Science Data. 2020. № 12. P. 3481–3487. https://doi.org/10.5194/essd-12-3481-2020.
43. *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.
44. *Berthelot C., Scullion T., Gerbrandt Ron P., Safronetz L.* Ground-penetrating radar for cold in-place recycled road systems // Journ. of Transportation Engineering American Society for Civil Engineers. 2001. V. 127. № 4. P. 269–274. https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-947X(2001)127:4(269)
41. *Mavrovic A., Lara R.P., Berg A., Demontoux F., Royer A., Roy A.* Soil dielectric characterization during freeze–thaw transitions using L-band coaxial and soil moisture probes. Hydrol. Earth Syst. Sci. 2021, 25: 1117–1131. https://doi.org/10.5194/hess-25-1117-2021.
42. *Savin I., Mironov V., Muzalevskiy K., Fomin S, Karavayskiy, A.* Dielectric database of organic Arctic soils (DDOAS). Earth System Science Data. 2020, 12: 3481–3487. https://doi.org/10.5194/essd-12-3481-2020.
43. *Kulnitsky L.M., Goffman P.A., Tokarev M.Y.* Mathematical processing of georadar data and RADEXPRO system. *Razvedka i okhrana nedr.* Prospect and protection of mineral resources. 2001, 3: 6–11. [In Russian].
44. *Berthelot C., Scullion T., Gerbrandt Ron P., Safronetz L.* Ground-penetrating radar for cold in-place recycled road systems. Journ. of Transportation Engineering American Society for Civil Engineers. 2001, 127 (4): 269–274. https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-947X(2001)127:4(269).

УДК 556.048 DOI: 10.31857/S2076673422020127, EDN: EOXDYT

Динамика и пространственное распределение снегозапасов в крупном городе в бассейне Волги (на примере Нижнего Новгорода)

© 2022 г. С.В. Ясинский*, М.В. Сидорова, М.Б. Алиева, Р.А. Чернов, А.Н. Нарыков

Институт географии РАН, Москва, Россия
*yasisergej@yandex.ru

Dynamics and spatial distribution of snow storage in a large city in the Volga River basin (the case study of Nizhny Novgorod)

S.V. Yasinskiy*, M.V. Sidorova, M.B. Alieva, R.A. Chernov, A.N. Narykov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
*yasisergej@yandex.ru

Received September 9, 2021 / Revised December 17, 2021 / Accepted December 23, 2021

Keywords: ***snow storage, monitoring, statistical characteristics, landscape structure, catchments, snow melting.***

Summary

Processes of formation and melting of snow cover in large cities remain poorly studied, for example, one of those is Nizhny Novgorod, the largest city in the Volga River basin. Using the relationship between the amount of precipitation, falling over the cold season, and the snow storage, formed on the whole territory of the city, that was built taking account of the influence of thaws, a continuous series of values of the snow water equivalent (snow storage) for the time of the snowmelt beginning was restored for the period 1965–2019. Thaws were taken into account through the use of the sums of positive air temperatures for the cold period, calculated for each individual year of observation. During the period under consideration, the maximum snow storage occurred in 2011, while the minimum – in 1998; and it was close to the average value in 1973. Field snow-measuring surveys in the city and its environs, carried out in 2020, showed that the classical notion of the snow-storm transport is not true in the urban landscapes rather than in the environs. The use of the results of field snow surveys performed in different parts of the city in 2021, as well as the statistical characteristics of the above series of snow storage values, allowed estimating the distribution of the snow water equivalent in catchments of six small rivers in the city Nizhny Novgorod. The assessment is detailed for different types of urban landscapes and for years of different snow conditions, including the extreme ones.

Citation: Yasinskiy S.V., Sidorova M.V., Alieva M.B., Chernov R.A., Narykov A.N. Dynamics and spatial distribution of snow storage in a large city in the Volga River basin (the case study of Nizhny Novgorod). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (2): 217–226. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422020127, edn: eoxdyt.

Поступила 9 сентября 2021 г. / После доработки 17 декабря 2021 г. / Принята к печати 23 декабря 2021 г.

Ключевые слова: ***снегозапасы, мониторинг, статистические характеристики, ландшафтная структура, водосборы, снеготаяние.***

На основе метеорологических характеристик (включая данные о зимних оттепелях) восстановлены отсутствующие значения в ряду снегозапасов на начало весеннего снеготаяния в г. Нижний Новгород с 1965 по 2019 г. Оценена однородность этого ряда с помощью критериев Фишера и Стьюдента, рассчитаны основные статистические характеристики, а также определена теоретическая функция распределения вероятностей, удовлетворительно аппроксимирующая эмпирическую кривую вероятностей снегозапасов. С использованием результатов полевых снегомерных работ, выполненных в разных частях города в 2021 г., а также статистических характеристик многолетнего ряда снегозапасов на начало весеннего снеготаяния оценено пространственное распределение запаса воды в снежном покрове для шести водосборов малых рек города, в том числе и для расположенных в их пределах территорий с различным видом подстилающей поверхности для каждого года исследуемого ряда.

Введение

Рост антропогенных нагрузок, начавшийся в середине XX в., вызвал необходимость анализа их влияния на все компоненты природной среды, в том числе и на снежный покров, который представляет собой отличный индикатор выявления зон их распространения и мощности. Исследования многих авторов показали, что в сильно урбанизированных районах снег тает раньше и стекает быстрее, чем в парках и лесных массивах, поскольку более сильное длинноволновое излучение сочетается с уменьшенным альбедо снега [1], т.е. режим залегания и таяния снега в городах значительно отличается от естественного [2]. В работе [3] показано, что пико-

вый сток в городах холодных регионов обычно связан с весенним снеготаянием. Таким образом, накопление и таяние снега имеют решающее значение при проектировании систем или сооружений для управления ливневыми стоками. В Северной Скандинавии и других холодных регионах системы сточных и ливневых вод были построены в соответствии со стандартами, установленными для климата с преобладанием дождевого стока. Это приводит к тому, что городские дренажные системы часто не справляются с большими объёмами талой воды, которые могут быть в течение нескольких недель [4, 5]. Именно изучение стока талых вод в городских районах имеет важное значение для моделирования и проектирования надёжных дренажных систем. В настоящее время используют физическо-математическое моделирование процессов накопления и таяния снега в городских условиях [6, 7].

Кроме того, снег в условиях городского антропогенного загрязнения может накапливать зимой различные вещества, высвобождая их во время весеннего таяния снега, что приводит к высокой нагрузке загрязняющими веществами в короткий весенний период [8]. Необходимость расчёта стока загрязняющих веществ с территорий городов в водные объекты также делает актуальными оценку весеннего стока и особенностей формирования снегозапасов на территории города. Глобальные и региональные изменения климата существенно трансформировали структуры гидрологического цикла речных водосборов на всей территории РФ. В результате значительно сократился объём весеннего половодья, но при этом увеличился приток в реки подземных вод и вод дождевых паводков в летне-осенние периоды [9, 10]. Этот факт также указывает на необходимость уточнения и развития наших представлений о формировании весеннего стока в современных условиях.

Отметим, что постоянный мониторинг снежного покрова – измерение его характеристик (толщины и плотности), оценка запаса воды в нём в зимний период и на начало снеготаяния, определение степени его загрязнения химическими элементами – ни в одном городе Российской Федерации не проводится. Между тем отсутствие такого мониторинга на урбанизированных территориях (в более широком плане – геоэкологического) не позволяет научно-обоснованно управлять городским хозяйством, в том числе в наиболее сложный зимне-весенний период года, реализовывать природоохранную политику и прогнозировать её эффективность для улучшения качества окружающей среды и жизни населения в городах.

Один из примеров крупного города в бассейне Волги, где отсутствует геоэкологический мониторинг, в том числе и мониторинг снежного покрова, – Нижний Новгород. Этот город расположен в месте слияния двух крупнейших рек Восточно-Европейской равнины – Волги и Оки, на границе лесной и лесостепной ландшафтных зон. Волга здесь зарегулирована, и город стоит, по сути, на берегу Чебоксарского водохранилища. Площадь города – около 460 км^2, численность населения – 1,3 млн человек. На территории города формируется сток семи малых рек, впадающих в Оку и Чебоксарское водохранилище. Поверхность города представляет собой мощный источник диффузного загрязнения. Зимой в каждом районе города загрязнённый снег, убранный с улиц, складируется на полигонах, а затем, во время снеготаяния, никак не очищаясь, поступает в почву и городские реки, формируя локальные диффузные источники загрязняющих веществ. На реках города отсутствуют гидрохимические и гидрологические посты мониторинга Росгидромета. Отбор проб воды проводится Горкомэкологией г. Нижний Новгород в случае фиксируемых аварийных сбросов. Периодически качество воды в городских водных объектах анализируют научные и образовательные учреждения города [11, 12]. Однако в целом проблемы формирования гидролого-геохимического стока с территории этого города практически не изучены, а следовательно, никто точно не знает, сколько воды и загрязняющих веществ формируется на его территории в разные фазы гидрологического года и в разные по водности годы, сколько поступает в существующую здесь сеть малых рек и с их стоком и с территории самого города – в Чебоксарское водохранилище.

Задача настоящей работы – определение особенностей формирования снегозапасов к началу весеннего снеготаяния на различных ландшафтах в городских условиях как источника поступления талых вод для всего города Нижний Новгород, а также их пространственного распределения по водосборам основных городских малых рек с учётом разных по снежности лет.

Исходные данные и методика исследований

В качестве исходных данных был выбран определённый набор показателей.

1. Суммы осадков и температуры воздуха, рассчитанные по ежедневным значениям за холодный период года, ежегодные величины запасов воды в снеге на начало снеготаяния (мм в.э.), полученные на агрометеостанции «Нижний Новгород» с 1965 по 2019 г. [13]. При этом с 1977 по 1995 г. и с 2001 по 2004 г. данных по снегозапасам на начало весеннего снеготаяния не было, что потребовало их восстановления для получения полноценного ряда.

2. Результаты полевых измерений толщины и плотности снега и расчётов запасов воды в снеге на шести экспериментальных площадках размером в среднем 100 × 200 м, приуроченных к разным водосборам рек Нижнего Новгорода. Из этих шести площадок три выбраны для открытой местности, а три – для залесённой (парки, сады). Полевые снегомерные работы проведены 28 февраля – 4 марта 2021 г. на момент формирования максимальных в этом году снегозапасов. Расположение этих площадок на территории города Нижний Новгород приведено на рис. 1, а основные результаты измерений толщины снежного покрова и запаса воды в нём – в табл. 1. Число точек измерения толщины снега составляло 50–80 на каждой площадке. Плотность измерялась в каждой 10-й точке.

3. По данным космических снимков со спутников Sentinel-2 за 2019 г. с пространственным разрешением 10 м была выявлена ландшафтная

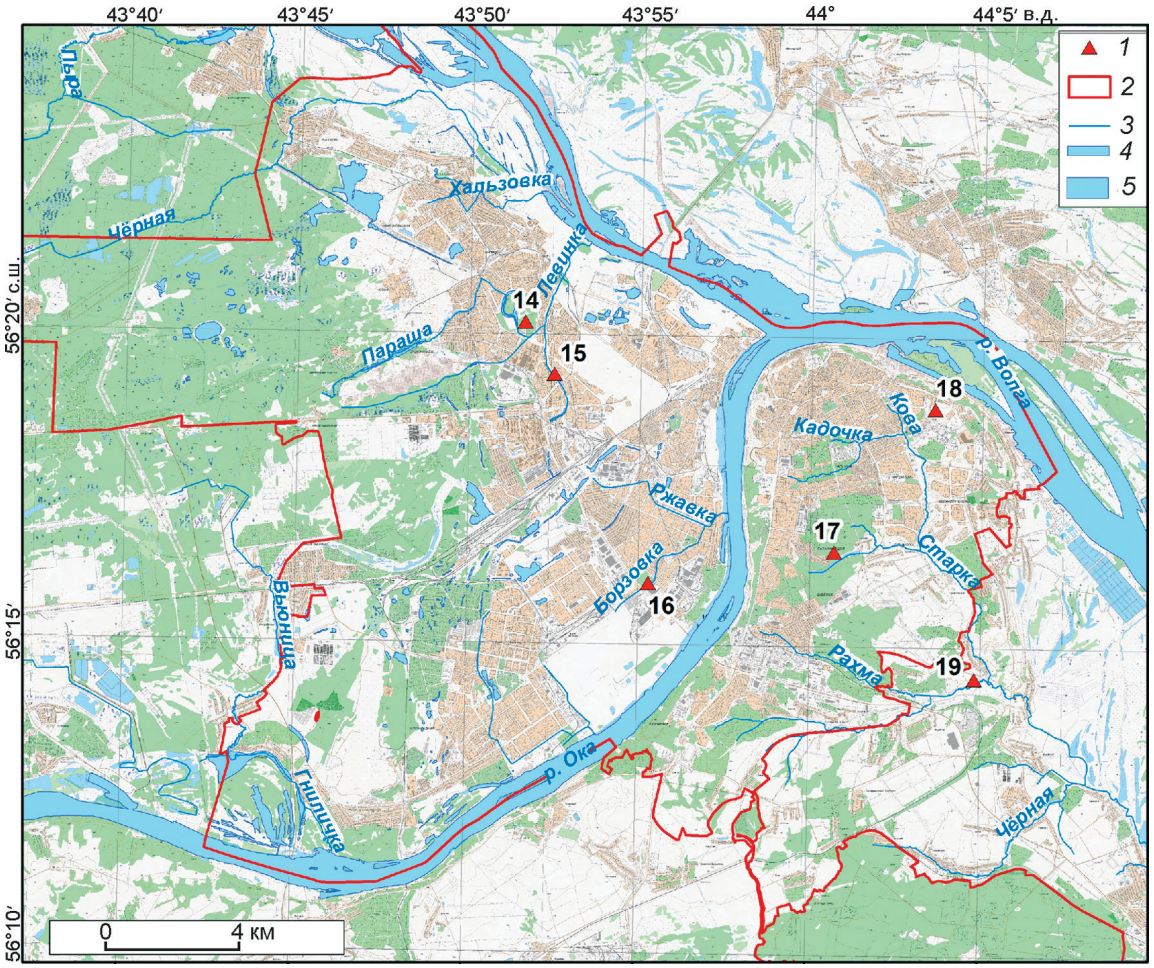


Рис. 1. Расположение площадок проведения снегомерных съёмок в г. Нижний Новгород (февраль–март 2021 г) (*1*) с обозначением административных границ (*2*), рек *(3, 4),* озёр и водохранилищ (*5*)
Fig. 1. Location of snow survey sites in Nizhny Novgorod (February–March 2021) (*1*) with designation of administrative boundaries (*2*), rivers (*3*, *4*), lakes and reservoirs (*5*)

Таблица 1. **Средние толщина снега, плотность и запас воды (по данным снегомерной съёмки в г. Нижний Новгород в феврале–марте 2021 г.); номера точек см. на рис. 1**

Характеристики	Номера точек, адрес и бассейн реки					
	14 Сормовский парк (лес), р. Левинка	15 долина р. Левинка (поле), р. Левинка	16 парк Дубки (лес), р. Борзовка	17 Щелоковский хутор (лес), р. Старка (Рахма)	18 ул. Радионова, д. 45 (поле), р. Старка (Рахма)	19 поле около д. Утечино (поле), р. Рахма
Толщина снега на площадке, см	66,7	64,3	68	88	89,2	70,1
Плотность снега на площадке, кг/м^3	0,18	0,19	0,19	0,15	0,14	0,13
Запас воды в снеге, мм в.э.	120,1	122,2	127,56	132,0	121,9	91,1

структура основных водосборов малых рек города и определена площадь каждого ландшафта на их территории.

В настоящей работе использовались статистические и картографические методы, в том числе ГИС-технологии, а также метод географических аналогий и сопоставлений.

Результаты исследований

Построение зависимости снегозапасов на начало снеготаяния от осадков холодного периода. Основной источник формирования снегозапасов – твёрдые осадки холодного периода. Однако использовать данные только о суммах этих осадков для восстановления отсутствующих данных о снегозапасах нельзя, так как в течение холодного периода, особенно в последнее время, часто возникают оттепели, когда выпавшие осадки частично тают и учесть их уменьшение в это время довольно трудно. Кроме того, за холодный период снег заметно уплотняется и его плотность к началу снеготаяния становится больше, чем у свежевыпавшего снега. Для восстановления ряда снегозапасов в Нижнем Новгороде за многолетний период на начало снеготаяния была построена и использована следующая зависимость:

$$S = f(\sum X, T_0), \quad (1)$$

где S – величина снегозапасов на начало весеннего снеготаяния; X – значение осадков за холодный период года; T_0 – положительные температуры воздуха в этот период.

При построении зависимости (1) учитывалось изменение снегозапасов во время оттепелей за каждый год наблюдений. Для этого были получены суточные данные температур воздуха за период залегания снега за каждый отдельный год, из этих данных выделены дни с положительными значениями температур, а затем посчитана сумма положительных суточных температур за весь холодный период. Также вычислена сумма осадков за холодный период каждого года. Полученные величины сумм осадков и положительных температур воздуха использованы для вычисления величины снегозапаса на начало весеннего снеготаяния следующим образом:

$$S = \sum X - k\sum T_0,$$

где $\sum X$ и $\sum T_0$ – соответственно суммы осадков и положительных температур воздуха за холодный период года; k – коэффициент стаивания – снег (в водном эквиваленте), который стаивает на каждый градус положительной температуры воздуха за одни сутки, мм/°С.

В простейших аппроксимациях коэффициент стаивания считается величиной постоянной. В настоящей работе использован коэффициент стаивания равный 5 мм/°С. В различных литературных источниках отмечается, что для районов с многоснежными зимами, примерно для территории к северу от 54–55° с.ш., коэффициент стаивания k равен в среднем именно этому значению [14, 15]. Приведём расчётное выражение:

$$S = 0{,}83\sum X - 12{,}3, \quad (2)$$

где $\sum X$ – сумма осадков за холодный период с учётом коэффициента стаивания, мм.

С использованием зависимости (2) (рис. 2) были восстановлены отсутствующие данные и сформирован обобщённый ряд максимальных снегозапасов в г. Нижний Новгород за многолетний период (рис. 3) и определены его статистические

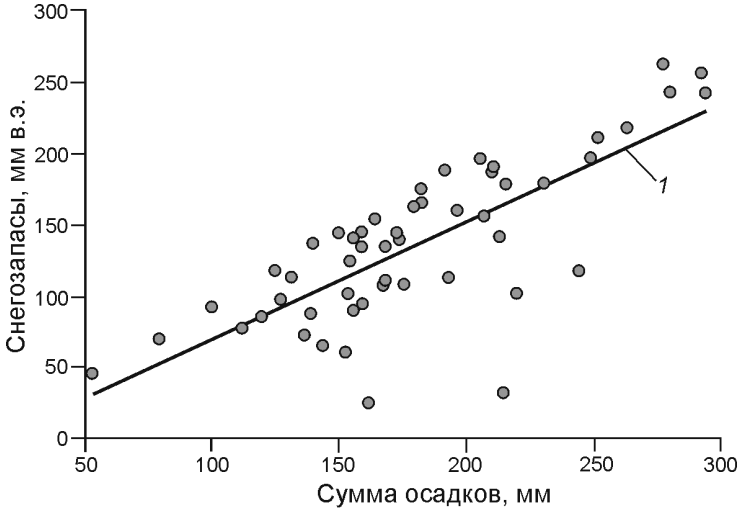


Рис. 2. Зависимость снегозапасов на начало снеготаяния от суммы общих осадков за холодный период года по данным за 1966–2019 гг. с учётом стаивания снега во время оттепелей по материалам метеостанции «Нижний Новгород» с указанием линии тренда (*1*)
Fig. 2. Dependence of snow reserves at the beginning of snow melting on the total precipitation for the cold period of the year according to data for the period 1966–2019 years, taking into account snow melting during thaws, according to the materials of the «Nizhny Novgorod» meteorological station, the trend line (*1*)

параметры. Аналогичный подход, т.е. учёт влияния положительной температуры воздуха во время оттепелей на уменьшение снегозапасов на территории Русской равнины, был использован при разработке более сложного алгоритма их расчёта [16].

Анализ однородности ряда снегозапасов в Нижнем Новгороде на начало снеготаяния. Для использования полученного ряда данных о временных изменениях снегозапасов в Нижнем Новгороде в статистических расчётах его необходимо проверить на однородность, т.е. отсутствие систематических различий между результатами наблюдений за разные промежутки времени на протяжении исследуемого периода наблюдений. Для оценки ряда на однородность, как правило, используют критерий Стьюдента (*t*-критерий) о равенстве средних значений двух отрезков ряда и Фишера (*F*-критерий) о равенстве их дисперсий [18]. Для расчёта этих критериев обобщённый ряд снегозапасов разбивался на два: с 1966 по 1995 г. и с 1996 по 2019 г. Принимался 5%-й уровень значимости. Результаты расчётов критериев однородности ряда показывают, что по критерию Стьюдента (расчётное значение – 0,4, критическое – 2,0), как и по критерию Фишера (расчётное значение – 1,5, критическое – 1,9), расчётные значения меньше критических, поэтому ряд снегозапасов в Нижнем Новгороде – однородный как по выборочным средним, так и по дисперсиям.

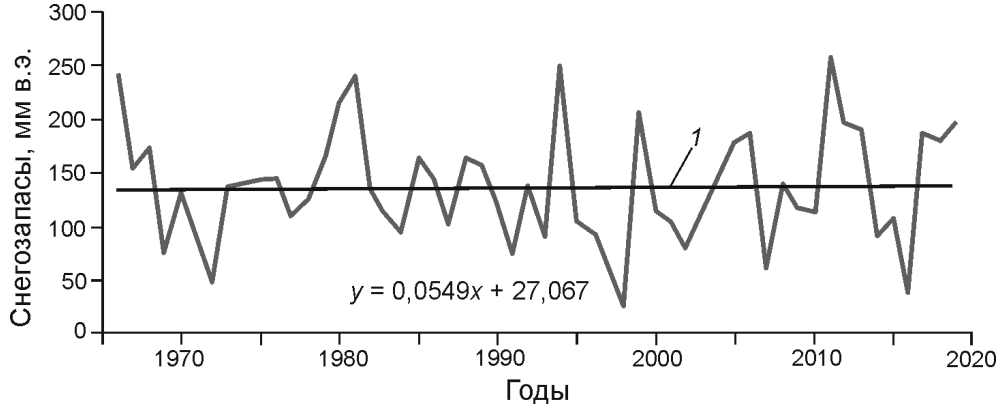


Рис. 3. Динамика снегозапасов на начало снеготаяния с учётом стаивания снега в период оттепелей холодного времени года в Нижнем Новгороде за период 1966–2019 гг. по данным метеостанции «Нижний Новгород» и расчётным данным с указанием линии тренда (*1*)
Fig. 3. Dynamics of snow reserves at the beginning of snow melting during thaws of the cold season in Nizhny Novgorod for the period 1966–2019 years according to the «Nizhny Novgorod» meteorological station and calculated data, indicating the trend line (*1*)

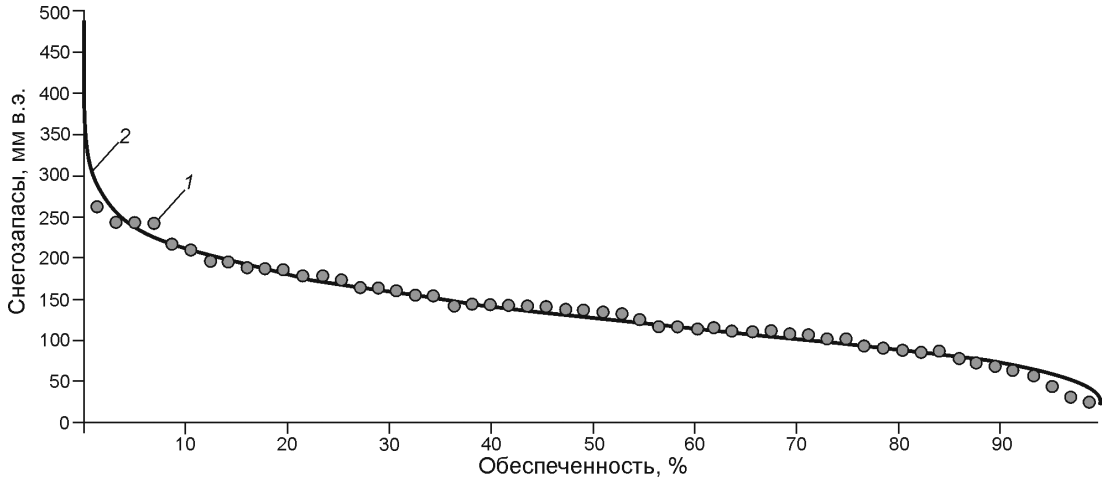


Рис. 4. Эмпирическая функция распределения вероятности снегозапасов на начало весеннего снеготаяния в Нижнем Новгороде (*1*) и её аппроксимация теоретическим распределением С.Н. Крицкого и М.Ф. Менкеля (*2*) (при коэффициенте асимметрии C_s равном коэффициенту вариации C_v)
Fig. 4. The empirical distribution function of the probability of snow storage at the beginning of spring snow melting in Nizhny Novgorod (*1*) and its approximation by the theoretical distribution S.N. Kritsky and M.F. Menckel (*2*) (with the asymmetry coefficient C_s equal to the coefficient of variation C_v)

Построение функции распределения вероятностей максимальных снегозапасов в Нижнем Новгороде. На рис. 4 приведена совмещённая эмпирическая функция распределения вероятностей ряда снегозапасов на начало весеннего снеготаяния в Нижнем Новгороде, аппроксимированная трёхпараметрическим гамма-распределением С.Н. Крицкого и М.Ф. Менкеля. Использование аналитической кривой распределения позволяет сглаживать эмпирическое распределение, выделяя при этом наиболее закономерные черты рассматриваемой статистической совокупности и исключая случайные флуктуации эмпирических данных [17]. Для оценки соответствия эмпирической кривой распределения снегозапасов теоретической функцией распределения С.Н. Крицкого и М.Ф. Менкеля использовался критерий согласия Колмогорова–Смирнова [18]:

$$\Lambda = D n^{1/2},$$

где Λ – расчётное значение критерия согласия Колмогорова; n – объём совокупности; D – критерий, выражающий наибольшее по абсолютной величине расхождение между эмпирической и теоретической функциями распределения и имеющий следующий вид:

$$D = \max|P^*(x) - P(x)|,$$

где $P^*(x)$ – эмпирическая функция распределения; $P(x)$ – теоретическая функция распределения.

Расчётное значение критерия согласия при уровне значимости 95% составляет 0,58, при критическом значении – 1,36. Поскольку расчётное значение меньше критического, следует признать, что эмпирические распределения снегозапасов соответствуют выбранной теоретической функции распределения вероятностей. Заметим, что среднее значение снегозапасов, равное 136 мм в.э., приходится на 50%-ю обеспеченность, т.е. распределение максимальных снегозапасов почти симметричное.

Пространственное распределение снегозапасов по территории Нижнего Новгорода. По итогам полевых измерений толщины и плотности снега и расчётов запасов воды в снеге на шести экспериментальных площадках, приуроченных к разным водосборам рек Нижнего Новгорода, и данным площадей водосборов шести рек города были рассчитаны величины снегозапасов на каждом типе ландшафта водосборов. Результаты приведены в табл. 2. Для выявления закономерностей изменения снегозапасов по территории Нижнего Новгорода использовался метод географических аналогий и сравнений. Применительно к данной задаче сущность метода заключалась в следующем. Имелись результаты расчёта снегозапасов по данным снегомерных измерений 2021 г. на открытых и залесённых территориях города. По многолетнему ряду ди-

Таблица 2. **Распределение снегозапасов для разных типов ландшафтов (числитель, мм в.э.) на водосборах рек в пределах Нижнего Новгорода с указанием их площадей для этих типов ландшафтов (знаменатель, площадь, км^3) на начало снеготаяния в 2021 г.**

Реки (в скобках дана общая площадь водосбора, км^3)	Типы ландшафта			
	залесённый	открытый	малоэтажная застройка	с высокой долей непроницаемых поверхностей
Рахма (23,6)	132/3,7	91/1,7	112/10	109/8,2
Левинка (7,5)	120/0,7	122/0,1	121/0,2	119/6,5
Черная (77,1)	120/50,3	122/3,9	121/16,8	119/6,1
Хальзовка (7,9)	120/0,7	122/0,03	121/3,9	119/3
Ржавка (18,2)	128/1,9	122/0,4	125/2,6	122/13,3
Борзовка (56,3)	128/14,6	122/1,6	125/13,2	122/26,9

намики снегозапасов на начало весеннего снеготаяния для всего города были определены годы с максимальным (262 мм в.э. – 2011 г.), минимальным (26 мм в.э. – 1998 г.), близкому к среднему по снежности значению (136 мм в.э.) году (137 мм в.э. – 1973 г).

Для водосборов шести рек и отдельных типов городских ландшафтов, указанных в табл. 2, рассчитаны снегозапасы за разные по снежности годы, исходя из следующих допущений. Для водосбора каждой реки и каждого типа ландшафта в него входящего (см. табл. 2) по измеренным данным снегозапасов этого года были получены переводные коэффициенты, которые представляли собой отношение среднего по всему городу снегозапаса в 2021 г. (120 мм в.э.) к значению измеренного снегозапаса на конкретном типе ландшафта и конкретном водосборе. Таким образом были получены подобные отношения для всех типов ландшафта на каждом водосборе для 2021 г. Данная процедура необходима, чтобы дальше можно было установить распределение снегозапасов по территории города для других лет ряда данных, для которых распределение снегозапасов по типам ландшафта неизвестны, а известно только их одно значение для всей территории.

Используя полученные на основе 2021 г. отношения для каждого типа ландшафта во всех водосборах, мы оценили распределение снегозапасов по территории для нужных нам лет: с максимальными, минимальными и близкими к среднему величинами снегозапасов – 2011, 1998 и 1973 г. соответственно. При этом для территорий с малоэтажной застройкой снегозапас рассчитывался как полусумма между открытыми и залесёнными участками. Для территорий с высокой долей непроницаемых поверхностей принималось, что часть снега вывозится с территории города на полигоны за городом. На сайте мэрии Нижнего Новгорода приведена следующая информация об объёмах снега, вывозимого с исследуемых водосборов: к концу марта 2019 г. из города вывезено 1 млн 230 тыс., за всю зиму 2018 г. было убрано 1 млн 50 тыс., в 2016 г. – 550 тыс., а в 2015 г. – 500 тыс. м^3 снега [19]. Исходя из этих данных, был рассчитан объём снега, вывозимого с исследуемых водосборов. Предполагалось, что снег вывозится только с территории города с высокоэтажной застройкой (территории с высокой долей непроницаемых поверхностей) равномерно по районам. Доля снега, убираемого с территории города, в среднем по шести исследуемым водосборам составила 2% общего снегозапаса на начало снеготаяния, рассчитанного ранее для каждого из рассматриваемых лет. Для расчётов принят коэффициент уборки $K_y = 0,02$, следовательно, оставшаяся часть снега (98% снегозапасов, рассчитанных для территорий с малоэтажной застройкой) остаётся на данной территории и участвует в снеготаянии и формировании стока. Результаты расчётов приведены в табл. 3.

На основе данных табл. 3 рассчитаны запасы воды, аккумулированные в снеге на разных видах ландшафтов во всём городе за рассматриваемые годы. Из полученных данных следует, что наибольшие снегозапасы во все эти годы формируются на залесённых участках и территориях с высокой долей непроницаемых поверхностей, которые занимают в городе наибольшие площади. Эти данные могут служить основой при планировании мероприятий по благоустройству города и уборке снега в зимний

Таблица 3. **Расчётное распределение снегозапасов на начало весеннего снеготаяния для разных типов ландшафта территории водосборов малых рек Нижнего Новгорода в год проведения снегомерных съёмок (а – 2021 г.), в годы с максимальным количеством снега (б – 2011 г.), минимальным (в – 1998) и близким к среднему по снежности (г – 1973 г.). Среднемноголетнее значение – 136 мм в.э.**

Реки	Типы ландшафта															
	залесённый				открытый				малоэтажная застройка				с высокой долей непроницаемых поверхностей			
	а	**б**	**в**	**г**	**а**	**б**	**в**	**г**	**а**	**б**	**в**	**г**	**а**	**б**	**в**	**г**
Рахма	151	28	289	132	104	19	199	91	127	24	244	112	127	24	239	109
Левинка	137	26	263	120	139	26	267	122	138	26	265	121	138	26	260	119
Черная	137	26	263	120	139	26	267	122	138	26	265	121	138	26	260	119
Хальзовка	137	26	263	120	139	26	267	122	138	26	265	121	136	25	260	119
Ржавка	146	27	279	128	139	26	267	122	143	27	273	125	143	27	268	122
Борзовка	146	27	279	128	139	26	267	122	143	27	273	125	143	27	268	122

период с разных территорий при наличии долгосрочного прогноза объёма выпадения снега в конкретном году.

Обсуждение результатов

Один из важных результатов данного исследования – учёт влияния оттепелей в холодный период года при расчёте снегозапасов на начало снеготаяния. Это позволило получить несколько более точную зависимость $S = f(X)$ и использовать её для заполнения пропусков ряда снегозапасов на начало весеннего снеготаяния в Нижнем Новгороде за многолетний период, а также определить его статистические характеристики и функцию распределения вероятностей. Анализ данных этого ряда показал, что его тренд незначим, и позволил выявить годы и значения наблюдённых экстремальных (максимальных и минимальных) значений снегозапасов на начало весеннего снеготаяния. Анализ их эмпирической функции распределения и её аппроксимация распределением С.Е. Крицкого и М.Ф. Менкеля показывают, что наблюдённые в 2011 г. снегозапасы характеризовались обеспеченностью в 1%, т.е. подобные величины наблюдаются раз в 100 лет. Полученную теоретическую функцию распределения вероятностей необходимо учитывать при планировании новых и реконструкции уже существующих систем ливневой канализации для предотвращения затопления значительных территорий города.

Применение метода географического анализа и сопоставлений позволило распределить средние снегозапасы на начало весеннего снеготаяния, рассчитанные для всего города, по водосборам шести рек и типам составляющих их территории ландшафтов за разные по экстремальности годы. Исходные данные для такого анализа – материалы непосредственных полевых снегомерных съёмок, выполненных в разных местах города на открытых и залесённых участках. Во все годы наибольшие снегозапасы на начало весеннего снеготаяния характерны для бассейна р. Черная, так как она имеет наибольшую площадь водосбора и залесённость, наименьшие – для рек Левинка и Хальзовка. Бассейны шести исследуемых рек значительно отличаются по ландшафтной структуре. Наиболее урбанизированные – бассейны рек Левинка, где высотная застройка занимает 87% водосбора, и Ржавка (73,5%). Эти бассейны вносят не самый большой вклад в суммарный объём максимальных снегозапасов г. Нижний Новгород, однако они наиболее интересны как самые загрязнённые территории. Кроме того, полученная карта ландшафтов в сочетании с характерным распределением снегозапасов может использоваться для оценок воздействия конкретного района города или предприятия.

Выводы

1. Зависимость между суммой осадков, выпавших за холодный период года, и максимальными снегозапасами, сформировавшимися на территории всего Нижнего Новгорода, построенная с учётом изменения снегозапасов во время

оттепелей с помощью использования сумм температур воздуха за этот период, рассчитанных за каждый год наблюдений, позволила восстановить пропущенные значения в ряду снегозапасов. Проверка периодов с 1966 по 1995 г. и с 1996 по 2019 г. с помощью критериев Стьюдента и Фишера подтвердила однородность рассматриваемых периодов.

2. На основе анализа полученного непрерывного ряда максимальных снегозапасов определены разные по снежности годы: 2011 г. характеризовался максимальными снегозапасами за анализируемый период, 1998 г. – минимальными, а 1973 г. был близок к средней величине снегозапасов. Эмпирическая функция распределения ряда удовлетворительно описывается кривой распределения С.Н. Крицкого и М.Ф. Менкеля при $C_s = C_v$.

3. Полевые снегомерные съёмки, выполненные на начало весеннего снеготаяния 2021 г. для шести площадок, расположенных в разных частях города, три из которых находились на открытых территориях, а ещё три – на залесённых (парки, сады), показали, что наибольшие снегозапасы характерны для залесённых территорий. Максимальное значение соответствует 132 мм в.э. на лесной площадке Щелковский хутор, а минимальное – на поле рядом с д. Утечино – 91,1 мм в.э., что соответствует классическому представлению о распределении снега в естественных ландшафтах за счёт метелевого переноса. Для городских ландшафтов характерно более равномерное распределение между «лесными» и «полевыми» ландшафтами – около 120 мм в.э.

4. С использованием данных о распределении снегозапасов по бассейнам и расположенным на них ландшафтам основных малых рек города рассчитаны снегозапасы за разные по снежности годы, включая экстремальные, для всего Нижнего Новгорода.

Все перечисленные данные могут быть положены в основу планирования мероприятий по благоустройству города в зимний период в зависимости от долгосрочного прогноза объёма выпадения снега в конкретном году, а также как основание для расчётов стока диффузного загрязнения с территории города.

Благодарности. Работа выполнена в рамках реализации и при поддержке гранта РФФИ № 19-05-50082 Микромир «Диффузный перенос микрочастицами загрязняющих веществ с территории крупного города в водные объекты бассейна Волги (на примере Нижнего Новгорода)».

Acknowledgments. The work was carried out within the framework of the implementation and with the support of the RFBR grant № 19-05-50082 Mikromir «Diffuse transfer of pollutants by microparticles from the territory of a large city to the water bodies of the Volga basin (by the example of Nizhny Novgorod)».

Литература

1. *Bengtsson L., Westerström G.* Urban snowmelt and runoff in northern Sweden // Hydrological Sciences Journal. 1992. V. 37. № 3. P. 263–275.
2. *Oberts G.L., Marsalek J., Viklander M.* Review of water quality impacts of winter operation of urban drainage // Water Quality Research Journal. 2000. V. 35. № 4. P. 781–808.
3. *Farrell A.C., Scheckenberger R.B., Guther R.T.* A Case in support of continuous modelling for stormwater management system design // Journ. of Water Management Modeling. 2001. V. 7. P. 113–130.
4. *Matheussen B.V., Thorolfsson S.T.* Simulation errors due to insufficien Ojitettujen soiden kestävä käyttö and temporal resolution in urban snowmelt models // Proc. 8th Intern. Conf. Urban Storm Drainage. Sydney, Australia, 2008. P. 1–8.
5. *Semádeni-Davies A.F.* Representation of snow in urban drainage models // Journ. of Hydrologic Engineering. 2000. V. 5. № 4. P. 363–370.

References

1. *Bengtsson L., Westerström G.* Urban snowmelt and runoff in northern Sweden. Hydrological Sciences Journal. 1992, 37 (3): 263–275.
2. *Oberts G.L., Marsalek J., Viklander M.* Review of water quality impacts of winter operation of urban drainage. Water Quality Research Journal. 2000, 35 (4): 781–808.
3. *Farrell A.C., Scheckenberger R.B., Guther R.T.* A Case In Support Of Continuous Modelling For Stormwater Management System Design. Journ. of Water Management Modeling. 2001, 7: 113–130.
4. *Matheussen B.V., Thorolfsson S.T.* Simulation errors due to insufficien Ojitettujen soiden kestävä käyttö t temporal resolution in urban snowmelt models. Proc. 8th Intern. Conf. Urban Storm Drainage. Sydney, Australia, 2008: 1–8.
5. *Semádeni-Davies A.F.* Representation of snow in urban drainage models. Journ. of Hydrologic Engineering. 2000, 5 (4): 363–370.
6. *Ho Ing., Lee Carrie.* Urban Snow Hydrology and Modelling. Geomatics Engineering. 2002: 162 p.

6. *Ho Ing., Lee Carrie.* Urban Snow Hydrology and Modelling // Geomatics Engineering. 2002. 162 p.
7. *Sarkkola S., Päivänen J.* Hydrologia–suon synnyn ja kehityksen ohjaaja // Ojitettujen soiden kestävä käyttö. Helsinki, 2020. Suo. 71. № 2. S. 125–139.
8. *Westerlund C., Viklander M.* Particles and associated metals in road runoff during snowmelt and rainfall // Science of the Total Environment. 2006. V. 362. № 1–3. P. 143–156.
9. Современные ресурсы подземных и поверхностных вод европейской части России: Формирование, распределение, использование / Ред. Р.Г. Джамалова, Н.Л. Фролова. М.: ГЕОС, 2015. 320 с.
10. *Ясинский С.В., Кашутина Е.А.* Влияние региональных колебаний климата и хозяйственной деятельности на изменение гидрологического режима водосборов и стока малых рек // Водные ресурсы. 2012. Т. 39. № 3. С. 269–291.
11. *Баянов Н.Г., Кочеткова М.Ю.* Состояние малых рек заречной части г. Горького по наблюдениям 1934 -1935 г. // Малые реки города. Проблемы и перспективы развития. Материалы 15 Междунар. форума «Великие реки – 2013». Нижний Новгород, 2014. С. 5–18.
12. *Гелашвили Д.Б., Охапкин А.Г., Доронина А.И., Колкутин В.И., Иванов Е.Ф.* Экологическое состояние водных объектов Нижнего Новгорода. Нижний Новгород: Изд-во ННГУ, 2005. 414 с.
13. Электронный ресурс: http://aisori-m.meteo.ru/waisori/select.xhtml.
14. *Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д.* Курс гидрологических прогнозов. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 419 с.
15. *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.
16. *Сидорова М.В.* Методика расчета стока половодья по данным климатических моделей // Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях XXI века. М.: Макс-Пресс, 2008. С. 218–230.
17. *Акименко Т.А., Евстигнеев В.М.* Реакция стока рек Верхне – Волжского бассейна на изменение климата в последней четверти XX века // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2002. № 5. С. 50–55.
18. *Рождественский А.В., Чеботарев А.И.* Статистические методы в гидрологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 422 с.
19. Электронный ресурс: https://admgor.nnov.ru/news/695.

7. *Sarkkola S., Päivänen J.* Hydrologia–suon synnyn ja kehityksen ohjaaja. Ojitettujen soiden kestävä käyttö. Helsinki. 2020, 71 (2): 125–139.
8. *Westerlund C., Viklander M.* Particles and associated metals in road runoff during snowmelt and rainfall. Science of the Total Environment. 2006, 362 (1–3): 143–156.
9. *Sovremennyye resursy podzemnykh i poverkhnostnykh vod yevropeyskoy chasti Rossii: Formirovaniye, raspredeleniye, ispol'zovaniye.* Modern resources of ground and surface waters of the European part of Russia: Formation, distribution, use. Ed. R.G. Dzhamalova, N.L. Frolova. Moscow: GEOS, 2015: 320 p. [In Russian].
10. *Yasinsky S.V., Kashutina E.A.* Influence of regional climate fluctuations and economic activities on changes in the hydrological regime of catchments and runoff of small rivers. *Vodnyye resursy.* Water resources. 2012, 39 (3): 269–291. [In Russian].
11. *Bayanov N.G., Kochetkova M.Yu.* The state of small rivers in the trans-riverine part of the city of Gorky according to observations in 1934–1935. *Malyye reki goroda. Problemy i perspektivy razvitiya. Materialy 15 Mezhdunarodnogo foruma «Velikiye reki – 2013».* Small rivers of the city. Problems and development prospects. Materials of the 15th Intern. Forum «Great Rivers – 2013». Nizhny Novgorod, 2014: 5–18. [In Russian].
12. *Gelashvili D.B., Okhapkin A.G., Doronina A.I., Kolkutin V.I., Ivanov E.F. Ekologicheskoye sostoyaniye vodnykh ob"yektov Nizhnego Novgoroda. Ekologicheskoye sostoyaniye vodnykh ob"yektov Nizhnego Novgoroda.* Ecological state of water bodies in Nizhny Novgorod Nizhny Novgorod: Publishing house of NNSU, 2005: 414 p. [In Russian].
13. http://aisori-m.meteo.ru/waisori/select.xhtml.
14. *Apollov B.A., Kalinin G.P., Komarov V.D. Kurs gidrologicheskikh prognozov.* Hydrological Forecasting Course. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1974: 419 p. [In Russian].
15. *Pyankov S.V., Shikhov A.N., Mikhaylyukova P.G.* Simulation of snow accumulation and snow melting in the river basin Kama with the use of data from global weather forecast models. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019, 59 (4): 494–508. [In Russian].
16. *Sidorova M.V.* Methodology for calculating flood runoff according to climatic models. *Prognoz klimaticheskoy resursoobespechennosti Vostochno – yevropeyskoy ravniny v usloviyakh XXI veka.* Forecast of the climatic resource availability of the East European Plain in the conditions of the 21st century. Moscow: Max-Press, 2008: 218–230. [In Russian].
17. *Akimenko T.A., Evstigneev V.M.* The reaction of river runoff in the Upper Volga basin to climate change in the last quarter of the twentieth century. *Vestnik MGU. Ser. 5. Geografia.* Vestnik of the Moscow State University. Ser. 5. Geography. 2002, 5: 50–55. [In Russian].
18. *Rozhdestvensky A.V., Chebotarev A.I. Statisticheskiye metody v gidrologii.* Statistical methods in hydrology. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1974: 422 p. [In Russian].
19. https://admgor.nnov.ru/news/695.

УДК 550.46 DOI: 10.31857/S2076673422020128, EDN: EOXRIM

Анализ неоднородности химического состава снежного покрова с использованием методов кластеризации (k-means) и ГИС-технологии

© 2022 г. А.В. Захарченко*, Д.В. Московченко, А.А. Тигеев

Тюменский научный центр Сибирского отделения РАН, Тюмень, Россия;
Институт проблем освоения Севера Сибирского отделения РАН, Тюмень, Россия
*avzakh@gmail.com

Analysis of the heterogeneity of the chemical composition of snow cover using clustering methods (k-means) and GIS-technolog

A.V. Zakharchenko*, D.V. Moskovchenko, A.A. Tigeev

Tyumen Scientific Center, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia;
Institute of the Problems of Northern Development, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia
*avzakh@gmail.com

Received November 6, 2021 / Revised February 26, 2022 / Accepted April 1, 2022

Keywords: ***snow cover, cluster analysis, trace elements, melt water, solid aerosols.***

Summary

The purpose of the work is a comparative analysis of the geochemical spectra of melt water and dust in the snow cover of the city of Tyumen and its surroundings. Sampling was carried out in 2020 using standard methods. Content of macro-elements (Na, Mg, Al, P, S, K, Ca, Fe, Mn) was determined by the ICP-AES atomic emission method (iCAP-6500, Thermo Scientific, USA), microelements – by mass spectrometry with inductively coupled plasma ICP- MS (X-7 Thermo Elemental, USA). The main method of analyzing the inhomogeneity of the territory was multidimensional cluster analysis (k-means). If sampling points have a high (or low) content of individual chemical elements, but are located among the points with lower (or higher) content, then the problem of formation of them arises. The problem points of water-soluble macro-elements have a high content of Na, Ca and Mg that results from the use of different anti-icing reagents. Macro-elements of the solid phase of snow are mostly similar in composition to background soils; the problem points are more often found in the northern part of the city, however some of them may be observed in other sites. According to the geochemical spectrum, microelements of the liquid phase of the snow cover are divided into four clusters. Background cluster *C*1 is located at the maximum distance (20–35 km) from the city center. It is distinguished by higher contents of Ni, Cu, Pb, Li, Sn, W relative to the background cluster *C*2. The cluster *C*2 has the lowest content of microelements and combines some points of the background also in the central part of the city. Cluster *C*3 (2 points) is located in the industrial area. By the composition of microelements, the cluster *C*4 has a geochemical spectrum similar to the *C*2 cluster, but with a higher content of them. According to the content of microelements in the solid phase, the *C*1 cluster combines the background and partly urban areas. Clusters *C*2 and *C*3 are similar in geochemical spectrum, but differ in the content of heavy metals. Geographically, they tend to the northern part of the city. Problem points are notable in cluster *C*4. They are located far from the industrial zone and main roads. Their localization may be caused by the precipitation of snow dust from the atmosphere during its regional transport.

Citation: Zakharchenko A.V., Moskovchenko D.V., Tigeev A.A. Analysis of the heterogeneity of the chemical composition of snow cover using clustering methods (k-means) and GIS-technology. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2022, 62 (2): 227–240. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422020128, edn: eoxrim.

Поступила 6 ноября 2021 г. / После доработки 26 февраля 2022 г. / Принята к печати 1 апреля 2022 г.

Ключевые слова: ***снежный покров, кластерный анализ, микроэлементы, талая вода, твёрдые аэрозоли.***

Исследован химический состав снежного покрова в г. Тюмень и его окрестностях. Для изучения неоднородности территории использовался кластерный анализ (k-means). Его результаты отражают концентрирование на местности точек, схожих по геохимическому спектру, вокруг некоторых сравнительно однородных ядер. Обнаружены точки с высоким содержанием тяжёлых металлов, удалённые от источников загрязнения. Предполагается, что вымывание аэрозолей жидкими осадками из атмосферы может создавать повышенную концентрацию некоторых элементов в снежном покрове в виде мозаичных пятен. Кластеризация позволяет выявлять неоднородность химического состава снега, а использование ГИС-технологий – визуализировать расположение выделенных кластеров.

Введение

Снежный покров – удобный объект для изучения антропогенного загрязнения атмосферного воздуха. Причины его неоднородности часто обусловлены внешними факторами регионального и даже трансграничного переноса веществ, географическим положением точки отбора пробы относительно источников загрязнения, а также условиями вымывания растворимого вещества и пыли из атмосферного воздуха. Необходимо учитывать внутреннюю структуру взаимосвязи геохимических показателей, обусловленную спецификой источника поступления веществ в атмосферу [1]. Встречаются ситуации, когда среди точек отобранных проб с низким (или высоким) содержанием некоторых химических элементов наблюдаются точки с высоким (или низким) содержанием. Возникает проблема их образования. Если в структуре данных есть такие точки, то их можно выделить как проблемные [2].

Выявить группировки многомерного геохимического набора данных наиболее рационально с помощью кластерного анализа. Но из-за сложной природы региональных геохимических данных (ненормальных, иногда мультимодальных распределений) результаты кластерного анализа зависят от их подготовки (например, выбора преобразования) и выбранного алгоритма кластеризации [1]. Методология геохимического районирования снежного покрова на основе иерархического кластерного анализа позволяет подойти к проблеме алгоритмически, избегая априорных предположений [3]. Кластерный анализ используется для выявления геохимических региональных структур [4], исследования метеорологических явлений, связанных с жизненным циклом и миграцией аэрозолей в атмосфере Арктики [5], а также разделения промышленного аэрозольного загрязнения от естественного [6].

Цель работы – разделение химического состава талых вод и твёрдой фазы снежного покрова методом кластерного анализа с последующим отображением географического положения выделенных кластеров. Особое внимание уделяется характеру распределения химического состава твёрдых взвешенных частиц, депонированных в снежной толще и талых водах. Одна из задач исследования – поиск геохимических путей переноса вещества и его рассеяния на городской и фоновой территориях.

Любая кластеризация основывается на разделении объектов на группы таким способом, чтобы различие объектов внутри одной группы было минимальным, а между разными группами – максимально велико. В случае использования k-means метода всё множество элементов разбивается на заданное число кластеров. Далее проводятся итерации перевычисления центра масс каждого кластера в пространстве с выбранной метрикой. Затем множество элементов вновь разбивается так, чтобы центр масс-кластеров был наиболее близок к любому выбранному элементу. Алгоритм завершается, когда на какой-то итерации изменения внутрикластерного расстояния становятся неизменными. Качество кластеризации оценивается индексом «Силуэт» (Silhouette index) [7]. Чем ближе значение силуэта к 1, тем выше надёжность выделения кластеров.

Метод кластеризации может быть использован как инструмент районирования [8, 9]. С одной стороны, атмосферные вихри, перемешивая околоземные слои, создают монотонное геохимическое пространство, где отсутствуют локальные аномалии. Отметим, что г. Тюмень располагается на равнине, поэтому орографический фактор транслокации загрязняющих веществ сведён к минимуму. Ветры любого направления способствуют перераспределению загрязняющих веществ внутри города и выносу за его приделы [10]. С другой стороны, присутствие техногенных объектов вызывает локальные нарушения монотонности. Кроме того, вымывание поллютантов жидкими осадками из атмосферы носит мозаичный характер, вызывая выпадение одних химических элементов в растворённой форме, а других – в твёрдой фазе. Известен феномен мозаичного выпадения цезия-137 после чернобыльской аварии по следу радиоактивного заражения территории [11, 12]. Он получил название «цезиевых пятен», обнаруженных при более детальной наземной съёмке радиоактивности. Несмотря на то, что в атмосфере происходит постоянное перемешивание потоков с разным химическим составом, можно ожидать пространственную группировку точек наблюдения с одинаковыми кластерами, как и выделение пятен загрязнения. В нашем случае ожидается появление уникальных по составу геохимических спектров с повышенным содержанием тяжёлых металлов.

Материалы и методы

Пробы снега на территории г. Тюмень (57,1522° с.ш.; 65,527° в.д.) и на удалении от него (фон) отобраны 18–21 февраля 2020 г. Средняя дата разрушения снежного покрова – 9 апреля [13]. Согласно руководящему документу – Руководство по контролю загрязнения атмосферы РД 52.04.186–89 – фоновыми точками наблюдения считались точки, удалённые на десятки километров от возможных источников поступления загрязняющих веществ. На территории города толщина снежного покрова в среднем составляет 26 см, что существенно меньше показателей фоновых точек наблюдения, где средняя толшина равна 41 см [14, 15]. Выпадение осадков на фоновых и городских почвах примерно одинаково, однако плотность снега в городе выше. Количество осадков, выпавшее с ноября по февраль, составило 106 мм, что выше среднегодового – 91 мм [16, 17].

Талые воды на фоновых участках имеют кислую реакцию со средним значением pH = 4,7. В городе большинство проб имеют слабокислую реакцию, встречаются также пробы с нейтральной и слабощелочной реакцией. Разница pH составляет в среднем 1,6 ед. Наблюдается рост минерализации талых вод. Если для снеготалых вод фоновой территории характерна минерализация в среднем 9,5 мг/л, то в городе среднее значение минерализации возрастает до 68,1 мг/л. Максимальные значения (202–564 мг/л) отмечаются вблизи автодорог с интенсивным движением транспорта, где используются противогололёдные реагенты, основной компонент которых – техническая соль NaCl. Значения суммарного показателя загрязнения микроэлементами снежного покрова Zc в 72% случаев попадают в интервал 64–128, что соответствует высокому и опасному уровню загрязнения.

Отбор в марте и апреле может осложняться оттепелями, меняющими физические качества снега, например, плотность, поэтому работы вели в стабильных метеоусловиях февраля. Точки отбора проб располагали по равномерной сетке внутри городской черты, а фоновые точки находились к западу и югу на расстоянии 20–35 км от центра города. Исследования проводили по общепринятой методике [18, 19]. Положение точек наблюдения отмечалось с помощью GPS. Смешанные пробы отбирали весовым снегомером на территории города и на фоновых участках, удалённых от него на расстояние 20–35 км в западном и юго-западном направлениях.

Разделение твёрдой и растворённой фракций проводили путём фильтрации через беззольные нитроцеллюлозные фильтры «Millipore» с диаметром пор 0,45 мкм. Для получения достаточного количества твёрдого осадка фильтровали 1,5–2 л талой воды. После высушивания фильтров при t = 95 °C их взвешивали для определения массы пыли, а затем рассчитывали содержание пыли в 1 л талой воды, г/л. Отобрано 111 образцов. При изучении химического состава талой воды отбирали только те пробы, для которых ожидалось антропогенное воздействие. Число фоновых точек также было сокращено для экономии средств. Общее число определений в пробах содержания химических элементов – 41. Предполагалось, что содержание вещества в талой воде менее информативно по сравнению с твёрдой фазой. При последующем анализе химического состава жидкой и твёрдой фаз снежного покрова установлено, что данное предположение не соответствовало действительности, но изменить что-либо уже было невозможно. Методически при интерпретации результатов кластеризации учитывается одно важное обстоятельство – фоновые наблюдения, позволяющие сразу выделить кластер относительно чистых территорий от возможно загрязнённых городскими поллютантами. Остальные кластеры также качественно могут быть привязаны по их местоположению относительно возможных источников загрязнения атмосферного воздуха.

Раздельный анализ содержания макро-, микроэлементов в твёрдой и жидкой частях позволяет рассмотреть весь набор кластеров для выявления информации об условиях поступления загрязняющих веществ в снежный покров. Кластеры растворённых макроэлементов позволяют выявить аномалии, вызванные использованием антигололёдных веществ. Содержание подвижных водорастворимых форм тяжёлых металлов (ТМ) указывает на их связь с органическими и минеральными веществами, а также на близость расположения источников загрязнения. Твёрдая фаза обычно более обогащена на единицу веса ТМ. Кластер высокого содержания ТМ позволит локализовать в пространстве источник загрязнения, если такой есть.

Содержание макроэлементов (Na_2O, MgO, Al_2O_3, P_2O_5, S, K_2O, CaO, Fe_2O_3) определяли атомно-эмиссионным методом ICP-AES (iCAP-6500, Thermo Scientific, USA). Содержание микроэлементов Li, Be, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Rh, Pd, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Ir, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой ICP-MS (X-7 Thermo Elemental, USA). Элементный химический состав твёрдофазных выпадений (Li, Be, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Rh, Pd, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U) проанализирован в аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (г. Черноголовка, Московская область). Расчёт содержания пыли в талой воде (г/л) и экологического показателя поступления пыли Zd проводился согласно общепринятым методикам [13, 14].

В кластерном анализе использованы не все химические элементы, определённые при химико-аналитических работах. Во-первых, исключались те, у которых более трёх значений были ниже порога определения используемого метода. Для успешной кластеризации данных необходимо, чтобы не было пропусков и все клетки исходной для анализа таблицы были заполнены. Если в клетке значилось «ниже порога определения», то записывалось значение этого порога. Во-вторых, исключались редкоземельные металлы; в-третьих, из данных были убраны малоинформативные, неизменные между точками наблюдения по результатам кластерного анализа.

Кластерный и геоинформационный анализы проводили с помощью программы Orange 3.29.3 с пакетом Geo. В процессе анализа данных весь массив разделяли на две группы: 1) химический состав растворённых в талой воде элементов; 2) химический состав твёрдой фазы. Затем проводилось разделение на макро- и микроэлементы. Все эти данные анализировали раздельно. Данные нормализовались в интервале 0–1, а затем они поступали в блок k-means, где выполнялась кластеризация. Результаты кластеризации выводили в таблицу, для визуализации использовался линейный график и violin plot (скрипка) – функция, которая представляет собой аналог ящика с усами, широко используемого в статистической обработке данных. Но в отличие от него violin plot даёт представление о плотности распределения значений относительно центра кластера, а также показывает положение медианы и квантилей (25% и 75%). В дальнейшем для каждого кластера рассчитывались средние значения содержания химических элементов. Пакет Geo по данным GPS позволяет сразу же визуализировать положение кластеров на местности. Кластеры отмечались на картографической основе цветом и разной формой значков.

Результаты и обсуждение

Кластерный анализ водорастворимых макроэлементов (Mg, Na, Al, S, K, Si, Ca, P) разделил их множество на три кластера неравной величины. Первый кластер *C*1 содержит17 точек и занимает промежуточное положение по содержанию Na между кластерами *C*2 и *C*3. Второй кластер *C*2 сопоставим с фоновыми значениями и для него характерно низкое содержание Mg, Si, S, K по сравнению с кластерами *C*1 и *C*3. В третий кластер *C*3 вошли всего три точки, которые имеют наибольшее содержание Na при пониженном содержании Mg и Al относительно кластера *C*1 (табл. 1). Силуэт (Silhouette), отражающий надёжность выделения кластера, находится в пределах 0,56–0,6, причём самое низкое значение характерно для кластера *C*1 (56), а самое высокое – для *C*3, хотя число элементов в кластере всего три. Центральная часть города по содержанию водорастворимых макроэлементов покрыта кластером, охватывающим и фоновые точки наблюдения кластера *C*2, среди которых вкраплены среднезагрязённые точки кластера *C*1 (рис. 1, *а*). Кластер *C*1 имеет наиболее высокое содержание Na, что может быть вызвано попаданием в снег антигололёдных реагентов.

Кластер *C*3 объединяет всего три точки, но выделяется относительно других кластеров высоким содержанием Na, Ca, Mg, S. Такой химический состав указывает на присутствие сульфатов металлов в снежном покрове, которые используются как антигололёдные реагенты. Кластер *C*1 объединяет часть городских и фоно-

Таблица 1. **Среднее содержание химических макроэлементов в жидкой и твёрдой фазах в кластерах *C*1–*C*3, в скобках – число точек отбора проб/силуэт кластера**

Содержание, мкг/л	Жидкая фаза			Твёрдая фаза		
	*C*1 (17/0,56)	*C*2 (21/0,64)	*C*3 (3/0,52)	*C*1 (11/0,62)	*C*2 (38/0,72)	*C*3 (10/0,57)
Na	16 114	4466	60 368	628	85	1133
Mg	1778	582	3303	19 842	2146	34 942
Al	18	9	12	4469	558	7224
Si	333	132	453	–	–	–
P	18	20	60	135	23	323
S	1148	747	2075	343	51	602
K	407	204	992	568,9	88,7	1117
Ca	7836	2906	14 310	4655,2	507,7	10 349
Ti	–	–	–	286	35	649
Mn	1,4	3,5	2,7	172	23	315
Fe	11	14	12	10 542	1024	16 268

вые точки наблюдения. Он имеет повышенное содержание Na, Ca, Mg, K относительно кластера *C*2, но меньшее, чем в кластере *C*3. На северо-востоке и юго-востоке территории города преобладают среднезагрязнённые точки кластера *C*1 с вкраплениями точек кластера *C*2 с невысоким содержанием вещества. Исходя из расположения точек кластера *C*3, их можно отнести к пространственно-локализованным (рис. 2, *б*). Например, проблемная точка 3 кластера *C*3 с высоким загрязнением снега расположена на улице Широтной в окружении точек кластера с низким загрязнением снега (*C*1, *C*2). Точка 15 (кластер *C*3), расположенная в начале Червишевского тракта с напряжённым движением транспорта, также окружена точками кластеров *C*1 и *C*2. То же самое относится и к точке 32, находящейся в центре города. Складывается впечатление, что точки кластера *C*3 локализованы случайным попаданием загрязнителей при чистке улиц после оттепелей со снегопадами.

При кластеризации макроэлементов (Mg, Na, Al, S, K, Ca, P, Ti, Fe, Mn) твёрдой фазы выделено три кластера (см. рис. 2). Схема выделения аналогична кластерам макроэлементов жидкой фазы: *C*1 – имеет промежуточное положение между *C*2 и *C*3; *C*2 – объединены с фоновыми точками; *C*3 – имеет наибольшее содержание вещества. По силуэту, отражающему наиболее надёжное выделение кластера, наибольшее значение имеет *C*2, наименьшее – *C*3, промежуточное между ними – *C*1. Violin plot показывает, что по высокому содержанию Na выделяются *C*3 > *C*1 и *C*2, по Mg, Ca, Fe – *C*2 < *C*1 и *C* 3, по Al, S, K, Mn, Ti кластеры распределяются следующим образом: *C*2 < *C*1 < *C*3, по F – *C*2 < *C*1, а кластер *C*3 перекрывает по разбросу значений *C*1 и *C*2. Силуэты кластеров водорастворимых микроэлементов различаются, а значение силуэта достаточно высокое (0,54–0,59), что указывает на надёжность их выделения (табл. 2). Кластер *C*1 расположен на значительном удалении (20–30 км) от города (рис. 3, *а*). Будучи фоновым по расположению, он объединяет 4 точки с относительно высокими значениями Cu, Zn, Sr, Ba. Эти точки имеют близкие геохимические спектры по содержанию и составу микроэлементов, что выражается в достаточно высоком значении силуэта равном 0,59.

Самый многочисленный кластер *C*2 (21 точка) объединяет точки наблюдения, расположенные как внутри города (см. рис. 3, *б*), так и в положении фоновых. Он имеет значение силуэта равное 0,57 и отличается от *C*1 низким содержанием тяжёлых металлов. Этот кластер располагается на территории с относительно чистым от тяжёлых металлов снежным покровом пригорода и парковой зоны города. Кластер *C*3 объединяет всего 2 точки наблюдения, а выделен в связи с высоким содержанием Sr, Ce и Ba и низким – Cu, Pb, As, Li. Точки этого кластера по геохимическому спектру существенно отличаются от всех остальных. Кластер *C*3 географически располагается вблизи ТЭЦ и промышленной зоны. Относится ли обнаруженная аномалия ко всей промышленной зоне, пока сказать трудно.

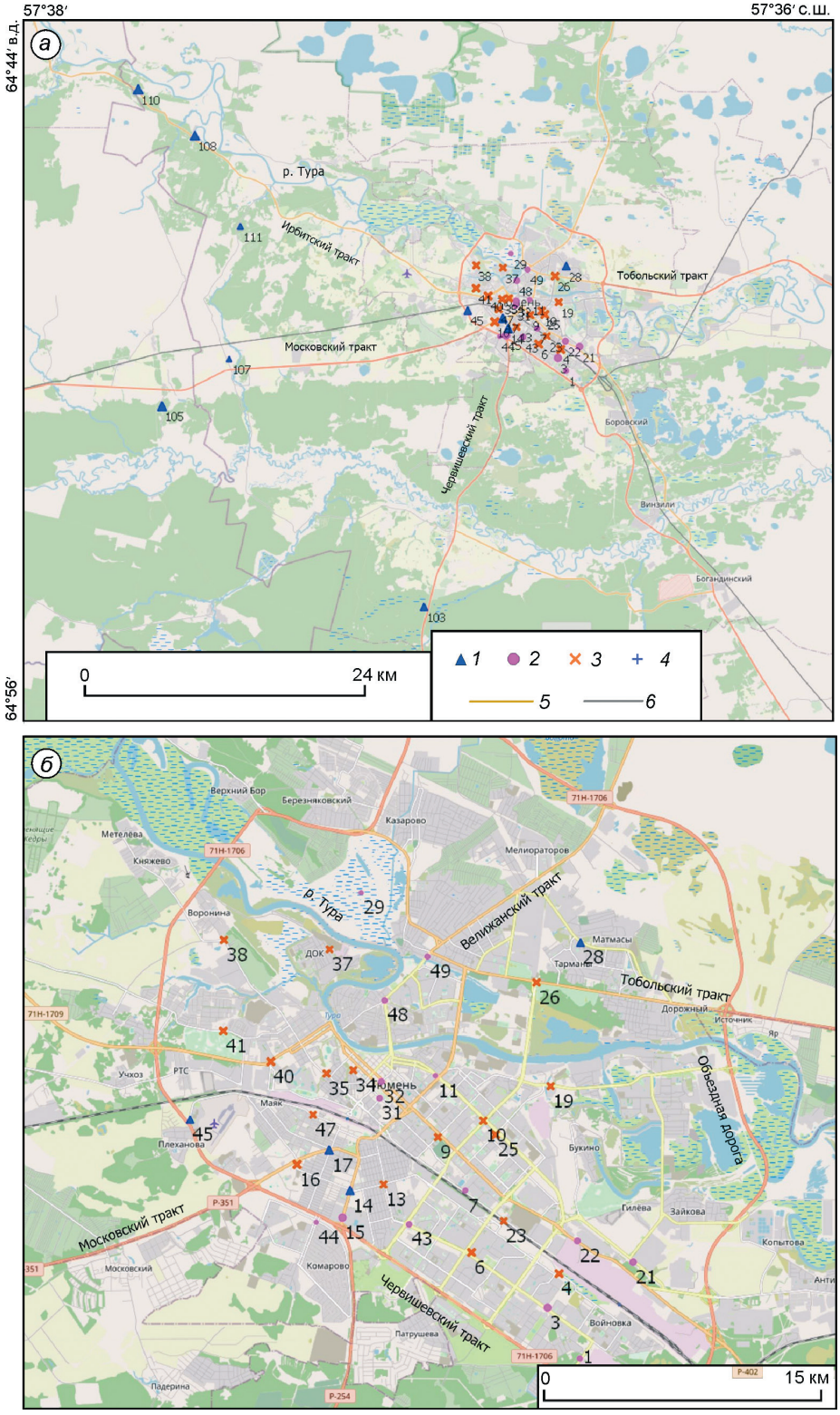


Рис. 1. Локализация кластеров макроэлементов талой воды для всех точек (*а*) и для точек в черте города (*б*). Кластеры: *1* – *С*1, *2* – *С*2, *3* – *С*3; *4* – С4; *5* – автомагистрали; *6* – железная дорога. Цифры – порядковые номера точек отбора проб, г. Тюмень, февраль 2020 г.

Fig. 1. Location of a clusters of macroelements of melt water for all points (*a*), for points within the city (*б*). Clusters: *1* – *С*1, *2* – *С*2, *3* – *С*3; *4* – С4; *5* – motorways; *6*– railways. The numbers indicate the serial numbers of sampling points. City of Tyumen, February 2020

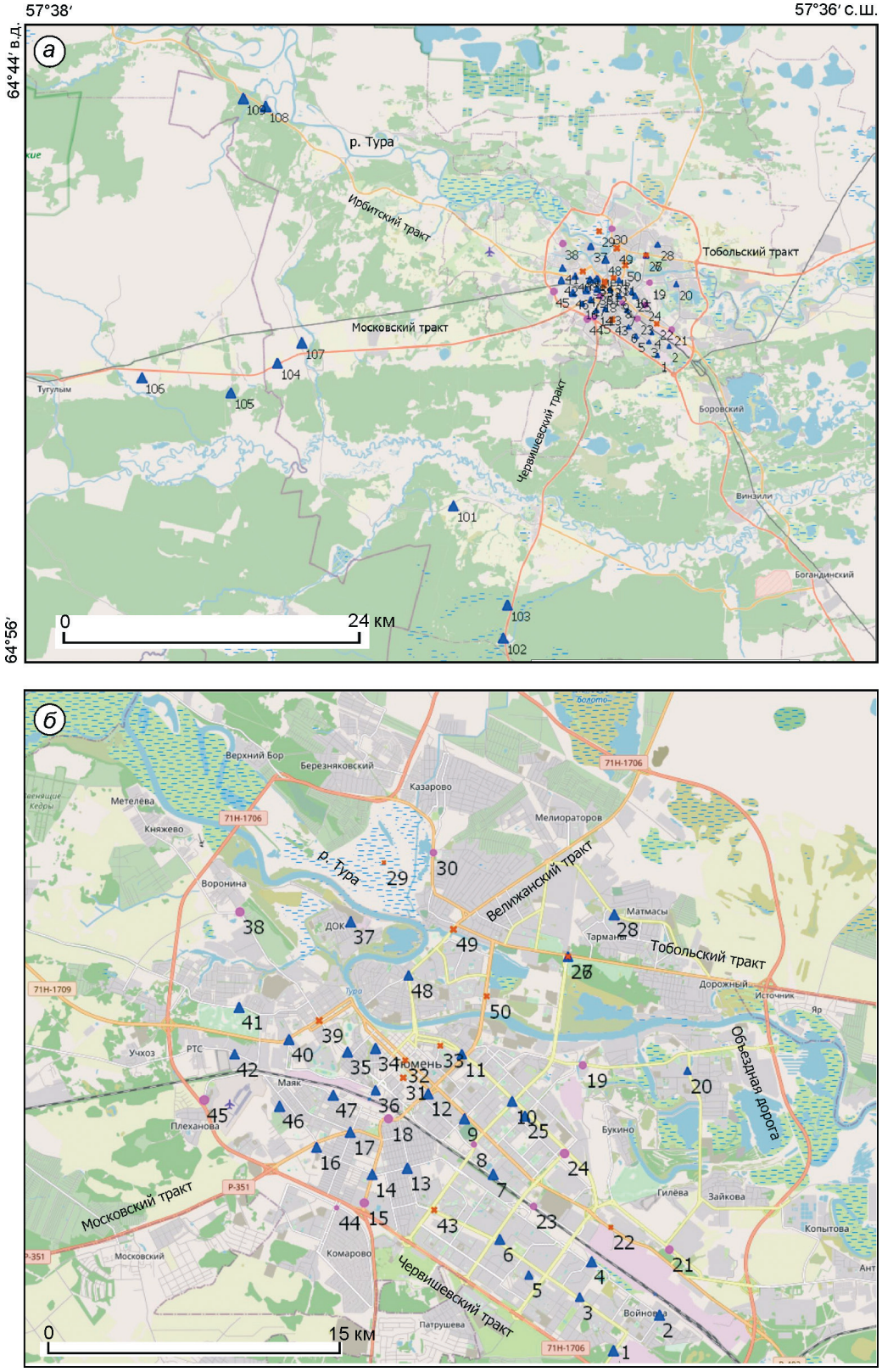


Рис. 2. Локализация кластера макроэлементов твёрдой фазы для всех точек (*а*) и для точек в черте города (*б*).
Усл. обозначения см. рис. 1

Fig. 2. Localization of a cluster of solid phase macronutrients for all points (*a*), for points within the city (*б*)
See Fig. 1

Таблица 2. **Среднее содержание микроэлементов в жидкой фазе (мкг/л) в кластерах *C*1–*C*4, в скобках – число точек отбора проб/силуэт кластера**

Содержание, мкг/л	*C*1 (4/0,59)	*C*2 (21/0,56)	*C*3 (2/0,54)	*C*4 (14/0,57)
V	0,15	0,24	0,10	0,20
Ni	5,09	3,74	3,13	1,07
Cu	7,63	3,78	1,80	5,95
Zn	11,26	11,77	6,10	15,87
As	0,43	0,56	0,33	0,55
Sr	24,47	11,09	51,30	1,70
Ba	57,19	30,48	80,90	5,31
Pb	0,57	0,24	0,17	1,75
Li	0,59	0,23	1,77	0,18
Rb	0,39	0,31	0,35	0,11
Mo	0,25	0,20	0,23	0,06
Ag	0,03	0,01	0,01	0,03
Cd	0,06	0,05	0,03	0,11
Sn	0,12	0,04	0,04	0,10
Sb	0,44	0,30	0,24	0,12
Cs	0,02	0,01	0,03	0,01
W	0,15	0,06	0,09	0,01

Кластер *C*4 объединяет 14 точек с силуэтом, имеющим наименьшее значение 0,54 по сравнению с остальными. Выделяется относительно остальных высокими значениями Zn, Pb, Cd. Точки кластера находятся внутри городской черты и тяготеют к промышленному району. Кластер *C*4 с несколько бóльшим содержанием Cu и Zn относительно *C*2 тяготеет к центру города и его северной части. Кластер *C*1 относительно остальных кластеров характеризуется высокими значениями Ni, Cu, Pb, Li, Sn, W. Это обстоятельство указывает, что загрязняющие атмосферный воздух вещества захватываются из соседних промышленных регионов городов Нижний Тагил и Челябинск. С юга циклональные вихри могут затягивать растворённые загрязняющие вещества из Курганской области. Кластер *C*2 близок по химическому составу с кластером *C*4, но отличается от него повышенным содержанием Ni, Sr, Pb, Rb, Li, Rb, Mo. Эта ситуация обозначена Д.В. Московченко [15], но кластерный анализ в совокупности с ГИС позволяет эти точки не только выявить, но и показать расположение относительно других точек и центра города.

Известно, что снежный покров г. Тюмень характеризуется геохимической неоднородностью [13]. На территории города выявлены положительные геохимические аномалии Mn, Cr, Ni, Pb, V [10], Pb и Zn, [20], Pb и Cr [21]. Теперь можно выделить ещё одну аномалию с очень экологически опасными для здоровья водорастворимыми химическими элементами кластера *C*3.

Состав микроэлементов твёрдой фазы снега разделён на четыре кластера (табл. 3). Большая часть точек соотнесена с кластером, включающим в себя точки фоновых наблюдений (40 точек). Кластеры химических элементов твёрдой фазы отличаются по своему силуэту от 0,5 до 0,71. Точки наблюдения микроэлементов твёрдой фазы снежного покрова внутри города в основном объединяются с фоновыми наблюдениями и попадают в кластер *C*1, что указывает на низкий уровень загрязнения тяжёлыми металлами снежной пыли (рис. 4, *а*).

Наибольшее число точек (40) включено в кластер *C*1, куда попадают и фоновые наблюдения, значение силуэта – 0,71. Наименьшее среднее содержание пыли в 1 л снежной воды (0,02 г/л), а значение суммарного коэффициента нагрузки Zd (187) для этого кластера подтверждает его принадлежность к фону. В отличие от водорастворимых микроэлементов все точки за пределами города входят в один кластер (см. рис. 4, *а*). Внутри городской черты (см. рис. 4, *б*) точки этого кластера тяготеют к северо-западной, западной и южной частям города.

Кластер *C*2 представляет участки с повышенным содержанием пыли (0,05 г/л). Число элементов кластера равно 7, силуэт существенно меньше *C*1 = 0,57. Для пыли этого кластера характерно повышенное содержание тяжёлых металлов относительно кластеров *C*1 и *C*3. Точки кластера *C*2 располагаются вдоль крупных внутригородских магистральных автодорог. Исключение составляет точка 29, расположенная на севере от центра города на пойменном болоте. Ещё одна точка 43 находится среди проб с меньшим содержанием тяжёлых металлов, что вероятно связано с очень высокой транспортной нагрузкой улиц вблизи этих точек.

Кластер *C*3 имеет меньшее содержание пыли, чем C2 (0,04 г/л), что указывает на его положение между кластерами *C*1 и *C*2. Содержание микроэлементов в нём меньше по сравнению с кластером *C*2, но всё-таки более высокое, чем в кластере *C*1. Можно оценить точки этого кла-

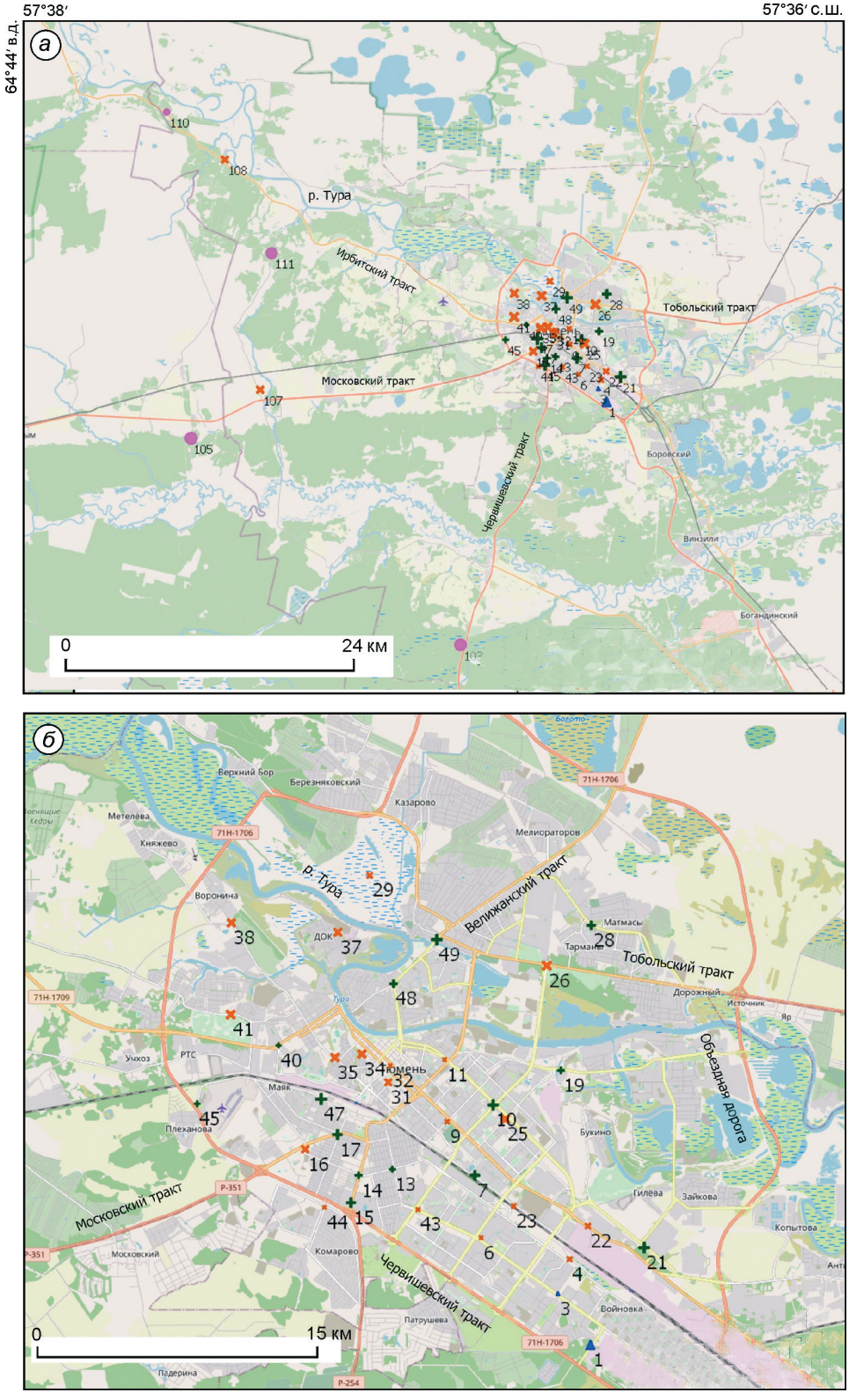


Рис. 3. Пространственное распределение кластеров водорастворимых микроэлементов для всех точек (*а*) и для точек внутри города (*б*).
Усл. обозначения см. рис. 1

Fig. 3. Spatial distribution of clusters of water-soluble trace elements for all points (*a*), for all points within the city (*б*).
See Fig. 1

Таблица 3. **Среднее содержание микроэлементов в твёрдой фазе в 1 л талой воды в кластерах *C*1–*C*4, содержание пыли, значение экологического показателя поступления пыли Zd, в скобках – число точек отбора проб/силуэт кластера**

Содержание Li–Pb, нг/л	*C*1 (40/0,71)	*C*2 (7/0,57)	*C*3 (11/0,60)	*C*4 (3/0,50)
Пыль, г/л	0,02	0,05	0,04	0,07
Zd	187	677	336	928
Li	133	2403	1273	2696
Be	9	145	82	145
Sc	153	2801	1865	4580
V	1045	17 238	11 981	24 792
Cr	11 278	204 076	133 924	345 143
Co	747	13 906	8969	24 725
Ni	13 178	223 956	153 892	409 167
Cu	4442	74 237	41 828	91 536
Zn	13 278	171 159	106 260	200 973
Ga	79	1258	792	1600
As	198	2146	1780	3202
Rb	216	3780	1859	3844
Sr	1376	19 746	10 662	28 789
Y	104	1789	976	2517
Zr	786	12 861	6798	18 350
Nb	64	1147	582	1319
Mo	78	1407	673	1603
Ag	15	76	64	108
Cd	25	292	177	325
Sn	305	4008	2006	6308
Sb	241	3637	2084	5092
Cs	14	242	132	275
Ba	4235	85 777	36 526	86 788
W	188	3481	2211	5767
Pb	3372	39 104	18 383	62 957

стера как среднезагрязнённые ТМ. Число элементов – 11, а силуэт равен 0,6, что указывает на его более устойчивое выделение по сравнению с кластерами *C*2 и *C*4. Точки этого кластера концентрируются вблизи точек кластера *C*1.

Кластер *C*4 имеет наиболее высокое содержание ТМ в пробах твёрдой фазы снега. Выделено всего три точки (31, 39 и 49) с силуэтом 0,5. Наблюдается максимальное содержание пыли в снеге (0,07 г/л). Выделение этого кластера вызвано необходимостью показать расположение наиболее проблемных мест в городе. Все эти точки расположены на второстепенных улицах и даже вблизи сквера (точка 39). Связать положение этих точек с поступлением пыли от ближайших предприятий трудно, так как промышленная зона находится относительно далеко и отделена от них точками с относительно пониженным содержанием ТМ (*C*1 и *C*3). В г. Тюмень предприятия энергетики имеют трубы высотой около 100 м, рассеивающие в атмосфере загрязняющие вещества. Например, в г. Томск такие трубы есть на Сибирском химическом комбинате и Томском нефтехимическом комбинате. Там, при изучении снежного покрова в Томской области к западу от города на расстоянии более 70 км была обнаружена зона, где несколько лет подряд наблюдалось повышенное содержание микроэлементов [2]. В Томске преобладающее направление ветров – юго-западное, поэтому загрязнения атмосферного воздуха от Томской промышленной агломерации в западном направлении не может присутствовать с точки зрения стандартной модели сухого вымывания загрязняющих веществ от источника загрязнения. Большая часть снежного покрова образуется при циклональной активности, когда область пониженного давления подходит с запада и северо-запада. В этом случае формируются воздушные потоки от периферии циклона к его центру, что и вызывает перенос веществ нестандартным образом с востока на запад.

После прохождения циклона по северу Тюменской области преобладающим региональным направлением ветров становится северное, сопровождающееся похолоданием воздуха [22]. В этой части циклона также выпадает снег, тогда твёрдая фаза снега, загрязнённая тяжёлыми металлами, может поступать в г. Тюмень с севера из г. Тобольск.

Выводы

1. Кластерный анализ позволяет исследовать неоднородности химического состава снежного покрова и выделить наиболее проблемные точки, а использование ГИС-технологий даёт возможность наблюдать географическое расположение выявленных кластеров, связывая их с фоновыми наблюдениями или объектами внутри городской черты.

2. При изучении распределения в снежном покрове водорастворимых макроэлементов установлено три кластера по набору химических эле-

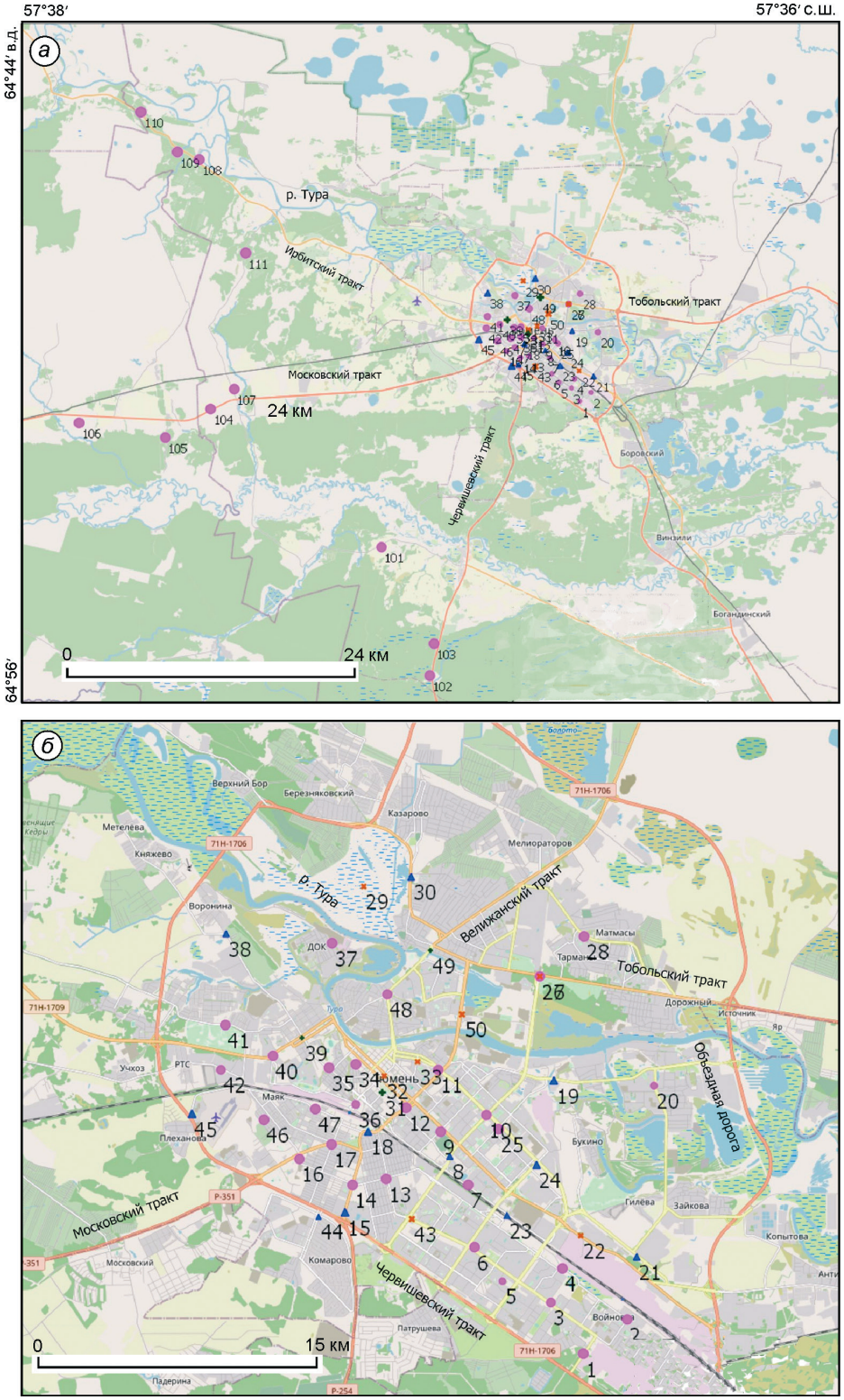


Рис. 4. Пространственное распределение кластеров микроэлементов твёрдой фазы снега для всех точек (*а*) и для всех точек внутри города (*б*).
Усл. обозначения см. рис. 1

Fig. 4. Spatial distribution of clusters of microelements of the solid phase of snow for all points (*a*), for all points within the city (*б*).
See Fig. 1

ментов и их содержанию в растворе. Кластер *C*1 содержит Na, Ca, Mg, K, объединяет фоновые точки и частично городские. Кластер *C*3 выделяется по наиболее высокому содержанию Na, Ca, Mg, S. Сульфаты и хлориды Na, Ca и Mg используются как антигололёдные реагенты. Кластер *C*2 отражает снежный покров, наименее подверженный химическому воздействию и располагающийся внутри городской черты.

3. Повышенное содержание химических элементов в талой воде характерно для северной и юго-восточной частей, а высокие значения обнаружены в трёх точках вблизи промышленной зоны города. Западная и северо-западная части имеют снежный покров по химическому составу, близкий к фоновым точкам.

4. Макроэлементы твёрдой фазы снежного покрова также разделены на три кластера, большая часть которых близка по составу и содержанию веществ к фоновым точкам; наиболее высокое содержание макроэлементов в пробах характерно для северной части города, но вкрапления наблюдаются и в других частях города. Кластер точек, средних по содержанию тяжёлых металлов, распределён в центре города среди точек, близких к фоновым.

5. Растворимые микроэлементы разделены на четыре кластера. Необычным оказалось, что пробы снега фоновых участков разделились на два кластера. Фоновый кластер *C*1 выделился среди остальных кластеров высокими значениями Ni, Cu, Pb, Li, Sn, W, что связывается с межрегиональным переносом вещества. Кластер *C*2 – наиболее многочисленный и объединяет точки фоновые и центральной части города. Кластер *C*3 по своему химическому составу близок с кластером *C*4, но отличается от него повышенным содержанием Ni, Sr, Pb, Rb, Li, Rb, Mo. Точки кластера *C*4 распределены среди точек кластера *C*2. Кластер *C*3 выделяется по высокому содержанию Sr, Ce и Ba и низкому – Cu, Pb, As, Li.

6. Кластерный анализ химического состава твёрдой фазы (пыль) снежного покрова позволил разделить множество точек на четыре кластера, где в кластер *C*1 попадают фоновые точки, *C*2 – загрязнённые тяжёлыми металлами, *C*3 – среднезагрязнённые, *C*4 – очень сильно загрязнённые. Фоновые *C*1 и близкие к ним *C*3 располагаются в центральной части, а загрязнённые тяжёлыми металлами тяготеют к северу от центра города, что указывает на возможное их поступление из г. Тобольск.

7. Разделение на кластеры геохимических спектров водорастворимой формы и в твёрдой фазе позволяет выделить внешние факторы неоднородности снежного покрова: региональный перенос веществ в жидкой фазе западного, северо-западного направлений; в твёрдой фазе – северо-восточного направления; внутригородской перенос антигололёдных реагентов и загрязняющих веществ вдоль автомобильных дорог и в промышленной зоне города.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-05-50062/20.
Acknowledgements. This study was supported by Russian Foundation For Basic Research, grant № 19-05-50062/20.

Литература

1. *Templ M., Filzmoser P., Reimann C.* Cluster analysis applied to regional geochemical data: Problems and possibilities // Applied Geochemistry. 2008. V. 23. № 8. P. 2198–2213. doi: 10.1016/j.apgeochem.2008.03.004.
2. *Захарченко А.В., Тигеев А.А., Пасько О.А., Колесниченко Л.Г., Московченко Д.В.* Пространственное распределение геохимических компонентов снегового покрова на удалении от Томск-Северской промышленной агломерации // Криосфера Земли. 2021. Т. XXV. № 6. С. 16–27. doi: 10.15372/KZ20210602.
3. *Onuchin A., Kofman G., Zubareva O., Danilova I.* Using an Urban Snow Cover Composition-Based Cluster Analysis to Zone Krasnoyarsk Town (Russia) by Pollution Level // Polish Journ. of Environmental Studies. 2020, 29 (6): 4257–4267. doi: 10.15244/pjoes/118168.

References

1. *Templ M., Filzmoser P., Reimann C.* Cluster analysis applied to regional geochemical data: Problems and possibilities. Applied Geochemistry. 2008, 23 (8): 2198–2213. doi: 10.1016/j.apgeochem.2008.03.004.
2. *Zaharchenko A.V., Tigeev A.A., Pasko O.A., Kolesnichenko L.G., Moskovchenko D.V.* Spatial distribution of geochemical characteristics of snow cover within and outside tomsk-seversk industrial agglomeration. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2021, XXV (6): 16–27. doi: 10.15372/KZ20210602. [In Russian]
3. *Onuchin A., Kofman G., Zubareva O., Danilova I.* Using an Urban Snow Cover Composition-Based Cluster Analysis to Zone Krasnoyarsk Town (Russia) by Pollution Level. Polish Journ. of Environmental Studies. 2020, 29 (6): 4257–4267. doi: 10.15244/pjoes/118168.

ies. 2020. V. 29. № 6. P. 4257–4267. doi: 10.15244/pjoes/118168.
4. *Tunved P., Strom J., Hansson H.-C.* An investigation of processes controlling the evolution of the boundary layer aerosol size distribution properties at the Swedish background station Aspvreten // Atmospheric Chemistry and Physics. 2004. № 4 (4). P. 4507–4543. doi: 10.5194/acpd-4-4507-2004.
5. *Tunved P., Strom J., Krejci R.* Arctic aerosol life cycle: linking aerosol size distributions observed between 2000 and 2010 with air mass transport and precipitation at Zeppelin station, Ny-Alesund, Svalbard // Atmospheric Chemistry and Physics. Discuss. 2012. № 12. P. 29967–30019. doi: 10.5194/acpd-12-29967-2012.
6. *Wenhao Zhang, Hui Xu, Fengjie Zheng.* Classifying Aerosols Based on Fuzzy Clustering and Their Optical and Microphysical Properties Study in Beijing, China // Advances in Meteorology. 2017. V. 2017. P. 1–18. doi: 10.1155/2017/4197652.
7. *Сивоголовко Е.В.* Методы оценки четкой кластеризации // Компьютерные инструменты в воображении. 2011. № 4. С. 14–31.
8. *Гилязов А.Ф.* Кластерный анализ как инструмент районирования территории по крупности речных наносов (на примере бассейна Волги) // Вестн. Удмуртского ун-та. Биология. Науки о Земле. 2015. Т. 25. Вып. 2. С. 149–158.
9. *Кузьмичёнок В.А.* Кластерный анализ внутригодового распределения атмосферных осадков // Лёд и Снег. 2010. № 1 (109). С. 73–80.
10. *Гусейнов А.Н.* Экология города Тюмени: состояние, проблемы. Тюмень: Слово, 2001. 176 с.
11. *Израэль Ю.А., Вакуловский С.М., Ветров В. А., Петров В.Н., Ровинский Ф.Я., Стукин Е.Д.* Чернобыль: радиоактивное загрязнение природных сред. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 223 с.
12. *Хохлов Ю.В.* Некоторые особенности зон выпадения радиоактивных осадков после чернобыльской аварии // Фундаментальные исследования. 2006. № 11. С. 40–42.
13. *Московченко Д.В., Пожитков Р.Ю., Курчатова А.Н., Тимшанов Р.И.* Геохимическая характеристика снежного покрова Тюмени // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2021. № 3. С. 13–26.
14. *Захарченко А.В., Тигеев А.А., Пасько О.А., Колесниченко Л.Г., Московченко Д.В.* Пространственное распределение геохимических компонентов снегового покрова на удалении от Томск-Северской промышленной агломерации // Криосфера Земли. 2021. Т. 25. № 6. С. 16–27. doi: 10.15372/KZ20210602.
15. *Moskovchenko D., Pozhitkov R., Zakharchenko A., Tigeev A.* Concentrations of Major and Trace Elements within the Snowpack of Tyumen, Russia // 4. *Tunved P., Strom J., Hansson H.-C.* An investigation of processes controlling the evolution of the boundary layer aerosol size distribution properties at the Swedish background station Aspvreten. Atmospheric Chemistry and Physics. 2004, 4 (4): 4507–4543. doi: 10.5194/acpd-4-4507-2004.
5. *Tunved P., Strom J., Krejci R.* Arctic aerosol life cycle: linking aerosol size distributions observed between 2000 and 2010 with air mass transport and precipitation at Zeppelin station, Ny-Alesund, Svalbard. Atmospheric Chemistry and Physics. Discuss. 2012, 12: 29967–30019. doi: 10.5194/acpd-12-29967-2012.
6. *Wenhao Zhang, Hui Xu, Fengjie Zheng.* Classifying Aerosols Based on Fuzzy Clustering and Their Optical and Microphysical Properties Study in Beijing, China. Advances in Meteorology. 2017, 2017: 1–18. doi: 10.1155/2017/4197652.
7. *Sivogolovko E.V.* Hard clustering validation methods. *Kompyuternie instrumenti v voobrajenii*. Computer tools in educations. 2011, 4: 14–31. [In Russian].
8. *Gilyazov A.F.* Cluster analysis as a tool of zoning according to the size of river sediments (by the example of Volga basin). *Vestnik Udmurtskogo universiteta. Biologiya. Nauki o Zemle*. Bulletin of Udmurt University. Series Biology. Earth Sciences. 2015, 25 (2): 149–158.
9. *Kuz'muchenok V.A.* Cluster analysis of annual distribution of atmosphere precipitation. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2010, 1 (109): 73–80. [In Russian].
10. *Guseinov A.N. Ekologiya goroda Tyumeni sostoyanie problemi*. Ecology of the city of Tyumen: state, problems. Tyumen: Slovo, 2001: 176 p. [In Russian].
11. *Izrael Yu.A., Vakulovskii S.M., Vetrov V.A., Petrov V.N., Rovinskii F.Ya., Stukin E.D. Chernobil: radioaktivnoe zagryaznenie prirodnih sred*. Chernobyl: radioactive pollution of natural environments. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990: 223 p. [In Russian].
12. *Hohlov Yu.V.* Some features of the fallout zones after the Chernobyl accident. *Fundamentalnie issledovaniya*. Fundamental research. 2006, 11: 40–42. [In Russian].
13. *Moskovchenko D.V., Pojitkov R.Yu., Kurchatova A.N., Timshanov R.I.* Geochemistry of snow cover within the tyumen city. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. Moscow University Bulletin. Series 5. Geography. 2021, 3: 13–26. [In Russian].
14. *Zaharchenko A.V., Tigeev A.A., Pasko O.A., Kolesnichenko L.G., Moskovchenko D.V.* Spatial distribution of geochemical characteristics of snow cover within and outside tomsk–severs industrial agglomeration. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2021, 25 (6): 16–27. doi: 10.15372/KZ20210602. [In Russian].
15. *Moskovchenko D., Pozhitkov R., Zakharchenko A., Tigeev A.* Concentrations of Major and Trace Elements within the Snowpack of Tyumen, Russia. Minerals. 2021, 11 (709): 1–24. doi: 10.3390/min11070709.
16. https://rp5.ru/Weather_archive_in_Tyumen. [In Russian].
17. *Nauchno-prikladnoi spravochnik po klimatu SSSR. Seriya 2. Mnogoletnie dannie. Tyumenskaya i Omskaya*

Minerals. 2021. № 11 (709). P. 1–24. doi: 10.3390/min11070709.
16. Электронный ресурс: Архив погоды в Тюмени. https://rp5.ru/.
17. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 2. Многолетние данные. Тюменская и Омская области. Вып. 17. СПб.: Гидрометеоиздат, 1988. 702 с.
18. Методические рекомендации по геохимической оценке загрязнения территории городов химическими элементами / Под ред. Б.А. Ревич, Ю.Е. Сает, Р.С. Смирнова, Е.П. Сорокина. М.: ИМГРЭ, 1982. 112 с.
19. Экогеохимия городских ландшафтов / Под. ред. Н.С. Касимова. М.: Изд. МГУ, 1995. 336 с.
20. *Германова Т.В., Керножитская А.Ф.* К вопросу экологической оценки транспортной системы на урбанизированных территориях (на примере г. Тюмень) // Изв. Самарского науч. центра РАН. 2014. Т. 16. № 1 (6). С. 1713–1716.
21. *Гайнутдинова В.В., Кравчук А.Ю., Шигабаева Г.Н.* Мониторинг аэрозольного загрязнения и распределения тяжелых металлов в снежном покрове города Тюмень // Экологический мониторинг и биоразнообразие: Материалы Всерос. (с междунар. участием) науч.-практич. конф. 25–26 декабря 2018 г. Ишим: Изд-во ИПИ им. П.П. Ершова (филиал ТюмГУ), 2018. С. 14–17.
22. *Захарченко А.В., Тигеев А.А., Пасько О.А., Колесниченко Л.Г., Московченко Д.В.* Региональный и локальный геохимические переносы веществ, депонированные в снеговом покрове // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2020. № 6. С. 41–53. doi: 10.31857/S0869780920060119.

oblasti. Scientific and applied reference book on the climate of the USSR. Series 2. Long-term data. Tyumen and Omsk regions. V. 17. St. Petersburg: Hidrometeoizdat, 1988: 702 p. [In Russian].
18. *Metodicheskie rekomendacii po geohimicheskoi ocenke zagryazneniya territorii gorodov himicheskimi elementami*. Methodological recommendations on geochemical assessment of urban pollution with chemical elements. Eds.: B.A. Revich, Yu.E. Saet, R.S. Smirnova, E.P. Sorokina. M.: IMGRE, 1982: 112 p. [In Russian].
19. *Ekogeohimiya gorodskih landshaftov*. Ecogeochemistry of urban landscapes. Ed. N.S. Kasimov. Moscow: MGU, 1995: 336 p. [In Russian].
20. *Germanova T.V., Kernojitskaya A.F.* To the question of the ecological assessment of transport system in the urbanized territories (on the example of Tyumen). *Izvestiya Samarskogo nauchnogo centra RAN*. Bulletin of the Samara Scientific Center of the Russian Academy of Sciences. 2014, 16 (1, 6): 1713–1716. [In Russian].
21. *Gainutdinova V.V., Kravchuk A.Yu., Shigabaeva G.N.* Monitoring of aerosol pollution and distribution of heavy metals in the snow cover of the city of Tyumen. *Materiali Vserossiiskoi _s mejdunarodnim uchastiem, nauchno_prakticheskoi konferencii. Ekologicheskii monitoring i bioraznoobrazie. Ishim, 25–26 dekabrya 2018 g.* Environmental monitoring and biodiversity: materials of the All-Russian (with international participation) scientific and practical conference. UND. Red. A.Yu. Levih. Ishim: IPI, 2018: 14–17. [In Russian].
22. *Zaharchenko A.V., Tigeev A.A., Pasko O.A., Kolesnichenko L.G., Moskovchenko D.V.* Transboundary, regional and local geochemical transfer of chemicals in snow cover. *Geoekologiya, inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya*. Geoecology. Engineering geology. Hydrogeology. Geocryology. 2020, 6: 41–53. doi: 10.31857/S0869780920060119. [In Russian].

УДК 624.042.42 DOI: 10.31857/S2076673422020129, EDN: EOZSCY

Результаты испытаний системы мониторинга снеговой нагрузки зимой 2020/21 г.

© 2022 г. В.А. Лобкина*, А.А. Музыченко

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия
*valentina-lobkina@yandex.ru

Results of snow load monitoring system tests in winter 2020/21

V.A. Lobkina*, A.A. Muzychenko

Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
*valentina-lobkina@yandex.ru

Received October 19, 2021 / Revised February 28, 2022 / Accepted April 1, 2022

Keywords: ***calculated & standard snow load, roof collapse, Sakhalin, monitoring system, snow region, snow measurement observations.***

Summary

A system of the snow load monitoring is proposed to be used for reducing the risks of damage and destruction of buildings under the influence of snow load. In the winter season of 2020/21, a variant of the snow load monitoring system being developed in the Sakhalin branch of the Far Eastern Geological Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences was tested in the city Yuzhno-Sakhalinsk. The observation program included continuous obtaining of values of snow load on the ground during the season. The two monitoring systems were used for the observations. The snow thickness on the site of System № 1 was periodically cut along the contour, while the System № 2 worked under natural conditions of snow accumulation. Observations were carried out from December 16, 2020 to March 31, 2021. The thaw, which lasted from February 16 to 19, 2021, deteriorated the conditions of the experiment. The prolonged rise in the air temperature resulted in heating of the snow thickness down to its full depth, and the snow cover began to melt. Meltwater reached positions of the Systems, which led to a malfunction in their functioning. That is why we present here the results of observations for the period from December 16, 2020 to February 19, 2021 i.e. before the ceasing the experiment caused by the thaw. When evaluating results of the observations having been made, the average values and standard deviations of the transmitted readings were calculated and compared with the reference parameters. For the last ones, data on the amount of solid precipitation for the whole season obtained at the Yuzhno-Sakhalinsk meteorological station were used. For the observational period, the mean deviation value and the standard error of the mean of the snow load on the ground were calculated as the following: the system № 1 – (6±5%), and the system № 2 – (–1±6%). Mean deviation from the reference value was equal to 0.06 kN/m² for the System № 1 is, and 0.01 kN/m² for the System № 2, which was consistent with the error of strain gauges (tension sensors) used in the system with account for the standard deviation error. The error ±0.1 kN/m² was chosen as an acceptable error of the monitoring system, that was reasoned by the current loads standards.

Citation: Lobkina V.A., Muzychenko A.A. Results of snow load monitoring system tests in winter 2020/21. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (2): 241–250. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422020129, edn: eozscy.

Поступила 19 октября 2021 г. / После доработки 28 февраля 2022 г. / Принята к печати 1 апреля 2022 г.

Ключевые слова: ***расчётная и нормативная снеговая нагрузка, обрушение крыш, Сахалин, система мониторинга, снеговой район, снегомерные наблюдения.***

Для снижения рисков повреждений и разрушений зданий под воздействием снеговой нагрузки предлагается использовать систему её мониторинга. Зимой 2020/21 г. вариант системы мониторинга снеговой нагрузки тестировался в г. Южно-Сахалинск. Представлены результаты тестирования системы, которые показали хорошую корреляцию с эталонными значениями, за которые были приняты данные о количестве твёрдых осадков, выпавших на метеостанции «Южно-Сахалинск».

Введение

За последние 20 лет (2001–2021 гг.) в России произошло 266 случаев обрушения крыш под воздействием снеговых нагрузок. При этом 78% обрушений приходятся на гражданские здания (с преобладающей долей жилых домов), 15% – на производственные помещения и 7% – на здания сельскохозяйственного назначения [1]. Только за зимний сезон 2020/21 г. произошло 25 обрушений крыш в девяти субъектах, в том числе на территории Москвы и Московской об-

ласти зафиксировано два случая со смертельным исходом [2, 3]. Ещё один случай, приведший к гибели людей, произошёл в Калужской области при обрушении кровли здания бывшего автокомбината, используемого под автомастерскую [4]. Самое крупное обрушение последних лет произошло 29 января 2021 г. на свинокомплексе территории опережающего социально-экономического развития (ТОР) «Михайловское» (Приморский край). При обрушении было повреждено 37 тыс. м^2 производственных помещений, т.е. 10 из 11 корпусов, в которых содержались животные. Это обрушение полностью остановило деятельность предприятия [5]. Анализируя случаи обрушения, нельзя считать, что основная причина возникновения аварийных ситуаций – износ конструкций. В приведённых примерах аварии произошли со зданиями, которые не были ветхими или аварийными.

В 2017 г. в России был пересмотрен нормативный документ, определяющий требования по назначению нагрузок, воздействий и их сочетаний при строительстве и реконструкции зданий и сооружений [6]. В отличие от всех ранее действующих документов в нём [6] нормативное значение веса снежного покрова на 1 м^2 горизонтальной поверхности земли (снеговая нагрузка на грунт) было снижено. Уменьшение значения снеговой нагрузки на грунт, закладываемое при проектировании зданий, аварии, спровоцированные избыточными снеговыми нагрузками на кровлю, – вот причины разработки способов контроля за безопасной эксплуатацией зданий. Один из способов контроля накопления снеговой нагрузки – её непрерывный мониторинг. Такая мера имеет перспективу как для эксплуатируемых зданий, так и для возводимых объектов. Предлагаемые методы мониторинга, разрабатываемые в настоящее время, направлены главным образом на фиксацию определённого вида разовой снеговой нагрузки [7]. Ряд технических решений прошёл испытания только на стенде, например [8], что не позволяет судить о его пригодности в реальных условиях. Варианты систем измерения величины снегозапаса разрабатывались и тестировались в разных странах [9–12], но эти системы служили для получения данных гидрологических расчётов. Возможность их применения для оценки снеговой нагрузки не рассматривалась.

Задача работы – представить результаты эксплуатации системы непрерывного мониторинга снеговой нагрузки на грунт в зимнем сезоне 2020/21 г. Опыт эксплуатации системы мониторинга на кровле приведён в работе [13]. Отдельное внимание в статье уделено проблеме недооценки значения снеговой нагрузки на грунт в действующем нормативе, что подчёркивает актуальность проводимого исследования.

Постановка проблемы

В последние 90 лет подход к получению значения снеговой нагрузки [14], а также районированию территории на снеговые районы значительно изменился. Прежде всего, вносимые изменения связаны с накоплением массива метеоданных и расширением географии наблюдательной сети. История нормирования снеговых нагрузок в СССР начинается 1 июня 1933 г. с введения Общесоюзного стандарта (ОСТ ВКС) 7626/б, который представлял собой первый нормативный документ в этой области. Значение снеговой нагрузки на грунт *Sg* в ОСТ ВКС 7626/б зависело от высоты снежного покрова, сведения о котором получали с ближайшей метеостанции или снегомерного пункта. Переход от высоты снежного покрова к *Sg* происходил с использованием единой для всей территории страны плотности снега, равной 100 кг/м^3. Такой подход не позволял получить реальное значение *Sg*, поэтому в 1940 г. вернулись к вопросу нормирования. В ОСТ 90058–40 (1940 г.) впервые была представлена единая карта районирования территории СССР по высоте снежного покрова. Данное районирование позволяло с помощью дифференцированного значения плотности переходить к *Sg*. Было выделено пять снеговых районов (таблица). Отдельно предполагалось определять *Sg* для горных территорий.

В последующих редакциях нормативных документов по снеговым нагрузкам основное внимание уделялось разработке более детальной карты районирования, что вызвало увеличение числа выделяемых снеговых районов, а накопление метеоданных приводило к росту значений *Sg*. Эволюция взглядов на районирование территории по весу снегового покрова показана на примере территории о. Сахалин (рис. 1).

Нормативные значение снеговой нагрузи на грунт по снеговым районам (кН/м^2)*

Нормативный документ (год введения)	Снеговые районы							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
ОСТ 90058–40 (1940 г.); СНиП II-Б.1 (1954 г.)	0,5	0,7	1,0	1,5	2,0	–		
СНиП II-А.11–62 (1962 г.); СНиП II-6–74 (1976 г.); СНиП 2.01.07–85 (1988 г.)	0,5	0,7	1,0	1,5	2,0	2,5	–	
СНиП 2.01.07–85* (2003 г.); СП 20.13330.2011 (2011 г.)	0,8	1,2	1,8	2,4	3,2	4,0	4,8	5,6
СП 20.13330.2016 (2017 г.)	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0

*Прочерк – снеговой район в нормативном документе отсутствует.

В таблице приведены нормативные документы, в разное время действующие на территории СССР/России, число снеговых районов и соответствующие им значения *Sg*. На карте районирования СССР по весу снегового покрова в строительных нормах и правилах (СНиП) II-Б.1 (1954 г.) (см. рис. 1) из-за недостатка метеоданных территории, находящиеся за Полярным кругом и восточнее 120° в.д., не были районированы на снеговые районы. Значение *Sg* для этих территорий предлагалось определять умножением максимальной высоты снежного покрова на ближайшем метеорологическом пункте за период наблюдения не менее 10 лет на два.

Восемь снеговых районов с наибольшими значениями *Sg* появились в СНиП 2.01.07–85* (2003 г.). В настоящее время значение *Sg*, которое закладывается в расчёты при проектировании зданий, определяют по своду правил (СП) 20.13330.2016 (2017 г.) [6]. В нём изменились не только карта районирования территории России по весу снежного покрова, но и значения *Sg*. В зависимости от района значения *Sg* уменьшились на 0,2–1,6 кН/м^2. Однако свод [6] был дополнен перечнем из 168 населённых пунктов, для которых приводилось уточнённое значение *Sg*. К сожалению, этот перечень – не полный, для большинства регионов уточнённое значение дано только для административного центра. Например, для Хабаровского края приведены значения для двух городов, тогда как аварии, вызванные снеговыми нагрузками, только за последние 20 лет произошли в девяти.

Учитывая, что *Sg* зависит от метеоданных и статистики обрушений крыш, рассмотрим, для всех ли снеговых районов обосновано снижение её значения. В качестве примера был выбран г. Южно-Сахалинск (о. Сахалин). Согласно карте районирования, представленной в [6], Южно-Сахалинск отнесён к VIII снеговому району с *Sg* 4,0 кН/м^2, собственно для города в [6] приведено уточняющее значение *Sg* – 3,85 кН/м^2. С зимнего сезона 2002/03 г. на снегомерном пункте, расположенном в пределах Южно-Сахалинска, сотрудники Сахалинского филиала Дальневосточного геологического института ДВО РАН (ДВГИ ДВО РАН) выполняют комплексные стратиграфические наблюдения [15]. Согласно данным наблюдений, фактическое значение *Sg* для снегомерного пункта в Южно-Сахалинске превышает нормативное (*Sg* = 3,85 кН/м^2 [6]) в среднем один раз в 5–7 лет (рис. 2).

Превышение нормативного значения на снегомерном пункте за последние 19 лет зарегистрировано в зимние сезоны 2005/06, 2011/12 и 2017/18 гг. Если соотнести зимние сезоны, значение *Sg* для снегомерного пункта в которых превышало нормативное, со статистикой обрушений крыш в г. Южно-Сахалинск, то получаем, что в зимнем сезоне 2005/06 г. обрушений не было или данные не сохранились, в 2011/12 г. случилось три обрушения (металлический ангар, гараж Правительства Сахалинской области, балкон жилого дома), в 2017/18 г. – три обрушения металлических ангаров, один из которых был введён в эксплуатацию в ноябре 2017 г. Рассчитаем *Sg* по данным снегомерного пункта. Для этого представим фактические данные (см. рис. 2) как выборку независимых случайных значений, распределённых по закону Гумбеля [16] Sg_1. Математическое ожидание m_S для выбранного ряда значений составляет 2,6 кН/м^2, дисперсия D_S – 0,6 кН^2/м^4. Найдём стандартное отклонение $\sigma_S = D_S^{1/2} = 0{,}8$ кН/м^2 и коэффициент вариации $f_S = \sigma_S/m_S = 0{,}3$. Параметры закона Гумбеля составили: $a_s = 1{,}6$ и $u_s = 2{,}3$ – коэффициенты связанные/получаемые от математического ожидания (для u_s) и стандарта (для a_s). Период повторяемости составляет 50 лет, следовательно, обеспеченность

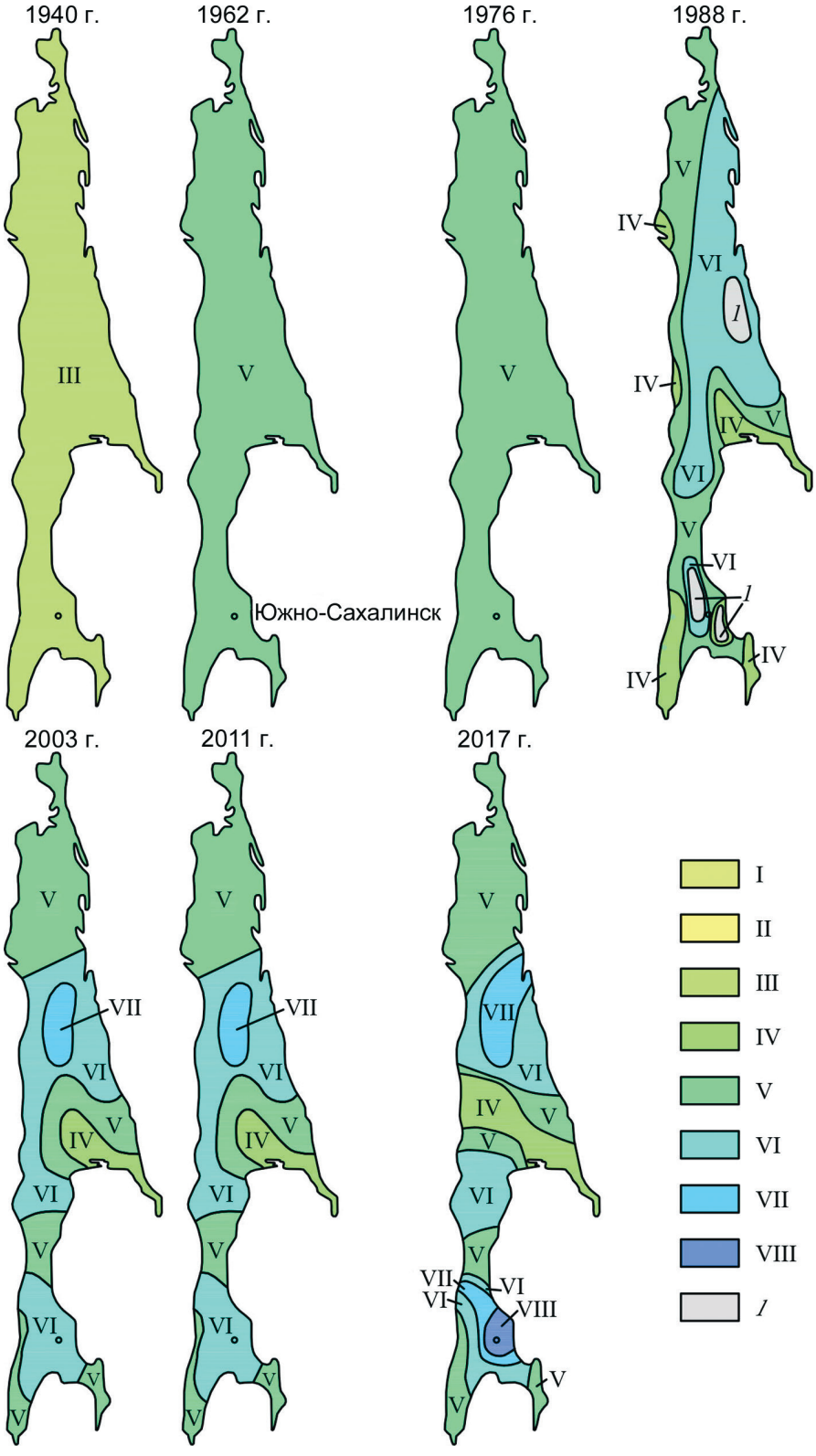


Рис. 1. Районирование о. Сахалин на снеговые районы по нормативному значению снеговой нагрузки на грунт в разные годы:
I–VIII – номера снеговых районов (см. таблицу); *1* – малоизученные районы

Fig. 1. The Sakhalin zoning for snow regions by standard snow load on the ground related to different years:
I–VIII – snow regions numbers (refer to Table); *1* — understudied regions

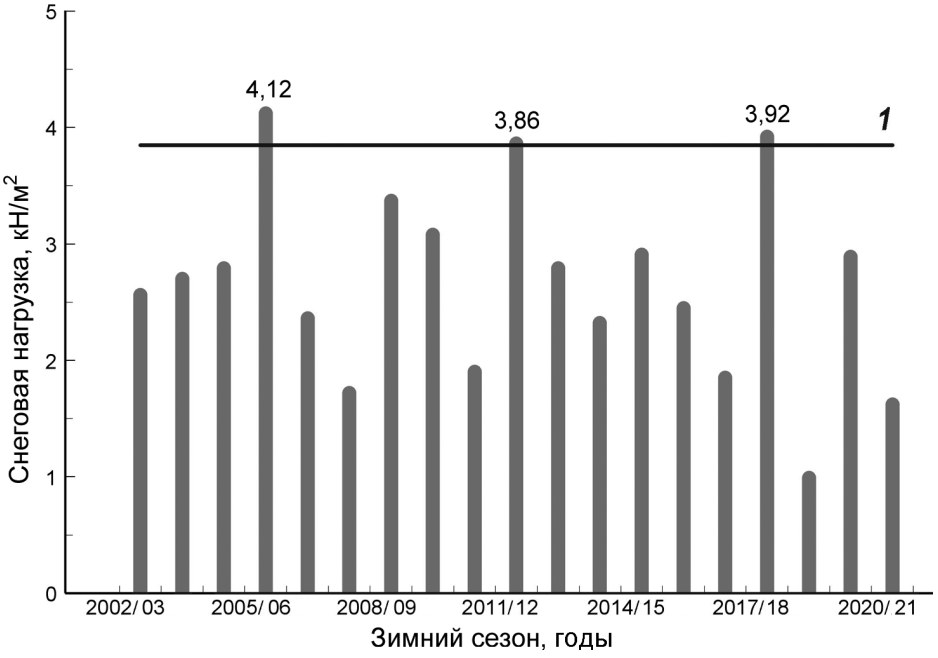


Рис. 2. Снеговая нагрузка на грунт за период 2002–2021 гг. по данным наблюдений на снегомерном пункте в г. Южно-Сахалинск:
1 – нормативное значение снеговой нагрузки на грунт для г. Южно-Сахалинска 3,85 кН/м² [6]
Fig. 2. The snow load on the ground for the period 2002–2021 according the observations data at the snow-measuring site in Yuzhno-Sakhalinsk:
1 – standard snow load on the ground for Yuzhno-Sakhalinsk 3,85 кН/м² [6]

снеговой нагрузки $F(Sg_1)$ равна 0,98. Для получения нагрузки Sg_1 решим следующее уравнение:

$$Sg_1 = u_s - a_s^{-1}\ln\{-\ln[F(S_n)]\} = 4{,}73 \text{ кН/м}^2.$$

Для снегомерного пункта значение снеговой нагрузки на грунт, превышаемое в среднем 1 раз в 50 лет, составляет Sg_1 = 4,73 кН/м², т.е. на 0,88 кН/м² выше значения *Sg*, принятого для г. Южно-Сахалинск в своде [6]. Однако, по мнению авторов настоящей статьи, значение *Sg* должно зависеть не от математического ожидания (средней величины), а только от фактических максимальных значений. Расчёт с использованием фактических значений можно выполнить, применив линейную экстраполяцию Sg_2. Для расчёта на выбранном коротком ряду (см. рис. 2) используем пять наибольших значений. Рассчитаем Sg_2 для каждой пары значений *ij* и выберем наибольшее; в данном случае наибольшее значение получено при S_{n-i} = 3,86 кН/м² и S_{n-j} = 3,37 кН/м²:

$$Sg_2 = ((j+0{,}5)S_{n-i} - (i+0{,}5)S_{n-j})/(j-i) = 5{,}13 \text{ кН/м}^2.$$

Оба расчёта показали значение больше 3,85 кН/м², принятых в [6]. На территории Южно-Сахалинска действует гидрометеорологическая станция (ГМС) «Южно-Сахалинск» (высота 22 м над ур. моря), для которой имеется архив данных об осадках. Согласно данным с зимнего сезона 1942/43 по 2005/06 г., превышение нормативного значения (*Sg* = 3,85 кН/м² [6]) происходило в зимние сезоны 1965/66, 1969/70, 1973/74, 1993/94, 2005/06 гг. По закону Гумбеля, расчётное значение *Sg* по данным ГМС «Южно-Сахалинск» составило 4,46 кН/м², а по методу линейной экстраполяции – 4,36 кН/м². Для ГМС расчёт также не показал значения 3,85 кН/м². Получается, что при примерном сроке службы зданий и сооружений массового строительства в случае обычных условий эксплуатации (здания жилищно-гражданского и производственного строительства) не менее 50 лет [17] превышение нормативного значения *Sg* по данным ближайшей ГМС для Южно-Сахалинска ожидается каждые 10–15 лет.

Методы и результаты

С 2015 г. в Сахалинском филиале ДВГИ ДВО РАН разрабатывается вариант системы дистанционного мониторинга снеговой нагрузки (далее Система). Разные варианты подобных систем создаются с 1960-х годов [9–12], но основная цель измерений в этих работах – получение данных для гидрологических расчётов. До зимнего сезона 2020/21 г. задачей, решаемой Системой, была регистрация отдельных снегопадов с целью наблюдения за их динамикой и определения пиковых моментов в накоплении нагрузки. Система регистрировала значения снеговой нагрузки

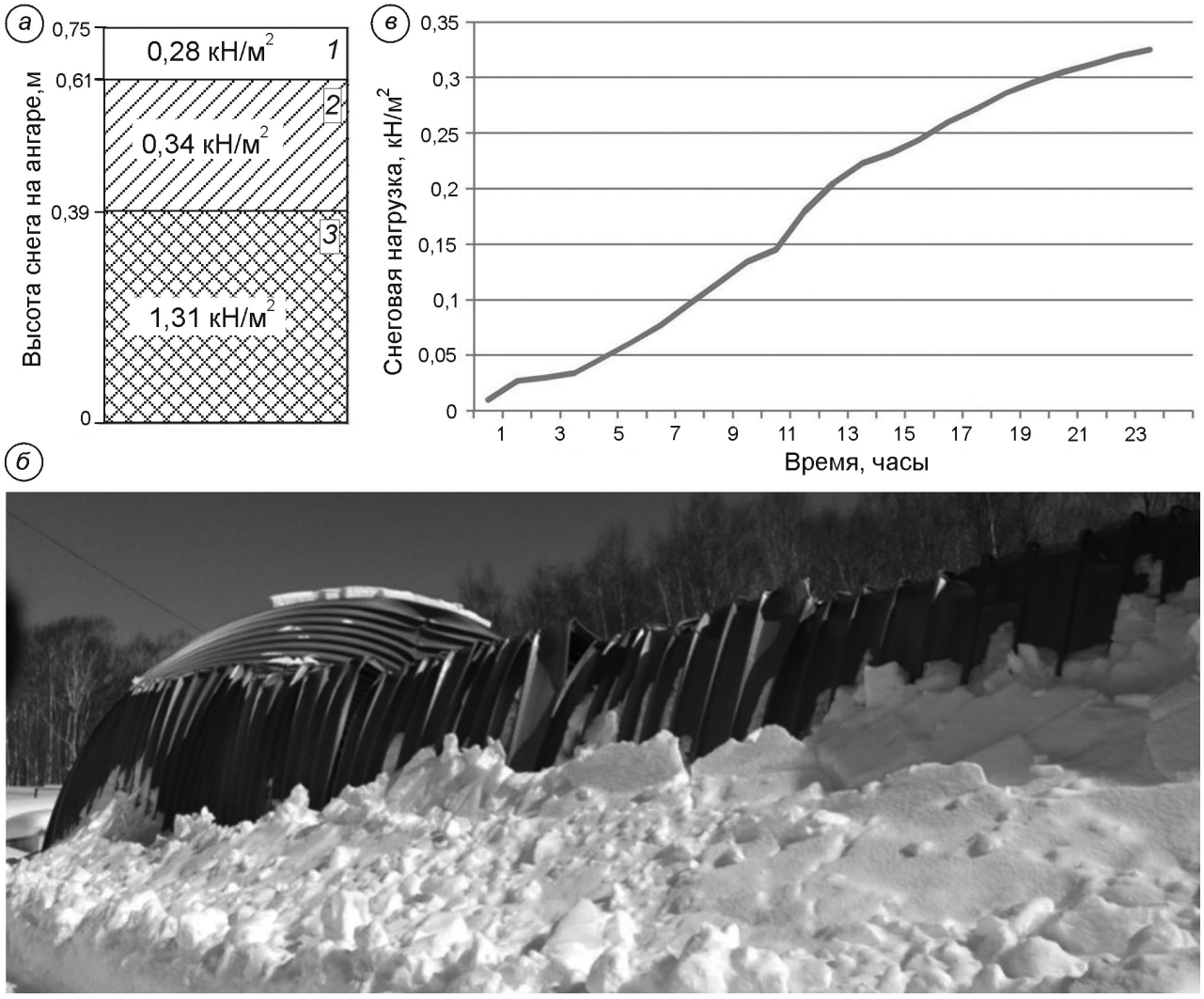


Рис. 3. Параметры снеговой нагрузки, приведшие к обрушению ангара в г. Южно-Сахалинск в 2018 г.:
а – послойное распределение снеговой нагрузки: *1* – снеговая нагрузка от снегопада 9 марта, *2* – снеговая нагрузка от снегопада 2 марта, *3* – снеговая нагрузка от лежалого снега; *б* – общий вид разрушенного ангара; *в* – прирост снеговой нагрузки в течение снегопада 2 марта

Fig. 3. Parameters of snow load led to hangar collapse in Yuzhno-Sakhalinsk in 2018:
а – layer-by-layer distribution of snow load: *1* – snow load of snowfall on March 9, *2* – snow load of snowfall on March 2, *3* – snow load of settled snow; *б* – general view of the destroyed hangar; *в* – snow load growth during the snowfall on March 2

как на грунт, так и на поверхность кровли в зависимости от места её установки. Она была рассчитана на нагрузку до 1,0 кН/м^2 и нуждалась в расчистке после каждого снегопада [13]. В режиме регистрации отдельных снегопадов Система работала и в 2017/18 г. В ночь с 9 на 10 марта 2018 г. в юго-восточной части г. Южно-Сахалинск обрушился ангар (рис. 3, *б*). Восстановленное на месте аварии фактическое значение снеговой нагрузки, приведшее к обрушению, составило ≈ 2,0 кН/м^2. Послойное распределение нагрузки показано на рис. 3, *а*. Система, установленная в 500 м от места аварии, регистрировала снегопад 2 марта; на рис. 3, *в* показан прирост нагрузки во время этого снегопада. Значение нагрузки, зарегистрированное Системой, составило 0,33 кН/м^2, а полученное ручным замером – 0,34 кН/м^2, что указывает на точность получаемых данных.

Программой наблюдения 2020/21 г. было предусмотрено непрерывное получение значения *Sg* в течение всего сезона. Две Системы мониторинга снеговой нагрузки были установлены в южной части г. Южно-Сахалинск, в районе с низкоэтажной застройкой. Системы были

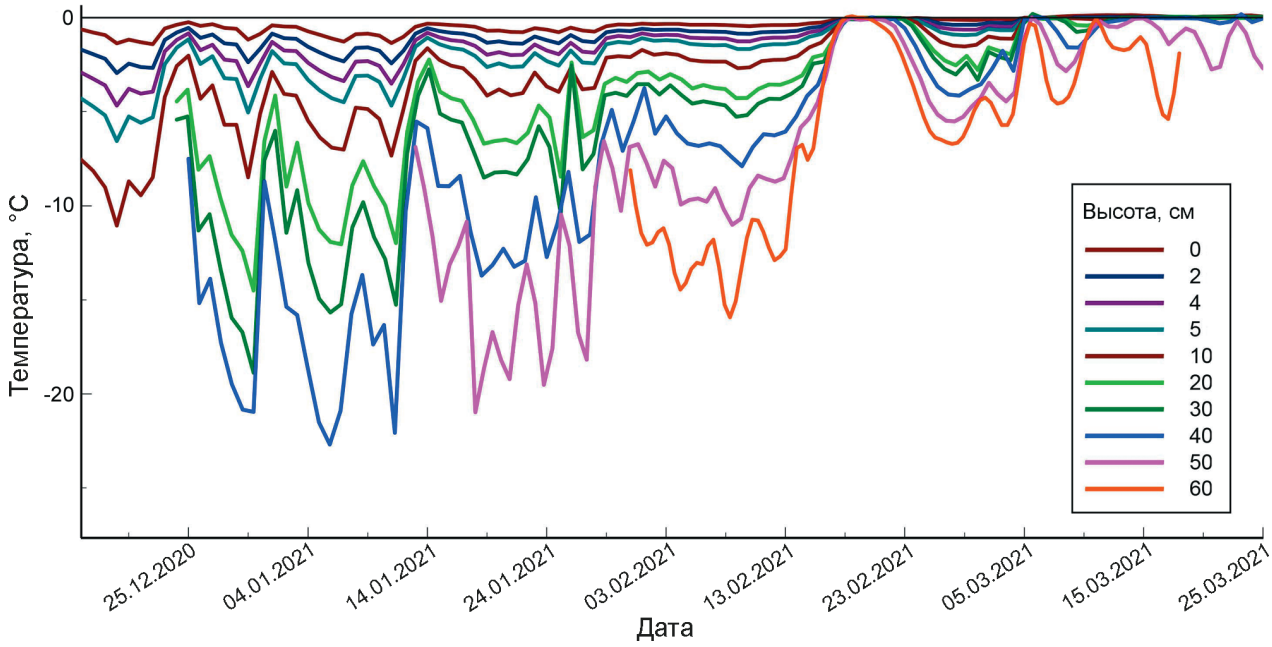


Рис. 4. Температура снежной толщи на разной высоте от поверхности земли в течение сезона 2020/21 по данным измерений
Fig. 4. The snowpack temperature at different elevations during the season 2020/2021 according the data of measurements

установлены в почвенных шурфах, стенки которых были защищены от сползания деревянным коробом. Высота установки корректировалась до выравнивания с поверхностью почвы. Системы установлены параллельно друг другу. Обе Системы рассчитаны на измерение нагрузки до 7,8 кН/м^2. Выбранный предел измерения нагрузки обоснован наблюдёнными значениями с учётом запаса прочности, необходимого для стабильной работы Систем. Наблюдения предусматривали подрезку снежной толщи по контуру на Системе № 1 в течение сезона для определения наличия «эффекта свода», при котором часть веса должна распределяться по снежным горизонтам. Система № 2 в течение сезона не обрезалась и находилась в естественных условиях снегонакопления, т.е. вес определялся с учётом общего веса пласта. Наблюдения проводили с 16 декабря 2020 г. по 31 марта 2021 г. Одновременно выполняли стандартные наблюдения в снежном шурфе с периодичностью раз в семь дней.

В период испытаний Систем ход среднесуточной температуры воздуха был нарушен вторжением тёплых воздушных масс, вызвавших оттепель с 16 по 19 февраля 2021 г. Оттепель нарушила условия эксперимента. В результате продолжительного повышения температуры воздуха произошло отепление снежной толщи до полной глубины и снежный покров стал таять. Среднесуточная температура воздуха во время оттепели составила −2 °С, суточный максимум +1,2 °С (16 февраля 2021 г.) [18]. На площадке для наблюдений рядом с Системами была установлена температурная рейка с датчиками через 1 см. На рис. 4 вынесены данные датчиков, которые находились под снегом на высоте 0, 2, 4, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60 см от поверхности почвы. В течение сезона число датчиков, расположенных под снегом, менялось с ростом высоты снежной толщи, что и отражено на рис. 4. Данные температурной рейки показали, что во время оттепели с 16 по 19 февраля 2021 г. температура снежной толщи увеличилась и держалась около 0 °С по всей высоте. Об этом также свидетельствуют данные шурфа от 19 февраля 2021 г., по которому средняя температура снега составила −0,15 °С. Талая вода, попавшая к местам установки, замёрзла, что привело к сбою в работе обеих Систем. Передаваемые после оттепели данные существенно отличались от результатов ручных замеров в шурфе и данных о количестве твёрдых осадков на ГМС «Южно-Сахалинск», которые по условиям эксперимента были приняты за эталонные. Поправочный коэффициент не удалось ввести, так

как погрешность измерения характеризовалась случайной величиной со значительным диапазоном разброса. Поэтому в статье будут рассмотрены результаты наблюдения с 16 декабря 2020 г. по 19 февраля 2021 г., т.е. до нарушения условий эксперимента, вызванных оттепелью.

Оценка проведённых наблюдений сделана через определение среднего значения и стандартного отклонения передаваемых показаний снеговой нагрузки по сравнению с эталонными значениями, за которые были приняты данные о количестве твёрдых осадков, выпавших в течение зимы по ГМС «Южно-Сахалинск» [18]. При определении эталонных значений снегозапаса использовали данные о количестве твёрдых осадков по ГМС «Южно-Сахалинск», выпавших в течение зимы, с поправкой на данные измерений в шурфе. Среднее значение вычислялось как разница между эталонными и фактическими значениями, которые далее для наглядности переводили в проценты. Для периода наблюдения среднее значение отклонения и стандартная ошибка среднего отклонения *Sg* составили: Система № 1 – (6±5%), Система № 2 – (−1±6%). Получилось, что среднее отклонение от эталона было таким: Система № 1 – 0,06 кН/м^2, Система № 2 – 0,01 кН/м^2, что соответствует погрешности используемых тензодатчиков с учётом стандартной ошибки отклонения. Приемлемой ошибкой к Системе мониторинга была выбрана ошибка ±0,1 кН/м^2, обоснованная нормативами по нагрузкам, которые действуют в настоящее время. Размер выборки для каждой Системы составил 118 значений. В целом, в период эксперимента величина отклонений передаваемых величин была значительно меньше ожидаемой ошибки. Показания с Системы № 2 оказались более стабильными, чем с Системы № 1. Авторы статьи связывают это с тем, что снежную толщу по контуру не подрезали, следовательно, вероятность поступления воды и осыпания снега к датчикам Системы № 2 была ниже.

Заключение

История нормирования снеговых нагрузок в России (СССР) насчитывает 88 лет (с 1933 г.). Нормативное значение *Sg* по снеговым районам увеличивалось в процессе накопления метеоданных. Наибольшие значения *Sg* появились в СНиП 2.01.07–85* (2003 г.). После введения СП 20.13330.2016 (2017 г.) нормативные значения *Sg* уменьшились, причём в зависимости от снегового района они снизились на 0,2–1,6 кН/м^2. На примере г. Южно-Сахалинск показано, что снижение норматива *Sg* не всегда обоснованно; это отмечается и для других регионов России [19]. Повысить безопасность зданий можно с применением программ инструментального мониторинга снеговой нагрузки.

Представленные в статье результаты эксплуатации Систем мониторинга показали высокую точность в период наблюдения до оттепели. Величина среднего значения отклонения от эталона (данных ГМС «Южно-Сахалинск») в этот период составила −0,01 (Система № 1) и 0,06 (Система № 2) кН/м^2, что в 10 раз меньше ожидаемой ошибки. Опыт эксплуатации Систем в 2020/21 г. показал необходимость доработки Системы для работы в нестабильных метеоусловиях в течение зимы, например при оттепелях, и выпадении жидких осадков на снежный покров.

Несомненное достоинство мониторинга снеговой нагрузки – возможность получать данные об её изменении с временным разрешением в секунды. В дальнейшем при эксплуатации Системы на кровле высокая частота передачи данных позволит принять превентивные меры по обеспечению безопасности здания в случае достижения снеговой нагрузкой критических значений, например, когда передаваемое Системой значение снеговой нагрузки приближается к значению нагрузки, заложенной при проектировании здания с учётом коэффициентов на его износ.

Для получения актуального значения снеговой нагрузки в городских районах с типовым характером застройки достаточно размещения одной Системы, по данным которой можно сделать прогноз для всего района. Место установки должно выбираться на основе анализа метеоданных, главным параметром из которых будет господствующее направление ветра во время метелей, которое позволит определить места наибольшего снегоотложения на крыше. К сожалению, в районах с разноэтажной застройкой объём необходимых для качественного прогноза Систем будет увеличиваться, так как характер снегоотложения будет существенно меняться. Основные потребители предоставляемой ин-

формации в городской среде – управляющие компании, отвечающие за состояние жилых зданий, которые внутри своей зоны ответственности располагают информацией о зданиях, нуждающихся в расчистке кровли чаще других. Это делает данные здания приоритетными для установки Системы в связи с повышенным снегоотложением. Также целесообразно устанавливать Систему на общественных зданиях, где работает много людей. Обрушение этих зданий может привести к большому числу жертв. Примером могут служить произошедшие в 2006 г. трагедии на Басманном рынке (Москва, Россия) [20] и в Выставочном павильоне в Катовице (Польша) [21]. Заинтересованными в Системе должны быть лица, ответственные за здания промышленного и сельскохозяйственного назначения, так как обрушение этих зданий может привести к выбросу в окружающую среду опасных загрязнителей или к остановке цикла производственной деятельности.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке Гранта Президента Российской Федерации № МК-867.2020.5.
Acknowledgments. The reported study was funded by Grant of the President of the Russian Federation according to the research project № МК-867.2020.5.

Литература

1. *Lobkina V.* Analysis of Roof Collapse Cases Caused by Snow Loads in Russia (2001–2021) // Sustainability. 2021. V. 13 (13580). https://doi.org/10.3390/su132413580.
2. Электронный ресурс: РБК. Информационный портал. https://www.rbc.ru/rbcfreenews/6027dddd9a79471dcd4f28ae.
3. Электронный ресурс: РБК. Информационный портал. https://www.rbc.ru/rbcfreenews/6028f3279a794754d20cf7c8?utm_source=yxnews&utm_medium=desktop&nw=1613538026000.
4. Электронный ресурс: РБК. Информационный портал. https://www.rbc.ru/rbcfreenews/6027900f9a79470cee23556c.
5. Электронный ресурс: VL.RU. Информационный портал. https://www.newsvl.ru/accidents/2021/03/04/197477/#ixzz6oIm5fB29.
6. Электронный ресурс: СП 20.13330.2016. Нагрузки и Воздействия. https://docs.cntd.ru/document/456044318.
7. *Bohren A., Brunner A., Abegg P.* Simulation of Very High Snow Loads on Solar Thermal Collectors // Energy Procedia. 2016. V. 91. P. 325–329. doi: 10.1016/j.egypro.2016.06.228.
8. *Dziadak B.* Structural health monitoring system for snow and wind load measurement // Electronics. 2020. V. 9. № 4. P. 609. doi: 10.3390/electronics9040609.
9. *Миннегалиев А.О., Рахимов Р.Р., Сулейманов Р.Р., Гайнаншин М.Ф.* Снегомерная подушка: опыт создания и эксплуатации прототипа // Сб. докладов междун. научной конф. «Четвертые Виноградовские чтения. Гидрология: от познания к мировоззрению». 2–10 декабря 2020, г. Санкт-Петербург. С. 713–716.
10. *Archer D., Stewart D.* The installation and use of a snow pillow to Monitor snow water equivalent //

References

1. *Lobkina V.* Analysis of Roof Collapse Cases Caused by Snow Loads in Russia (2001–2021). Sustainability. 2021, 13 (13580). https://doi.org/10.3390/su132413580.
2. https://www.rbc.ru/rbcfreenews/6027dddd9a79471dcd4f28ae. RBK. News portal. [In Russian].
3.https://www.rbc.ru/rbcfreenews/6028f3279a794754d20cf7c8?utm_source=yxnews&utm_medium=desktop&nw=1613538026000. RBK. News portal. [In Russian].
4. https://www.rbc.ru/rbcfreenews/6027900f9a79470cee23556c. RBK. News portal. [In Russian].
5. https://www.newsvl.ru/accidents/2021/03/04/197477/#ixzz6oIm5fB29. VL.RU. News portal [In Russian].
6. https://docs.cntd.ru/document/456044318. SP 20.13330.2016 Loads and Actions. [In Russian].
7. *Bohren A., Brunner A., Abegg P.* Simulation of Very High Snow Loads on Solar Thermal Collectors. Energy Procedia. 2016, 91: 325–329. doi: 10.1016/j.egypro.2016.06.228.
8. *Dziadak B.* Structural health monitoring system for snow and wind load measurement. Electronics. 2020, 9 (4): 609. doi: 10.3390/electronics9040609.
9. *Minnegaliev A.O., Rakhimov R.R., Suleimanov R.R., Gainanshin M.F.* Snow-pillow: creation experience and prototype operation. *Sbornik dokladov mezhdunarodnoj nauchnoj konferencii «IV Vinogradovskie chteniya. Gidrologiya: ot poznaniya k mirovozzreniyu»*. Proc. of international scientific conf. «IV Vinogradov conference hydrology: from learning to worldview» 2–10 December 2020. St. Petersburg, 2020: 713–716. [In Russian].
10. *Archer D., Stewart D.* The installation and use of a snow pillow to Monitor snow water equivalent. CIWEM. 1995, 9: 221–230. doi: 10.1111/j.1747-6593.1995.tb00934.x.
11. *Lopez Moreno J.I., Alvera B., Latron J., Fassnacht S.R.* Installation and use of snow pillows for monitoring

CIWEM. 1995. V. 9. P. 221–230. doi: 10.1111/j.1747-6593.1995.tb00934.x.
11. *Lopez Moreno J.I., Alvera B., Latron J., Fassnacht S.R.* Installation and use of snow pillows for monitoring snow cover, Izas Experimental basin (Central Pyrenees) // Cuadernos de Investigacion Geografica. 2010. V. 36 (1). P. 73–85. [In Spanish].
12. *Penton V. E., Robertson A.C.* Experience with pressure snow pillow as a snow measuring device // Water Resources Research. 1967. V. 3. P. 405–408.
13. *Лобкина В.А., Кононов И.А., Потапов А.А.* Система дистанционного мониторинга снеговой нагрузки на кровле // Лёд и Снег. 2016. № 2 (56). С. 246–252. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-246-252.
14. *Пичугин С.Ф.* Статистическое обоснование нормативов снеговой нагрузки на строительные конструкции // Современные строительные конструкции из металла и древесины. Сб. науч. работ. № 25. Одесса, 2021. С. 103–118. doi: 10.31650/2707-3068-2021-25-103-118.
15. *Музыченко А.А., Лобкина В.А.* Оценка снежности зим на юге острова Сахалин по данным контрольной площадки наблюдения // Вестн. Дальневосточного отделения РАН. 2018. № 6 (202). С. 115–121. doi: 10.25808/08697698.2018.202.6.013.
16. *Гумбель Э.* Статистика экстремальных значений. М.: Мир, 1965. 450 с.
17. Электронный ресурс: ГОСТ 27751–2014. Надежность строительных конструкций и оснований. Основные положения (Переиздание). https://docs.cntd.ru/document/1200115736/.
18. Электронный ресурс: Метеорологический архив ВНИИГМИ-МЦД http://aisori-m.meteo.ru/waisori/select.xhtml.
19. *Малый В.И.* Об особом отношении к снеговой нагрузке в Российских нормах // Промышленное и гражданское строительство. 2011. № 8. С. 42–45.
20. *Назаров Ю.П., Жук Ю.Н., Симбиркин В.Н., Егоров М.И.* Басманский рынок: анализ конструктивных решений и возможных механизмов разрушения здания // Строительная механика и расчет сооружений. 2007. № 2. С. 49–55.
21. Электронный ресурс: LENTA.RU. Информационный портал. https://lenta.ru/articles/2006/01/29/roof/.

snow cover, Izas Experimental basin (Central Pyrenees). Geographical Research Letters. 2010, 36 (1): 73–85. [In Spanish].
12. *Penton V.E., Robertson A.C.* Experience with pressure snow pillow as a snow measuring device. Water Resources Research. 1967, 3: 405–408.
13. *Lobkina V.A., Kononov I.A., Potapov A.A.* Remote monitoring of the snow loads on a roof of buildings. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 2 (56): 246–252. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-246-252. [In Russian].
14. *Pichugin S.F.* Statistical substantiation of snow load standards on building structures. *Sovremennye stroitel'nye konstrukcyi iz metalla i drevesiny.* Modern building structures made of metal and wood. Odessa. 2021, 25: 103–118. doi: 10.31650/2707-3068-2021-25-103-118. [In Russian].
15. *Muzychenko A.A., Lobkina V.A.* The evaluation the snowiness winters on the example of the control area (South Sakhalin). *Vestnik Dal'nevostochnogo Otdeleniya Rossijskoj Akademii Nauk.* Vestnik of the Far East branch of the Russian Academy of Sciences. 2018, 6 (202): 115–121. doi: 10.25808/08697698.2018.202.6.013. [In Russian].
16. *Gumbel E. Statistika ekstremal'nyh znachenij.* Statistics of extremes. Moscow: Mir, 1965: 450 p. [In Russian].
17. *GOST 27751–2014 Nadezhnost' stroitel'nyh konstrukcij i osnovanij. Osnovnye polozheniya (Pereizdanie).* State standard 27751–2014 Reliability of building structures and foundations. Basic Provisions (Reprint). https://docs.cntd.ru/document/1200115736/. [In Russian].
18. http://aisori-m.meteo.ru/waisori/select.xhtml. Meteorological Archive of VNIIGMI-MCD.
19. *Maly V.I.* On a particular attitude to snow load in the RF standards. *Promyshlennoe i grazhdanskoe stroitel'stvo.* Industrial and civil engineering. 2011, 8: 42–45. [In Russian].
20. *Nazarov Yu.P.; Zhuk Yu.N.; Simbirkin V.N.; Egorov M.I.* Basmanny Market: Analysis of structural solutions and possible mechanisms of building fracture. *Stroitel'naya mekhanika i raschet sooruzhenij.* Structural Mechanics and Analysis of Constructions. 2007, 2: 49–55. [In Russian].
21. https://lenta.ru/articles/2006/01/29/roof/. Lenta. News portal. [In Russian].

Морские, речные и озёрные льды

УДК 549.28:551.326.83 (282.257.5) DOI: 10.31857/S2076673422020130, EDN: EPAOXS

Содержание тяжёлых металлов во льду нижнего течения реки Амур

© 2022 г. А.Н. Махинов*, В.И. Ким, А.Ф. Махинова, Д.В. Матвеенко

Институт водных и экологических проблем
Хабаровского Федерального исследовательского центра ДВО РАН, Хабаровск, Россия
*amakhinov@mail.ru

Heavy metal content in ice in the lower Amur River

A.N. Makhinov*, V.I. Kim, A.F. Makhinova, D.V. Matveenko

Institute for Water and Ecology Problems,
Khabarovsk Federal Research Center, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russia
*amakhinov@mail.ru

Received June 30, 2021 / Revised February 9, 2022 / Accepted April 1, 2022

Keywords: ***Amur River, ice varieties, heavy metal distribution.***

Summary

For the first time, the content of heavy metals in the river ice in the lower Amur River has been analyzed, taking into account the stratigraphic heterogeneity of the ice structure in the river channel. According to the conditions of origin and duration of formation, the main varieties of ice were identified – layered frozen ice, naled-type (icing) ice, and hummocky ice. The most widespread in the Amur ice cover is ice consisting of layers forming hummocky-frozen, hummocky-naled and homogeneous frozen ice sequences. The aim of the study was to determine the content of heavy metals in different ice varieties and the possibility of using this data to assess river pollution during the winter period. The highest content of heavy metals was found in the naled ice, which is due to its formation on the ice surface contaminated during the winter. The minimum content was found in the layered frozen ice, which is formed throughout the winter due to accretion from below. In the layers of hummocked ice formed for several days during the autumn ice drift, metals have average content and uniform distribution within the entire thickness. Influence of Khabarovsk city in winter period is most noticeable by the content of metals in the frozen variety of Amur river ice near its right bank, where the city is located. High concentrations were noted for Pb and Zn, and less pronounced for Cu and Ni. Ice is more informative object than water under the ice, and its chemical composition can serve as an indicator of the ecological state of the river during the freezing period.

Citation: Makhinov A.N., Kim V.I., Makhinova A.F., Matveenko D.V. Heavy metal content in ice in the lower Amur River. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (2): 251–260. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422020130, edn: epaoxs.

Поступила 30 июня 2021 г. / После доработки 9 февраля 2022 г. / Принята к печати 1 апреля 2022 г.

Ключевые слова: ***река Амур, разновидности льда, распределение тяжёлых металлов.***

Установлено содержание тяжёлых металлов в речных льдах различного происхождения в нижнем течении р. Амур в окрестностях г. Хабаровск. Ледяной покров реки представлен сочетаниями трёх разновидностей льда: намёрзшим, наледным и торосистым, которые различаются по условиям формирования, строению и распределению в них тяжёлых металлов. Повышенные содержания металлов во льду в зоне влияния города позволяют использовать их в качестве показателя экологического состояния реки во время ледостава.

Введение

Химический состав природных вод формируется под влиянием различных природных и антропогенных факторов, специфичных для разных регионов страны. Эпизодические гидрохимические исследования на реках Дальнего Востока показали существенную пространственно-временну́ю неоднородность содержания в воде различных химических веществ, прежде всего тяжёлых металлов [1, 2]. Сложное распределение металлов было установлено в реке Амур в связи со значительной шириной водного потока [3]. Изучение распределения

загрязняющих ингредиентов в широком речном русле имеет большое практическое значение, так как позволяет оценить влияние промышленных стоков и техногенных аварий на качество воды в условиях её слабого перемешивания в поперечном сечении, характерного для крупных рек. Вместе с тем сезонность влияния экологических факторов на гидрохимический режим рек определяет актуальность изучения особенностей распределения загрязняющих веществ в руслах рек в зимний период. Река Амур продолжительное время – с середины ноября и до конца апреля – покрыта льдом [4], поэтому особенно важно установить особенности распределения тяжёлых металлов в ледяной толще и зависимости их содержания от концентраций в подлёдной воде.

Гляциохимические процессы, происходящие при образовании ледяного покрова на Амуре, исследованы крайне слабо. Только немногие исследования [5, 6] посвящены вопросам криогенной метаморфизации химического состава природных льдов. Используя лёд как объект специального изучения, были выявлены некоторые особенности химического состава природных льдов на водных объектах Дальнего Востока, в том числе и для Амура [7, 8], однако при этом недостаточно учитывалась неоднородность речного льда. Изучение содержания химических веществ в ледяной толще в зависимости от её стратиграфических особенностей для выявления закономерностей распределения загрязнений по ширине реки и оценки роли антропогенного влияния в их распределении на Амуре раньше не проводилось. Оценка физических характеристик и особенностей строения речного льда необходима при разработке мероприятий по борьбе с ледовыми заторами [9] и для обеспечения безопасной хозяйственной деятельности на реках зимой.

Тяжёлые металлы могут служить надёжным показателем антропогенного влияния на реки, что широко используется в экологических исследованиях. Анализ их содержания в речном льду имеет важное значение для оценки загрязнения водотоков в зимний период, когда массовое получение гидрохимических характеристик воды затруднено. Гляциохимические исследования слоёв ледяной толщи позволяют получить достаточно полную картину динамики содержания металлов за весь период формирования льда в течение зимы.

Геоэкологические исследования речного льда Амура, выполненные в последние годы, выявили неоднородность содержания в нём химических и органических веществ [10]. Изучение процессов аккумуляции и трансформации токсичных веществ во льду показало свою эффективность при оценке влияния на Амур аварии на его крупнейшем притоке – реке Сунгари – осенью 2005 г. [11, 12]. Однако при выполнении подобных работ без учёта стратиграфических особенностей строения ледяной толщи возможна неточная и даже неправильная интерпретация полученных данных, поскольку условия и продолжительность льдообразования её различных слоёв существенно различаются.

Ледяной покров Амура характеризуется разнообразным строением на разных участках реки из-за его формирования под воздействием нескольких факторов – силы и продолжительности осеннего ледохода, наличия и размеров полыней, продолжительности и суровости зимы, активности наледеобразования и др. Таким образом, до настоящего времени изучение особенностей содержания тяжёлых металлов в речном льду Амура проводилось без учёта его стратиграфической неоднородности, обусловленной различным происхождением разных слоёв. Использованию данных о содержании металлов во льду для оценки его загрязнения в условиях антропогенного воздействия на водные экосистемы также не уделялось должного внимания.

Задачи настоящей работы – установить содержание тяжёлых металлов в речном льду реки Амур в зависимости от условий его образования и оценить влияние города Хабаровска на загрязнение льда и воды в зимний период.

Материал и методы

Исследования проводили в нижнем течении Амура, на участке, где река течёт одним руслом. В районе работ русло – прямолинейное, имеет ширину 1200 м и глубину 9–11 м в зимнюю межень. По ширине реки глубины изменяются незначительно, наибольшие отмечаются на середине потока. Ледостав на реке установился 24 ноября 2019 г. Толщина льда к концу зимы составила 100–120 см. Пробы льда и воды отобраны 27 февраля 2020 г. в поперечном створе реки на рассто-

янии 3,0 км ниже г. Хабаровск при максимальной толщине льда, которая отмечается к концу зимы. Непосредственно на месте определяли характер торосистости льда и протяжённость участков с разными его разновидностями по ширине русла. Одновременно измеряли толщину льда, глубину реки, среднюю и максимальную высоту торосов.

С помощью механического кольцевого бура пробурены три скважины – у левого берега (48°38,547' с.ш., 135°04,314' в.д.), на средине реки (48°38,026' с.ш., 135°04,929' в.д.) и вблизи правого берега (48°37,751' с.ш., 135°04,966' в.д.). Из каждой скважины получали керн диаметром 15 см и после осмотра делали его послойное описание. Определяли цвет, прозрачность льда, наличие и характер включений. Одновременно отбирали пробу воды подо льдом в каждой скважине. Для количественной оценки содержания металлов ледяной керн послойно распиливали на части через 15–25 см с учётом стратиграфии льда и характера включений. Из каждого керна отбирали по пять проб с целью выявления наиболее общих изменений в содержании металлов в ледяной толще. Наледную часть в керне льда выделяли по резко выраженному верхнему слою с желтоватым цветом и наличию в нём тёмных хлопьевидных включений. Пробы льда помещали в полиэтиленовые пакеты и доставляли в лабораторию, где их растапливали в стеклянной ёмкости при комнатной температуре и измеряли объём полученной воды. Пробы воды анализировали в аккредитованном аналитическом центре коллективного пользования Института тектоники и геофизики ДВО РАН. Для отделения взвешенной фазы пробы воды фильтровали (под вакуумом) с помощью ядерных фильтров с размером пор 0,45 мкм. В фильтратах, подкисленных HNO_3 до pH 2, определяли элементный состав растворённых форм металлов (Co, Cu, Zn, Cr, Fe, Mn, Cd, Pb) методом масс-спектрофотометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP MS) (прибор Elan 9000, Канада) по методике ПНДФ 14.1.2:4.135–98.

Основные особенности ледяного покрова р. Амур

Характеристика основных особенностей ледяного покрова Амура в нижнем течении приведена нами ранее в работе [13]. Было показано, что строение ледяного покрова в поперечном профиле русла – неоднородное. Вдоль берегов шириной от нескольких десятков до нескольких сотен метров обычно протягиваются слабо торосистые льды. Далее расположены изолированные друг от друга участки разного размера с ровной ледяной поверхностью, образованной на месте больших полыней, формирующихся во время осеннего ледохода за счёт неплотного смыкания больших ледяных полей. В стрежневой части потока выделяется зона шириной от 50 до 150 м сильно торосистых льдов. Максимальная толщина льда в разные годы колеблется в пределах 1,0–1,5 м. На Амуре в строении ледяной толщи участвуют три разновидности льда по условиям их образования: торосистый, намёрзший и наледный. В зависимости от их сочетаний на разных участках реки образуются разные типы льда: торосистый, торосисто-намёрзший, намёрзший, наледно-намёрзший и др. В зависимости от таких факторов, как уровни и расходы воды, температурные условия, продолжительность и мощность осеннего ледохода, распространение разных типов льда по годам изменяется. Ледяной покров р. Амур зимой 2019/20 г. на участке исследований имел следующие особенности (рис. 1).

Вдоль левого берега образовался слабо торосистый лёд небольшой толщины, лежащий на грунте. Далее в полосе шириной 110 м лёд был сильно торосистый с хаотическим нагромождением смёрзшихся ледяных обломков толщиной 10–12 см. Высота торосов достигала 1,2 м. Обломки имели разные размеры. Лёд содержал многочисленные мелкие воздушные пузырьки, придающие ему матовый оттенок. Значительную часть русла шириной 810 м занимает ровная поверхность, в пределах которой распространён прозрачной однородной лёд, формировавшийся в течение всей зимы на месте обширного участка открытой воды (полыньи) в начале ледостава. Ледяная толща разбита густой сетью трещин разной протяжённости и глубины (рис. 2, *а*). Лёд однородный, стекловидный, прозрачный, без включений (см. рис. 2, *б*). Толщина его в течение всей зимы постоянно увеличивалась за счёт нарастания слоёв со стороны нижней кромки. Скорость нарастания льда неодинакова в течение зимы – в районе Хабаровска она уменьшается от 3,7 см в день в ноябре до 0,2 см в день в начале марта [13].

Вдоль правого берега протягивается полоса шириной 280 м сильно торосистого льда матового цвета, состоящего из смёрзшихся обломков

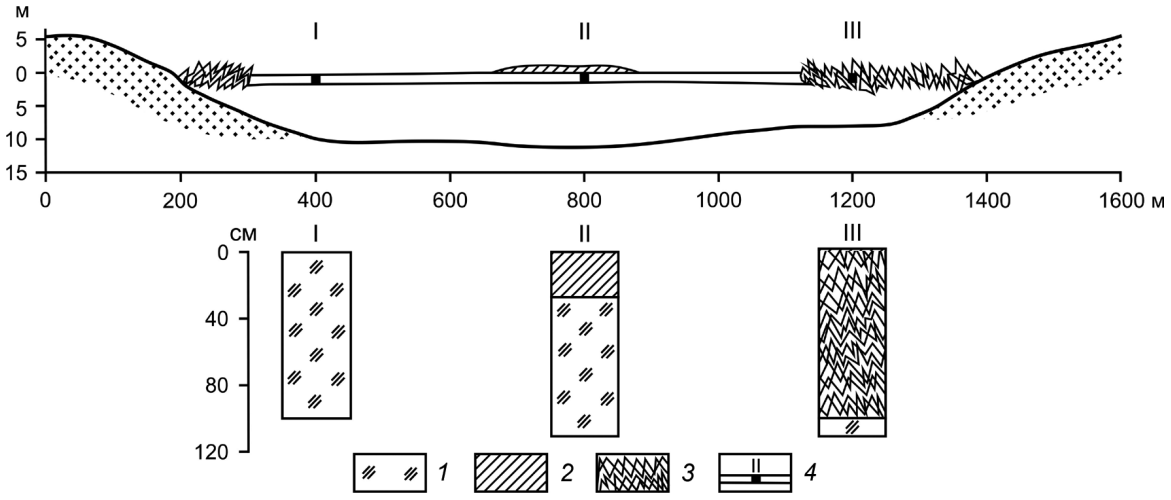


Рис. 1. Неоднородность строения льда в поперечном сечении р. Амур в районе г. Хабаровск (февраль 2020 г.). Разновидность льда: *1* – намёрзший; *2* – наледный; *3* – торосистый; *4* – места отбора проб льда и воды: I – левый берег; II – середина реки; III – правый берег

Fig. 1. The heterogeneity of the ice structure in the cross section of the Amur River near the city of Khabarovsk (February 2020)

1 – frozen ice; *2* – glacial ice; *3* – hummocky ice; *4* – sampling points for ice and water: I – the left bank; II – the middle of the river; III – the right bank

разных размеров, поверхности которых выделяются тёмными пятнами терригенно-биогенных включений. Она сформировалась в течение нескольких дней в начале зимы при достаточно высоких расходах воды и сразу после ледостава имела толщину 100 см. Торосы образуют хаотические нагромождения обломков льда высотой до 1,5 м (см. рис. 2, *в*). Общая толщина льда – 110 см, строение двухчленное – верхняя толща мощностью 100 см состоит из торосистого льда, нижняя мощностью 10 см – из прозрачного стекловидного, намёрзшего в конце зимы льда (см. рис. 2, *г*). Местами на ровной ледяной поверхности и торосистых участках посередине русла имеются протяжённые полосы наледного льда толщиной до 20 см, образовавшиеся в результате выдавливания воды по трещинам (см. рис. 2, *д*). Составная часть этого льда – снег, растаявший в момент поступления воды. Первичные неровности ледяной поверхности в результате образования наледного льда сглаживаются. Вся толща наледного льда имеет полупрозрачный матовый цвет с многочисленными рассеянными включениями главным образом терригенного материала (см. рис. 2, *е*).

Анализ содержания металлов в толще проводился для всех выделенных разновидностей льда. Учитывая особенности строения ледяной толщи, исследовали следующие типы льда: у левого берега – намёрзший, посередине русла – наледно-намёрзший, вблизи правого берега – торосисто-намёрзший.

Результаты исследований

Распределение металлов в различных типах ледяной толщи зависит от стратиграфических особенностей толщи и условий формирования отдельных слоёв.

Намёрзший лёд стекловидного облика представлен всей толщей у левого берега (100 см). Распределение металлов сверху вниз по разрезу имеет следующие особенности (табл. 1). Для большинства металлов отмечается увеличение их содержаний сверху вниз в верхней части толщи с максимальным содержанием в слое 40–60 см. В нижележащих слоях содержания Ni, Cu, Zn и Pb существенно уменьшаются за исключением Co и Cd. На глубине 40–60 см выделяется слой, по времени формирования соответствующий середине зимы, с повышенным содержанием всех металлов относительно их минимальных значений в других слоях этой толщи, особенно Fe (12,5 раз), Ni (8,9), Cr (8,0), Pb (5,5) и Zn (3,4). Отношение максимальных значений к минимальным для

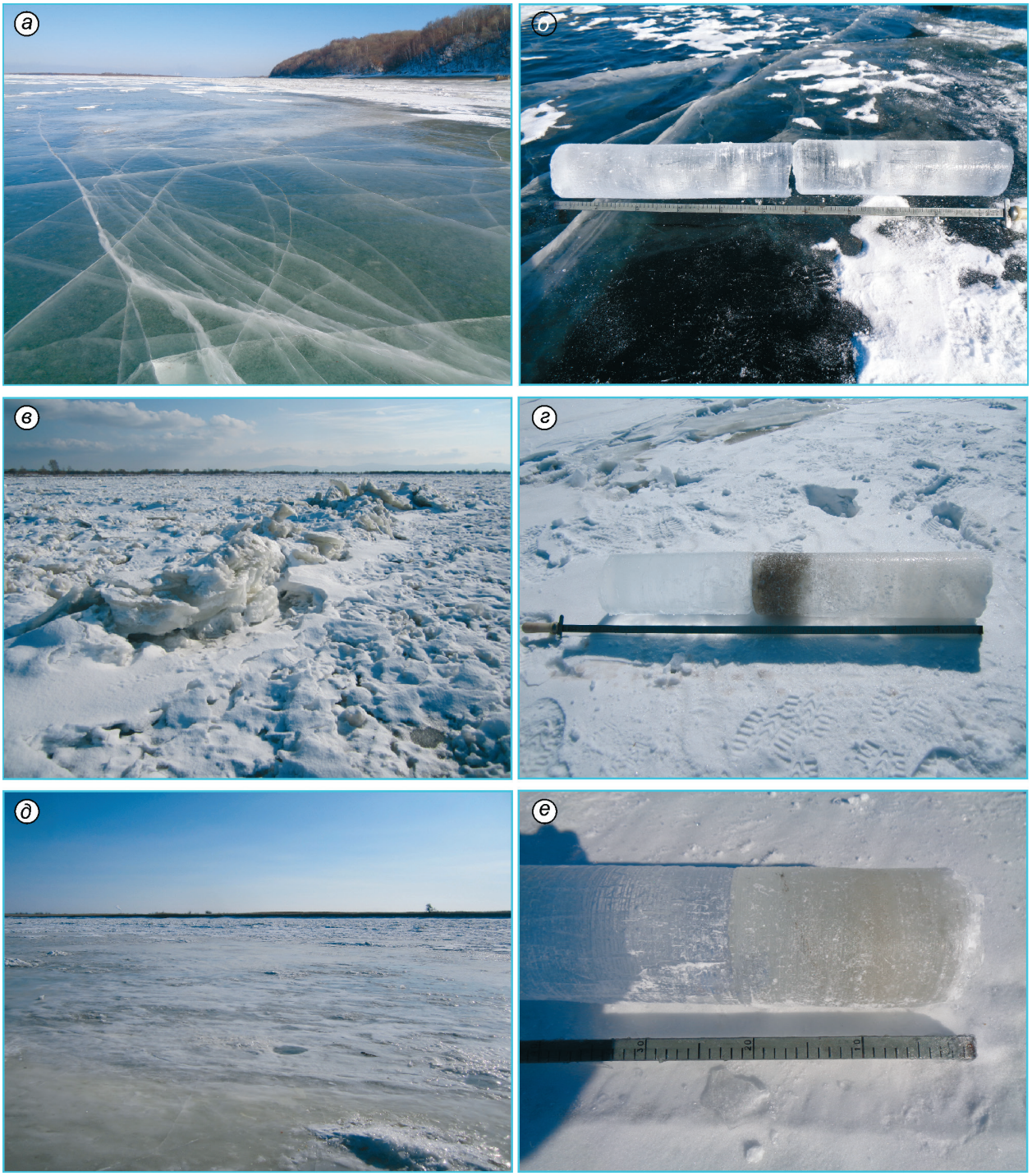


Рис. 2. Общий вид поверхности льда на различных участках р. Амур и полученные при бурении на них ледяные керны:
а, *б* – у левого берега; *в*, *г* – на середине реки; *д*, *е* – у правого берега
Fig. 2. General view of the ice surface in various sections of the Amur River and ice cores obtained during drilling on them:
а, *б* – on the left bank; *в*, *г* – in the middle of the river; *д*, *е* – on the right bank

остальных слоёв льда находится в пределах 1,5–3,0 раза, лишь для Fe и Pb данное соотношение составляет 8,2 и 3,8 раза соответственно.

Наледно-намёрзший лёд распространён на середине русла и характеризуется двухчленным строением. Под слоем наледного матового льда толщи-

Таблица 1. **Содержание металлов в различных разновидностях льда и подлёдной воде, мкг/дм³**

Слой льда, см	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	Pb	Fe	Mn
Намёрзший лёд (левый берег р. Амур)									
0–20	0,13	0,02	1,72	17,50	27,66	0,02	5,49	12,62	1,16
20–40	0,34	0,02	2,29	21,02	35,60	0,02	2,77	102,77	1,15
40–60	0,96	0,08	7,02	22,74	80,15	0,05	7,91	156,81	2,58
60–80	0,19	0,02	0,79	10,56	23,59	0,02	1,45	24,50	1,17
80–100	0,12	0,03	1,45	15,98	31,85	0,02	3,68	12,59	1,57
Вода	*0,41*	*0,14*	*1,14*	*3,22*	*18,52*	*0,04*	*0,17*	*580,14*	*43,36*
Наледно-намёрзший лёд (середина р. Амур)									
0–23	0,62	0,09	2,03	22,62	66,20	0,03	5,44	47,55	18,40
23–46	0,17	0,03	1,13	15,17	32,86	0,01	2,57	19,19	3,81
46–69	0,19	0,02	3,03	16,30	41,74	0,02	2,64	25,63	2,18
69–92	0,16	0,02	0,91	13,96	31,09	0,03	2,57	8,90	0,96
92–110	0,13	0,02	0,98	13,82	27,68	0,02	3,68	–	0,74
Вода	*0,63*	*0,15*	*1,24*	*4,79*	*12,46*	*0,01*	*0,21*	*497,23*	*27,17*
Торосисто-намёрзший лёд (правый берег р. Амур)									
0–28	0,30	0,07	2,91	15,76	40,54	0,03	5,07	18,90	10,71
28–56	0,43	0,04	3,05	23,78	47,76	0,04	3,79	27,38	5,93
56–76	0,17	0,05	2,46	13,54	34,66	0,03	3,18	34,77	11,53
76–100	0,29	0,06	2,78	21,43	53,37	0,02	9,31	127,96	21,07
100–110	0,23	0,05	5,44	38,69	68,20	0,04	8,16	19,69	3,37
Вода	*0,58*	*0,15*	*1,14*	*6,62*	*15,14*	*0,03*	*0,14*	*456,49*	*33,98*

ной 23 см залегает стекловидный прозрачный лёд (87 см), идентичный толще намёрзшего льда у левого берега реки. Распределение металлов в слоях намёрзшего льда в целом соответствует его распределению в аналогичной толще у левого берега (см. табл. 1). Здесь также в верхнем слое отмечаются повышенные содержания практически всех металлов по сравнению с самыми нижними слоями. На глубине 46–69 см чётко выделяется слой с наибольшим содержанием большинства металлов относительно их минимальных значений в нижележащих слоях: Fe – в 2,9, Ni – в 3,3, Cr – в 1,5, Zn – в 1,5 и Cu – в 1,2 раза. Наледный слой отличается от слоёв расположенного ниже намёрзшего стекловидного льда количественными характеристиками химического состава. Содержание металлов в нём заметно превышает аналогичный осреднённый показатель для всей нижележащей толщи намёрзшего льда. Наибольшее различие характерно для Cr (3,8), Mn (14,9) и Fe (2,7 раза). Для других тяжёлых металлов превышение составляет от 1,5 до 2 раз. Повышенные содержания металлов в наледном льду объясняются включением в него загрязнённого снега при его таянии в толще выступившей из-подо льда воды.

Торосисто-намёрзший лёд, распространённый вдоль правого берега реки, также имеет двухчленное строение. Верхняя торосистая толща (100 см) состоит из отдельных обломков битого льда, принесённых из разных мест и смёрзшихся во время осеннего ледохода. Нижний слой толщиной 10 см состоит из намёрзшего в самом конце зимы льда. Для металлов в толще торосистого льда характерно неравномерное распределение их максимальных содержаний по слоям (см. табл. 1). Это связано с хаотическим нагромождением смёрзшихся обломков, перемешанных в водном потоке во время ледохода. Наибольшая концентрация Cr, Ni и Cu отмечается в верхних слоях, а Zn, Fe и Pb – в нижнем. При этом на глубине 56–76 см выделяется слой с минимальными значениями содержания металлов, что обусловлено наименьшим количеством загрязнённых обломков льда в этом слое. Отношение максимальных и минимальных значений в разных слоях этой толщи не столь велики, как в намёрзшем льду, и составляют для Pb – 2,9, Cr – 2,5, Cu – 1,8, Zn – 1,5, Fe – 6,8, Mn – 3,6 раза. В нижнем намёрзшем слое льда по сравнению с вышележащими торосистыми слоями отме-

чается повышенное содержание Ni, Cu и Zn в 2–3 раза, а несколько меньшее – Cr, Fe и Mn.

В нижнем течении Амура, кроме рассмотренных типов, встречаются и другие сочетания слоёв льда разного происхождения, образующие торосистый, торосисто-наледно-намёрзший, наледно-торосистый и другие типы ледовой толщи. На исследованном участке ниже Хабаровска в 2020 г. они не формировались, поэтому в дальнейшем будет интересно изучение распределения металлов в этих типах льда.

Обсуждение результатов

В результате анализа полученных данных установлено существенное различие в распределении металлов в толще льда не только на разных участках реки, но и в разновидностях льда различного происхождения, что показывают сравнения их средних показателей. Наименьшие средние содержания тяжёлых металлов отмечаются в намёрзшем льду (табл. 2). Несколько более высокие концентрации характерны для торосистого льда. При этом для разных металлов соотношение каждого из них в различных разновидностях льда неодинаково. Показатели для большинства металлов в намёрзшем и торосистом льдах довольно близки, с небольшим преобладанием в торосистом льду Cr, Cu, Zn, Pb и Fe. Более существенна разница отмечается для Ni (1,3) и Mn (7,2 раза).

Содержание металлов в наледном льду существенно выше, чем в намёрзшем и торосистом. Для Cr она в два раза больше, а для Cu, Zn и Mn – в 1,2–1,5 раза. Лишь содержание Ni меньше в наледном льду по сравнению с другими его разновидностями, что может быть связано с его небольшим аэрогенным поступлением. Повышенные содержания металлов в наледном льду объясняются включением в него загрязнённого снега при его таянии в толще выступившей из-подо льда воды. Снежный покров на льду Амура распространён неравномерно, но на рассматриваемом участке во время исследований он составлял 10–12 см. К концу зимы снег был загрязнён в результате воздушного переноса тонкого терригенного материала и аэрозольных выбросов преимущественно энергетических предприятий Хабаровска.

Таблица 2. **Средние содержания металлов в различных разновидностях льда, мкг/дм^3**

Разновидность льда	Cr	Ni	Cu	Zn	Pb	Fe	Mn
Намёрзший	0,27	2,15	16,3	36,9	3,64	45,4	1,70
Торосистый	0,30	2,80	18,6	44,1	5,34	52,2	12,3
Наледный	0,62	2,03	22,6	66,2	5,44	47,8	18,40

Особенность намёрзших льдов – наличие слоёв с максимальным (40–60 см) и минимальным (60–100 см) содержанием всех химических компонентов. Широкий диапазон показателей отношений максимальных значений к их минимальным значениям (2,2–8,8) показывает различную интенсивность вовлечения металлов в лёд при разной скорости промерзания и температуре воды на границе лёд–вода. Слой 40–60 см с максимальными показателями концентраций элементов по времени формирования соответствует середине зимы, когда температура воздуха составляет от −25 до −30 °С в течение 20–25 дней, а мощность ледяного покрова ещё невелика. В этих условиях на нижней границе льда показатели границы температурной эвтектики могут несколько понижаться и при активном проявлении криогенных процессов химические элементы вовлекаются с разной скоростью. Повышение температуры воздуха во второй половине зимы до −18 °С и толщины льда до 60 см способствует увеличению температуры на границе фазы вода–лёд; температура эвтектики возрастает, и это приводит к снижению показателей концентраций элементов и формированию слоя 60–80 см с минимальным их содержанием.

Криогенные процессы активизируют не только фазовые переходы воды в лёд, но и вызывают сложные физико-химические преобразования в охлаждённой воде на границе со льдом [6]. По мере достижения подлёдной водой эвтектических точек начинается образование кристаллогидратов и избирательное вовлечение химических компонентов в лёд. В природной речной воде эвтектические точки, как правило, смещаются в ту или иную сторону, что нарушает соотношение скоростей сорбции ионов и образование кристаллогидратов на поверхности льда; в конечном счёте это приводит к различным показателям концентрации металлов в разных слоях льда по мере его нарастания.

Полученные данные позволяют установить распределение тяжёлых металлов по ширине

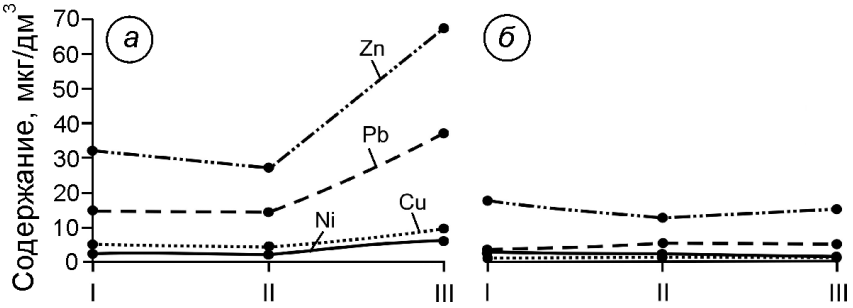


Рис. 3. Содержание некоторых тяжёлых металлов в нижнем слое намёрзшего льда (*а*) и в воде р. Амур подо льдом (*б*):
I – у левого берега; II – на середине реки; III – у правого берега
Fig. 3. The content of metals in the lower layer of frozen ice (*а*) and the water of the Amur River (*б*):
I – on the left bank; II – in the middle of the river; III – on the right

Амура в подлёдной воде и толще льда, что имеет практический интерес. Анализ этих материалов важен для оценки влияния на загрязнение реки Хабаровска, расположенного на правом берегу Амура, выше по течению участка исследований. Загрязнение льда у левого берега реки с урбанизированной территории не установлено из-за слабого перемешивания водных масс в зимнее время на небольшом расстоянии от города. Для исключения влияния неоднородности льда при сравнении содержания в нём металлов использовались данные измерений в самом нижнем слое, поскольку он формировался в одинаковых условиях и в одно и то же время на разных участках русла.

Выявлена чётко выраженная зависимость содержания некоторых металлов в этом слое льда в поперечном сечении реки (рис. 3, *а*). Если у левого берега и на середине русла содержание металлов характеризуется близкими значениями, то у правого берега оно заметно увеличивается. Содержания Pb и Ni к этому берегу возрастают в 1,2–1,5 раза, а Cu и Zn – в 2,8 и 2,4 раза соответственно.

Увеличение содержания металлов во льду у правого берега, вероятно, обусловлено кумулятивным эффектом влияния города, когда при формировании слоя льда в течение нескольких десятков дней с минимальной скоростью намерзания, характерного для конца зимы, в нём происходит накопление металлов. В этом отношении лёд ведёт себя аналогично донным отложениям, которые в русле Амура ниже Хабаровска представляют собой надёжный критерий загрязнённости реки [14]. Сравнение содержаний различных металлов в нижнем слое намёрзшего льда и подлёдной воде показало их разное соотношение. В намёрзшем льду содержание Co и Cu больше чем в воде в 5–7 раз, Pb – в 10–15 раз, Zn – в 1,2–2,0 раза. Для Cr отмечается обратное соотношение: его во льду в 2–4 раза меньше чем в воде, а Fe и Mn меньше соответственно в 46,1 и 37,4 раза. Ni и Cd не имеют чётко выраженных повышенных концентраций во льду или в воде.

В подлёдной воде содержание таких металлов, как Pb, Cu, Zn и Ni, слабо изменяется по ширине реки (см. рис. 3, *б*), что может быть связано с достаточно хорошим перемешиванием при небольшой ширине водного потока зимой, слабым влиянием притоков из-за их малой водности и незначительным поступлением стоков с городской территории в холодный сезон года. Вместе с тем в подлёдной воде отмечается превышение ПДК для рыбохозяйственных водоёмов по Cu (в 3,2–6,6 раза), Zn (1,2–1,9), Fe (4,6–5,8) и Mn (2,7–4,3). Для вод питьевого назначения ПДК превышены по Fe и в одной пробе – по Cu. Высокие значения ПДК могут быть связаны с хроническим загрязнением Амура этими металлами в результате развитой промышленности в бассейне Амура и высокого природного содержания Fe и Mn в водах реки в нижнем течении [10]. Таким образом, содержание металлов во льду более информативно для выявления загрязнений реки в зимнее время, чем в подлёдной воде.

Заключение

Впервые проведён анализ содержания тяжёлых металлов в различных разновидностях льда реки Амур, условия и продолжительность фор-

мирования которых существенно различаются. Это позволит совершенствовать геоэкологический анализ речного льда, применяемый для оценки загрязнения рек в зимний период. Для торосистого льда в целом характерно хаотическое распределение металлов по всей толще, что объясняется её быстрым формированием в период короткого времени – осеннего ледохода, продолжающегося в течение нескольких дней. Включение в смёрзшуюся толщу обломков льда, принесённых из расположенных выше участков речного русла, обусловило максимумы содержания разных металлов в различных слоях ледяного керна торосистого льда. В толще нарастающего в течение всей зимы льда повышенное содержание тяжёлых металлов отмечается в верхних слоях, формировавшихся в начале зимы. В нижних слоях содержание их снижается из-за уменьшения поступления загрязняющих веществ в реку Амур к концу зимы. Вместе с тем внутри толщи имеются отдельные слои с повышенным содержанием металлов, что может быть связано с особенностями механизма их включения в лёд в разных температурных условиях нарастания льда.

Наиболее высокие концентрации металлов установлены в наледном льду, образующемся на поверхности ледяного покрова Амура. Наледи формируются в основном в конце зимы из-за выдавливания воды по трещинам. В их состав включаются аэрогенные загрязнения, накопленные на поверхности льда и в снежном покрове. Распределение металлов в ледяной толще, состоящей из слоёв различного по происхождению льда, зависит от её стратиграфических особенностей. Оно характеризуется повышенным содержанием тяжёлых металлов в верхних слоях льда, представленных в русле Амура торосистым и наледным разновидностями льда. Без учёта выявленных особенностей строения льда возможна неправильная интерпретация полученных данных о загрязнении реки в зимний период. Влияние города Хабаровска в зимний период наиболее заметно по содержанию некоторых тяжёлых металлов в намерзающем льду реки Амур. Установлены повышенные содержания в нём Pb, Zn, Cu и Ni. Различия в содержании металлов в подлёдной воде в поперечном сечении Амура незначительны в зимний сезон и не отражают влияние промышленного загрязнения со стороны Хабаровска. Лёд в этом отношении – более информативный объект, и его химический состав может служить показателем экологического состояния реки в период ледостава.

Для установления экологического состояния рек перспективны гляциохимические исследования на основе сопряжённого анализа состава тяжёлых металлов в отдельных разновидностях льда и воды. Подобные работы будут интересны для оценки трансграничного загрязнения реки Амур.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-55-80022/20.

Acknowledgments. The study was carried out with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research (RFBR) within the framework of the scientific project № 19-55-80022/20.

Литература

1. *Чудаева В.А.* Миграция химических элементов в водах Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2002. 392 с.
2. *Шулькин В.М.* Роль крупных коллоидов в химическом составе речных вод на примере рек юга Дальнего Востока РФ // Материалы XII совещания географов Сибири и Дальнего Востока, 28 сентября – 1 октября 2021 г. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 2021. С. 105–108.
3. *Чудаева В.А.* Тяжелые металлы в р. Амур // Биогеохимические и экологические исследования природных и техногенных объектов экосистем Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1996. С. 147–183.

References

1. *Chudaeva V.A. Migratsiya khimicheskikh elementov v vodakh Dalnego Vostoka*. Migration of chemical elements in the waters of the Far East. Vladivostok: Dalnauka, 2002: 392 p. [In Russian].
2. *Shulkin V.M.* The role of large colloids in the chemical composition of river waters on the example of rivers in the south of the Far East of the Russian Federation. *Materialy XII soveshchaniya geografov Sibiri i Dalnego Vostoka. 28 sentyabrya – 1 oktyabrya 2021 g.* Materials of the XII Meeting of geographers of Siberia and the Far East, September 28 – October 1, 2021. Vladivostok: TIG DVO RAN, 2021: 105–108. [In Russian].
3. *Chudaeva V.A.* Heavy metals in the Amur river. *Biogeokhimicheskiye i ekologicheskiye issledovaniya prirodnykh i tekhnogennykh obyektov ekosistem Dalnego Vostoka.* Biogeochemical and ecological studies of natural

4. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. I. Вып. 19. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 412 с.
5. *Иванов А.В.* Теория криогенных и гляциогенных гидрохимических процессов. М.: ВИНИТИ, 1987. 236 с.
6. *Иванов А.В.* Криогенная метаморфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод. Хабаровск: Дальнаука, 1988. 164 с.
7. *Иванова В.И., Гончаров А.Ф.* Микроэлементный состав снежного покрова, льда и воды Амура // Гляциохимические и криогенные гидрохимические процессы. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 106–108.
8. *Иванов А.В.* Формирование химического состава природных льдов Сибири и Дальнего Востока // МГИ. 1989. Вып. 67. С. 67–83.
9. *Tao Wang, Xinlei Guo, Hui Fu, Yongxin Guo, Xuming Peng, Yunan Wu, Jiazhen Li and Yinyin Xia.* Effects of Water Depth and Ice Thickness on Ice Cover Blasting for Ice Jam Flood Prevention: A Case Study on the Heilong River, China // Water. 2018. № 10. 700. doi: 10.3390/w10060700.
10. *Кондратьева Л.М.* Геоэкологические исследования речного льда // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2010. № 6. С. 511–520.
11. *Шестеркин В.П., Шестеркина Н.М., Форина Ю.А., Ри Т.Д.* Трансграничное загрязнение Амура в зимнюю межень 2005–2006 гг. // География и прир. ресурсы. 2007. № 2. С. 40–44.
12. *Кондратьева Л.М., Бардюк В.В., Жуков А.Г.* Аккумуляция и трансформация токсичных веществ во льдах рек Амур и Сунгари после техногенной аварии в Китае в 2005 г. // Лёд и Снег. 2011. № 2 (114). С. 105–116.
13. *Махинов А.Н., Ким В.И., Матвеенко Д.В.* Строение и многолетняя динамика ледяного покрова в нижнем течении реки Амур // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 117–126. doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-117-126.
14. *Махинов А.Н., Лю Шугуан, Махинова А.Ф., Чаомин Даи.* Влияние наводнений и урбанизации на содержание тяжелых металлов в воде и донных отложениях реки Амур // Экология и промышленность России. 2020. Т. 24. № 12. С. 32–38. doi: 10.18412/1816-0395-2020-12-32-38.

and technogenic objects of ecosystems of the Far East. Vladivostok: Dalnauka, 1996: 147–183. [In Russian].
4. *Mnogoletnie dannye o rezhime i resursakh poverkhnostnykh vod sushi.* Longterm data on the regime and resources of surface waters of the land. V. I. Is. 19. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1986: 412 p. [In Russian].
5. *Ivanov A.V. Teoriya kriogennykh i glyatsiogennykh gidrokhimicheskikh protsessov.* Theory of cryogenic and glaciogenic hydrochemical processes. Moscow: VINITI, 1987: 236 p. [In Russian].
6. *Ivanov A.V. Kriogennaya metamorfizaciya himicheskogo sostava prirodnih ldov_ zamerzayuschih i talih vod.* Cryogenic metamorphization of the chemical composition of natural ice, freezing and meltwater. Khabarovsk: Dalnauka, 1988: 164 p. [In Russian].
7. *Ivanova V.I., Goncharov A.F.* Trace element composition of snow cover, ice and water of the Amur. *Glyatsiokhimicheskiye i kriogennyye gidrokhimicheskiye protsessy.* Glaciochemical and cryogenic hydrochemical processes. Vladivostok: FEB AN USSR, 1989: 106–108. [In Russian].
8. *Ivanov A.V.* Formation of the chemical composition of natural ice in Siberia and the Far East. *Materiali glyaciologicheskih issledovanii.* Data of Glaciological Studies. 1989, 67: 67–83. [In Russian].
9. *Tao Wang, Xinlei Guo, Hui Fu, Yongxin Guo, Xuming Peng, Yunan Wu, Jiazhen Li and Yinyin Xia.* Effects of Water Depth and Ice Thickness on Ice Cover Blasting for Ice Jam Flood Prevention: A Case Study on the Heilong River, China. Water. 2018, 10: 700. doi:10.3390/w10060700.
10. *Kondratieva L.M.* Geoecological studies of river ice. *Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya. Gidrogeologiya. Geokriologiya.* Geoecology. Engineering geology. Hydrogeology. Geocryology. 2010, 6: 511–520. [In Russian].
11. *Shesterkin V.P., Shesterkina N.M., Forina Yu.A., Ree T.D.* Transboundary pollution of the Amur during the winter low-water period 2005-2006. *Geografiya i prirodnyye resursy.* Geography and natural resources. 2007, 2: 40–44. [In Russian].
12. *Kondratyeva L.M., Bardyuk V.V., Zhukov A.G.* Accumulation and transformation of toxic substances in the ice of the Amur and Sungari rivers after a technogenic accident in China in 2005. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2011, 2 (114): 105–116. [In Russian].
13. *Mahinov A.N., Kim V.I., Matveenko D.V.* The structure and long-term dynamics of the ice cover in the lower reaches of the Amur River. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (1): 117–126. doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-117-126. [In Russian].
14. *Mahinov A.N., Lyu Shuguan, Mahinova A.F., Chaomin Dai* The impact of floods and urbanization on the content of heavy metals in the water and bottom sediments of the Amur River. *Ekologiya i promishlennost Rossii.* Ecology and industry of Russia. 2020, 24 (12): 32–38. doi: 10.18412/1816-0395-2020-12-32-38. [In Russian].

УДК 550.46:551.467 DOI: 10.31857/S2076673422020131, EDN: EPFOSX

Взаимосвязь строения и химического состава прибрежно-морского и озёрного льда в районе мыса Марре-Сале, Западный Ямал

© 2022 г. В.И. Бутаков[1*], Я.В. Тихонравова[2], Е.А. Слагода[3]

[1]Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия; [2]Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия; [3]Институт криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН, Тюмень, Россия
*vladbutakov@yahoo.com

Relationship between structure and chemical composition of fast sea and lake ice in the Cape Marre-Sale area, Western Yamal

V.I. Butakov[1*], Ya.V. Tikhonravova[2], E.A. Slagoda[3]

[1]Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia; [2]Melnikov Permafrost Institute, Yakutsk, Russia;
[3]Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia
*vladbutakov@yahoo.com

Received September 6, 2021 / Revised February 10, 2022 / Accepted April 1, 2022

Keywords: ***fast sea ice, lake ice, ionic composition of ice, trace elements of ice, texture and microstructure of ice, hydrosphere clarke, europium and cerium anomalies.***

Summary

The texture, structure, ionic and trace element composition of samples of fast (coastal-sea) and lake ice collected in 2014 in the area of Cape Marre-Sale (the North-Western Siberia) were analyzed. The following main types of the ice structure were identified in ice sections: firn ice with randomly oriented small crystals; lake large- and small-crystalline bubble ice; layered fast sea ice with small isometric and vertically elongated crystals. The upper part of the lake ice is formed by recrystallized snow containing marine aerosols and lake water. The coefficient of involvement of the main ions from the solution during the ice formation varies for lake ice from 0.02 to 1.51, for sea ice – from 0.10 to 0.23, and for coastal-marine - from 0.03 to 0.04. The difference in the degree of ion involvement into the lake ice is related to the sources of components entering the process of formation of firn and large ice crystals from lake water. Coastal sea ice has high concentrations of trace elements relative to the clarks of sea waters. The income of trace elements into the coastal sea ice is probably determined by continental runoff. It is established that the mineralization of seasonal ice increases with a decrease in the size of crystals. The dependence of the values of the Europium anomaly on the rate of ice formation was revealed. The Europium anomaly in coastal sea ice is inherited from seawater, and the upper part of lake ice is inherited from precipitation.

Citation: Butakov V.I., Tikhonravova Ya.V., Slagoda E.A. Relationship between structure and chemical composition of fast sea and lake ice in the Cape Marre-Sale area, Western Yamal. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (2): 261–274. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422020131, edn: epfosx.

Поступила 6 сентября 2021 г. / После доработки 10 февраля 2022 г. / Принята к печати 1 апреля 2022 г.

Ключевые слова: ***прибрежно-морской лёд, озёрный лёд, ионный состав льда, микроэлементный состав льда, текстура и структура льда, кларк гидросферы, европиевая и цериевая аномалии.***

Проанализированы текстура, структура, ионный и микроэлементный состав озёрного и прибрежно-морского льда, отобранного в районе мыса Марре-Сале (Западный Ямал) в 2014 г. Верхняя часть озёрного льда представляет собой фирнизированный снег, имеющий в химическом составе признаки влияния морского аэрозоля. Прибрежно-морской лёд характеризуется слоистой структурой и высокими содержаниями микроэлементов относительно кларков морских вод, источником которых служит континентальный сток. Установлено, что минерализация сезонных льдов увеличивается с уменьшением размеров кристаллов.

Введение

Криолитологический разрез в районе полярной станции Марре-Сале имеет длительную историю изучения, которая сопровождается дискуссией о происхождении массивных залежей пластового льда [1–3]. Погребение различных поверхностных сезонных льдов в мёрзлой толще часто встречается в современных условиях, в том числе на севере Западной Сибири. На морские берега выносит прибрежные и припайные морские льды, реже многолетние морские паковые льды, иногда айсберги. Озёра небольших размеров часто промерзают до дна и могут быть

погребены осадками в процессе последующего накопления отложений. Небольшие по протяжённости залежи льда пластовой и линзовидной форм часто представляют собой погребённый лёд водоёмов [4]. На морском берегу наибольшую вероятность включения в мёрзлую толщу и захоронение в береговом обрыве имеет прибрежно-морской лёд. В отличие от морского льда прибрежно-морской лёд имеет иные условия формирования, строение и химический состав. Однако его структурно-текстурные характеристики и химический состав в литературе освещены недостаточно, что усложняет определение генезиса льда для палеореконструкций. Идентификация происхождения и природы подземного льда – сложная задача криолитологии, поскольку разные типы льда трудно различить только на основе полевых наблюдений. Абсолютных методов и критериев диагностики, позволяющих отличить один тип льда от другого, не существует [5]. Для диагностирования льда исследования должны основываться на сочетании двух или более подходов, например, криостратиграфии, геохимии и кристаллографии [6–8].

Изучению кристаллической структуры природного льда посвящено много работ [9–10]. Некоторые авторы отмечают, что минерализация воды – один из факторов, определяющих строение льда [11–12]. Озёра, расположенные в непосредственной близости от моря, подвергаются воздействию морских аэрозолей, попадающих в воду вместе с атмосферными осадками и в меньшей степени – при сухом осаждении. Главный процесс удаления аэрозольных частиц из атмосферы на поверхность – очищение воздуха осадками. Вклад сухого осаждения в общую скорость удаления аэрозолей из атмосферы составляет от 10 до 20% [13]. Концентрирование и перераспределение солей в процессе льдообразования относятся к факторам формирования природных геохимических аномалий. Вовлечение ионов в ледовую фазу изучено главным образом для рассолов с высокой минерализацией [14] и озёрных льдов [15]. Химический состав морских льдов наследуется из морской воды. Однолетний арктический морской лёд наследует хлоридно-натриевый состав морской воды, но с меньшей минерализацией – от 3 до 7 г/дм^3 [16]. Химический состав озёрных льдов наследуется из озёрной воды, но с минерализацией примерно в 10 раз меньшей, коэффициенты вовлечения ионов индивидуальны для разных водоёмов [15, 17]. Минерализация озёрного льда неоднородна по глубине: верхние части льда более минерализованы из-за быстрой кристаллизации воды [18].

Цель исследования – установить взаимосвязь структуры и химического состава сезонных льдов с учётом влияния условий формирования льда на примере прибрежно-морского и озёрного льдов в районе мыса Марре-Сале на Западном Ямале.

Район и методы исследований

По материалам бурения 2014 г. были изучены текстура и структура, ионный и микроэлементный состав прибрежно-морского льда Байдарацкой губы и озёрного льда в районе мыса Марре-Сале на Западном Ямале. Керн озёрного льда мощностью 0,55 м отобран из оз. Сюртав-Малто, находящегося в 5–6 км на юго-востоке от полярной станции. Химический состав вод озера приведён в монографии Л.Н. Крицук [2]. Вода озера имеет минерализацию 130 мг/дм^3 и гидрокарбонатно-хлоридный, магниево-натриевый состав. Ледяные керны прибрежно-морского льда Байдарацкой губы вертикальным размером до 0,6 м отобраны в 0,9 км от берега в районе мыса Марре-Сале на Западном Ямале между торосами и под снятым рыхлым снежным покровом мощностью 35 см. Также отобран керн в 0,2 км от берега напротив устья ручья. Рельеф дна прибрежной зоны с ложбинами глубиной 3 м разделён сериями подводных вдольбереговых валов, где в период становления припая аккумулируются торосы и стамухи.

Текстура и структура кернов прибрежно-морского и озёрного льдов были изучены в Институт криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН. В исследованиях льда использованы главные принципы петрографического метода [19], дополненные П.А. Шумским [9] и Б.А. Савельевым [10]. Текстура льда изучена в проходящем свете, в шлифе отмечены цвет, слоистость, взаимное расположение воздушных и органоминеральных включений. Для просмотра структуры льда использовался поляроид с диаметром стекла 10 см, оценивались форма и ориентировка кристаллов в шлифе. Кристаллографические параметры определяли по фо-

тографиям структуры льда с масштабом в оригинальной программе «Crystal». В программе были рассчитаны параметры, характеризующие размеры, форму и ориентировку кристаллов в шлифе: а) площади кристаллов – средняя S, максимальная S_{max} и минимальная S_{min}; б) средний диаметр кристаллов D; в) максимальная диагональ для каждого кристалла l_{max}; г) коэффициент различия размеров кристаллов в шлифе или выделенном слое C_{diff}, где $C_{diff} \leqslant 10$ – кристаллы однородны по размеру, $C_{diff} > 10$ – неоднородны. Монолиты прибрежно-морского и озёрного льда были сохранены в мёрзлом состоянии до проведения химических анализов. Химический анализ выполнен в Лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН, г. Иркутск. Льды были зачищены, промыты дистиллированной водой, расплавлены и отфильтрованы через мембранные (поликарбонатные) фильтры с диаметром пор 0,45 мкм. Катионы в расплавах льда (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}) измеряли методом атомной абсорбции на пламенном спектрофотометре (AAS-30, Karl Zeiss Jena, Германия). Анионы (SO_4^{2-}, NO_3^-, Cl^-) определяли методом высокоэффективной жидкостной хроматографии (Миллихром А-02, Эконова, Россия), гидрокарбонаты (HCO_3^-) – потенциометрическим титрованием. В качестве калибровочных растворов использовали стандарты фирмы Cica-Reagent (Япония). Микроэлементный состав находили масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой (Agilent 7500ce, Agilent Technologies Inc., США). В качестве калибровочного раствора использовали 68-элементный стандартный раствор фирмы High Purity Standards (США). В программе «Geochem Anomaly» проведён сравнительный анализ результатов исследований 63-х элементов во льду с составом речных и морских вод [20].

По результатам химического анализа рассчитаны коэффициенты вовлечения $K_в$ в ледовую фазу, выраженные как $K_в = M_{лёд}/M_{рассол}$, где $M_{лёд}$ и $M_{рассол}$ соответственно концентрации веществ во льду и в льдообразующей воде [14]. Для анализа состава лантаноидов применён метод нормализации к составу в сланце NASC (North American Shale Composite) [21]. Содержания лантаноидов оценены по величинам цериевой Ce_{an} и европиевой Eu_{an} аномалий и соотношению лёгких и тяжёлых $Л_{La}/T_{La}$ элементов, выраженных следующим образом [22, 23]:

$$Ce_{an} = Ce/Ce_{NASC}/(2/3La/La_{NASC} + 1/3Nd/Nd_{NASC});$$

$$Eu_{an} = 2Eu/Eu_{NASC}/(Sm/Sm_{NASC} + Gd/Gd_{NASC});$$

$$(Л_{La}/T_{La})_{NASC} = (La/La_{NASC} + 2Pr/Pr_{NASC} + Nd/Nd_{NASC})/(Er/Er_{NASC} + Tm/Tm_{NASC} + Yb/Yb_{NASC} + Lu/Lu_{NASC}),$$

где NASC – Северо-Американский сланец; Ce_{NASC}, La_{NASC}, Nd_{NASC}, Eu_{NASC}, Sm_{NASC}, Gd_{NASC}, Pr_{NASC}, Er_{NASC}, Tm_{NASC}, Yb_{NASC}, Lu_{NASC} – соответственно церий, лантан, неодим, европий, самарий, гадолиний, празеодим, эрбий, тулий, иттербий, лютеций, содержащиеся в NASC.

Текстура и структура сезонных льдов

Озёрный лёд со вскрытой мощностью 0,55 м в верхней части белого цвета имеет слоистую текстуру за счёт распределения скоплений пузырьков воздуха; в нижней части он прозрачный с рассеянными мелкими пузырьками воздуха. Лёд визуально был разделён на четыре горизонтальных слоя (рис. 1, табл. 1).

Слой 1 (0–23 см) – лёд с большим количеством крупных и мелких пузырей воздуха, придающих ему белёсый цвет. Структуру льда слагают хаотично ориентированные мелкие кристаллы ($l_{max} = 0{,}1 \div 0{,}7$ см, $S = 0{,}04$ см^2) округлой и угловатой форм. Визуально выражена дифференциация размеров – в прослоях с большим количеством пузырьков и скоплений воздуха кристаллы льда мельче, чем в более прозрачных прослоях. Нижняя граница слоя волнистая.

Слой 2 (23–25 см) – белесый лёд с меньшим количеством пузырьков воздуха. Структуру льда слагают вытянутые вертикально более крупные кристаллы ($l_{max} = 0{,}2 \div 1{,}2$ см, $S = 0{,}1$ см). Нижняя граница слоя резкая, волнистая за счёт внедрения вертикально удлинённых кристаллов.

Слой 3 (25–30,5 см) – лёд белёсого цвета из-за скоплений и отдельных пузырей воздуха. Структуру льда образуют хаотично ориентированные мелкие кристаллы главным образом изометричной и слабоудлинённой форм ($l_{max} = 0{,}1 \div 0{,}7$ см, $S = 0{,}03$ см^2). На границе с нижележащим слоем отмечены горизонтально вытянутые укрупнённые кристаллы

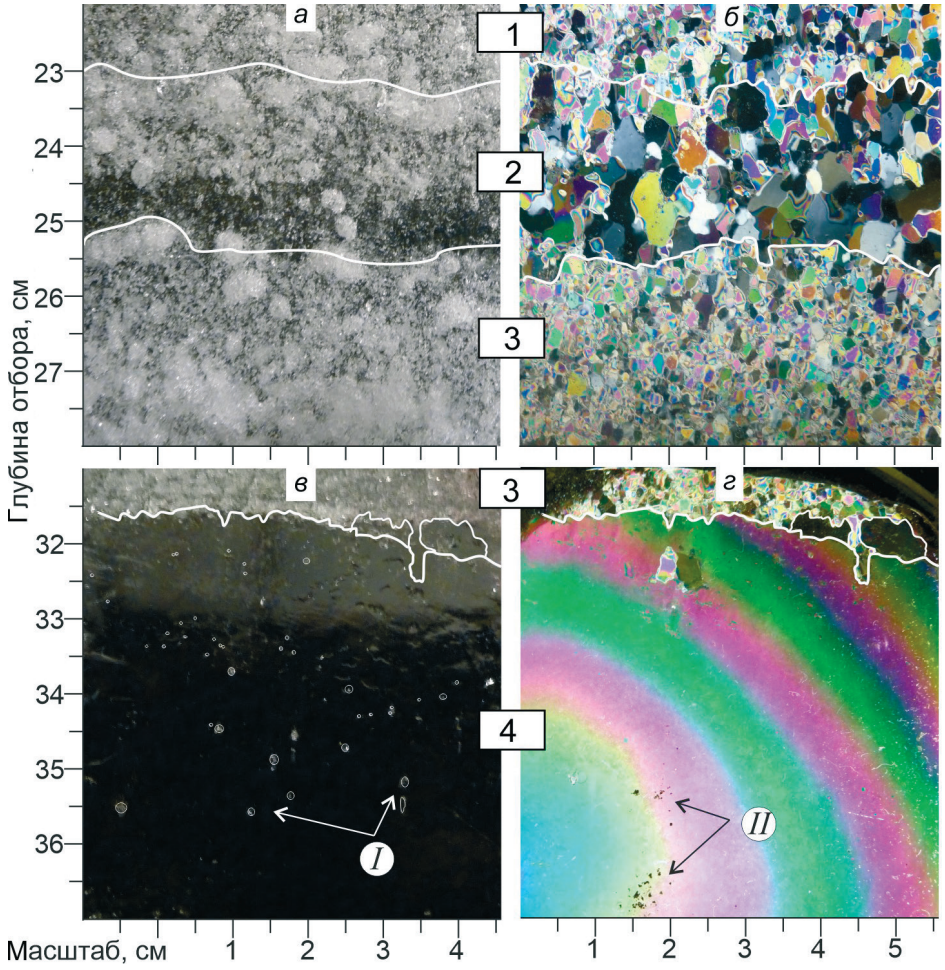


Рис. 1. Текстура (*а*, *в*) и структура (*б*, *г*) льда оз. Сюртав-Малто:
снежно-фирновый (слой 1–2), мелкокристаллический (слой 3) и крупнокристаллический (слой 4) льды:
1–4 – слои озёрного льда, выделенные по строению кристаллов льда (см. табл. 1); *I* – пузырьки воздуха; *II* – минеральные и органические включения (источник: материалы бурения мая 2014 г.). Примечание: радужный спектр вызван неровностью поверхности кристалла

Fig. 1. Appearance (*а, в*) and texture (*б, г*) of ice from lake Syurtav-Malto:
snow-firn ice (layer 1–2), fine crystalline ice (layer 3), and coarsely crystalline ice (layer 4):
1–4 – layers of lake ice identified by difference of ice crystals (see Table 1); *I* – air bubbles; *II* – mineral and organic inclusions. (Source: drilling data of May 2014). Note: the rainbow spectrum is caused by the roughness of the crystal surface

(l_{max} = 0,7÷1,5 см) (см. рис. 1). Нижняя граница слоя резкая, волнистая.

Слой 4 (30,5 см – нижняя граница не обнаружена) – прозрачный лёд с незначительным количеством пузырьков воздуха, организованных в вертикальные цепочки от органических включений. Структура льда представлена крупными кристаллами ($l_{max} \geqslant 10$ см, $S \geqslant 78$ см^2; мощность слоя ⩾ 23 см).

Прибрежно-морской лёд в 0,9 км от берега – белый из-за большого количества круглых и удлинённых пузырьков воздуха диаметром 0,1–0,3 мм, содержит вертикально ориентированные дендритные рассольные каналы длиной 5–12 мм (рис. 2, *а*) и редкие рассеянные минеральные примеси. В строении ледяного керна мощностью 0,65 м выделено девять горизонтальных слоёв, отличающихся по структуре (см. табл. 1).

Слой 1 (0–6 см) – лёд вертикально-полосчатый за счёт вертикальных цепочек пузырьков воздуха. Структуру льда слагают мелкие кристаллы (l_{max} = 0,1÷0,6 см, S = 0,02 см^2). Нижняя граница слоя выражена только в поляризованном свете.

Слой 2 (6–20 см) – лёд вертикально-полосчатый за счёт вертикальных цепочек пу-

Таблица 1. **Количественные параметры кристаллов озёрного и прибрежно-морского льдов**

Тип льда	Глубина, см	Слой	Параметры*					
			S_{min}	S_{max}	S	l_{max}, см	D, см	C_{diff}
			см^2					
Озёрный	0–23	1	< 0,1	0,2	< 0,1	0,1–0,7	0,3	4
	23–25	2	< 0,1	0,4	0,1	0,2–1,2	0,5	6
	25–32	3	< 0,1	0,1	< 0,1	0,1–0,7	0,2	5
	32–н.о.**	4	> 80	> 80	> 80	> 10	> 10	–
Прибрежно-морской	3–6	1	< 0,1	0,09	< 0,1	0,1–0,6	0,2	5
	6–12	2 (крупные кристаллы)	< 0,1	1,0	0,2	0,5–2,4	0,7	4
		2 (мелкие кристаллы)	< 0,1	0,2	< 0,1	0,1–0,7	0,3	6
	12–20	2 (крупные кристаллы)	< 0,1	2,2	1,0	1,7–5,6	1,4	3
	20–41,5	3	0,2	3,5	1,6	1,3–5,7	1,8	4
	41,5-50	4	< 0,1	0,3	< 0,1	< 0,1–1,0	0,3	9
	50–57	5	0,1	0,9	0,5	0,7–3,9	1,0	5
	57–58	6	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,1–0,6	0,2	4
	58–59,5	7	< 0,1	0,4	0,1	0,5–1,5	0,5	3
	59,5–61,5	8	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1–0,4	0,1	5
	61,5–н.о.	9	< 0,1	0,1	< 0,1	0,1–0,7	0,3	4

*S_{min} – минимальная площадь кристалла; S_{max} – максимальная площадь кристалла; S – средняя площадь кристаллов; l_{max} – максимальная диагональ кристалла; D – средний диаметр кристаллов в шлифе/в слое; C_{diff} – коэффициент различия размеров кристаллов. **н.о. – не определено (источник: материалы бурения мая 2014 г.)

зырьков воздуха. Структуру льда слагают вертикально ориентированные призматические и игольчатые выклинивающиеся кристаллы ($l_{max} = 0,5 \div 2,4$ см, $S = 0,2$ см^2) и расположенные хаотично мелкие извилистые кристаллы ($l_{max} = 0,1 \div 0,7$ см, $S = 0,06$ см^2).

Слой 3 (20–40,5 см) – лёд вертикально-полосчатый за счёт вертикальных цепочек пузырьков воздуха и дендритных рассольных каналов. Структуру льда образуют крупные выклинивающиеся длиннопризматические, хаотично ориентированные кристаллы ($l_{max} = 1,3 \div 5,7$ см, $S = 1,6$ см^2). Нижняя граница слоя волнистая с рассеянными минеральными частицами.

Слой 4 (40,5–50 см) – лёд в верхней части имеет горизонтальный слой минеральных примесей. Структуру льда образуют хаотично ориентированные неоднородные по размеру ($C_{diff} = 9$) мелкие извилистые и слабоудлинённые кристаллы ($l_{max} = 0,09 \div 1,0$ см, $S = 0,03$ см^2). Нижняя граница ровная, горизонтальная, выражена в поляризованном свете.

Слой 5 (50–57,5 см) – лёд белёсый, вертикально-полосчатый за счёт цепочек пузырьков воздуха. Структуру льда образуют крупные вертикально ориентированные параллельно-шестоватые кристаллы ($l_{max} = 0,7 \div 3,9$ см, $S = 0,5$ см^2). Нижняя граница слоя слабоволнистая, выражена только в поляризованном свете.

Слой 6 (57,5–58,3 см) – лёд белёсый, вертикально-полосчатый за счёт цепочек пузырьков воздуха. Структуру льда образуют мелкие слабоудлинённые субвертикальные кристаллы ($l_{max} = 0,1 \div 0,6$ см, $S = 0,02$ см^2). Нижняя граница слоя слабоволнистая, выражена только в поляризованном свете

Слой 7 (58,3–60 см) – структуру льда образуют вертикально ориентированные параллельно-шестоватые кристаллы ($l_{max} = 0,5 \div 1,5$ см, $S = 0,1$ см^2). Нижняя граница слоя ровная чёткая.

Слой 8 (60–61,7) – лёд белёсый с горизонтально ориентированными цепочками круглых пузырьков воздуха. Структуру льда слагают мелкие изометричные и слабоудлинённые главным образом вертикально кристаллы ($l_{max} = 0,07 \div 0,4$ см, $S = 0,01$ см^2). Нижняя граница подчёркнута горизонтально направленной цепочкой пузырьков воздуха, в поляризованном свете – плавная, слабовыраженная.

Слой 9 (61,5 – нижняя граница не обнаружена) – лёд белёсый с круглыми пузырьками воздуха, выстроенными в цепочки. Структуру льда

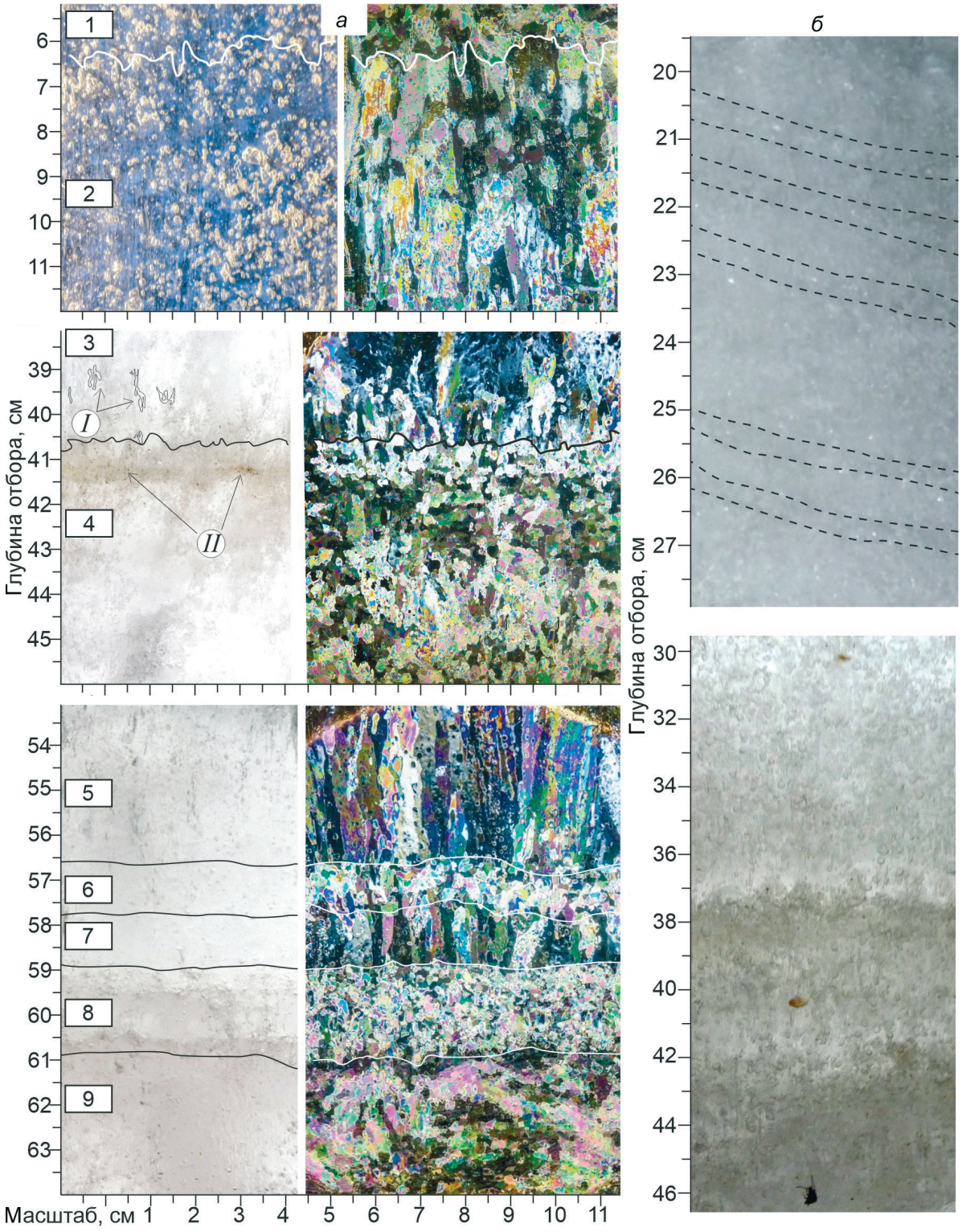


Рис. 2. Строение прибрежно-морского льда Байдарацкой губы в 0,9 км от берега (*а*) и в 0,2 км от берега (*б*):
1–9 – слои прибрежно-морского льда, выделенные по строению кристаллов льда (см. табл. 1); *I* – рассольные каналы; *II* – минеральные и органические включения (источник: материалы бурения мая 2014 г.). На рис. *б* пунктиром обозначена наклонная текстура из прослоев более прозрачного льда

Fig. 2. Structure of fast sea ice from Baydaratskaya Bay 0.9 km from the coast (*а*), 0,2 km from the coast (*б*):
1–9 – layers of fast sea ice, identified by difference of ice crystals (see Table 1); *I* – brine channels; *II* – mineral and organic inclusions (source: drilling data of 2014). Fig. *б* – the dotted line indicates the sloping texture of the interlayers of more transparent ice

Таблица 2. **Средние значения концентраций основных ионов льда оз. Сюртав-Малто и прибрежно-морского льда Байдарацкой губы в районе мыса Марре-Сале, мг/дм^3**[*]

Точка отбора пробы	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Σионов
Лёд озера, 0,0–0,32 м	2,42	8,04	1,88	0,95	1,76	4,94	0,67	20,7
Лёд озера, 0,32–0,55 м	1,65	1,50	0,41	0,43	0,66	0,91	0,17	5,7
Вода озера с 4,5 м [2]	36,2	38,5	14,5	0,8	5,5	30,0	4,5	130
Прибрежно-морской лёд, 0,2 км от берега	1,0	644,6	132,3	12,9	38,6	326,0	12,2	1168
Прибрежно-морской лёд, 0,9 км от берега	0,8	1617	254,3	29,4	91,1	734,6	31,5	2759
Морская вода, 2 км от берега [2]	–	9600	1410	175	680	5539	250	17 654
Морская вода, 0,1 км от берега [2]	–	16 900	2250	310	1080	9303	380	30 223

*Источник: материалы бурения мая 2014 г.

слагают неориентированные кристаллы со слабым удлинением ($l_{max} = 0{,}1 \div 0{,}7$ см, $S = 0{,}04$ см^2).

Прибрежно-морской лёд в 0,2 км от берега (см. рис. 1, *б*) – белёсый за счёт многочисленных круглых пузырьков, вытянутых в вертикальные цепочки. В верхней половине керна лёд имеет наклонную текстуру из прослоев более прозрачного льда (см. рис. 2, *б*). Характер наклона сопоставим с направлением надува вблизи берега. В нижней части лёд имеет горизонтальные прослои более прозрачного льда толщиной 1–1,5 см. Лёд содержит единичные свежие растительные остатки и целого жучка. Белёсый цвет и большое количество крупных скоплений пузырьков воздуха, включения детрита и насекомых характерны для снега и фирна, преобразованного инфильтрацией [12].

Химический состав сезонных льдов

Верхняя часть озёрного льда (слой 1–3) имеет сумму ионов 16–23 мг/дм^3 (табл. 2). В составе катионов преобладает Na или Mg, в составе анионов – хлорид-ион, его содержание в среднем 77%-экв. С глубиной в составе ионов наблюдается уменьшение доли SO_4^{-2} от 21 до 7%-экв и увеличение доли HCO_3^-от 5,4 до 20%-экв. Концентрации микроэлементов уменьшаются с глубиной для Fe – от 67 до 39, I – от 2,5 до 1,5, Se – от 0,38 до 0,14 мкг/дм^3 и увеличиваются для W – от 12 до 29 нг/дм^3 и Mo – от 0,30 до 0,45 мкг/дм^3 (рис. 3). Для основных ионов рассчитаны коэффициенты вовлечения по данным химического состава вод оз. Сюртав-Малто (см. табл. 2) [2]. Коэффициенты для ионов HCO_3^-, Cl^-, SO_4^{-2}, Na^+, K^+ варьируют от 0,03 до 0,24 при среднем значении 0,15; для ионов Mg^{2+} – от 0,08 до 0,59 при среднем значении 0,32. Для ионов Ca^{2+} коэффициент растёт с глубиной от 0,78 до 1,51 при среднем значении 1,19. Озёрный лёд содержит Sc в 30 раз больше, чем кларк речных вод, Cr – в 17 раз, La – в 16 раз, Fe, P, Br, Nb, Sn, Eu, Tb, Ho – в 2 раза больше чем кларк речных вод [20]. Лёд имеет отрицательную Ce_{an} (0,03–0,07) аномалию, Eu_{an} аномалия варьирует от 0,77 до 1,11, сумма лантаноидов изменяется от 0,60 до 1,23 мкг/дм^3. Содержание лантаноидов имеет отрицательную корреляцию с ионами Mg^{+2} ($R^2 = -1{,}0$) и коррелирует ($R^2 > 0{,}7$) с содержанием Li, Be, Mn, Se, Y, Zr, Ag, Sb, I, Tl, Pb.

Нижняя часть озёрного льда (слой 4) имеет низкую минерализацию, которая уменьшается с глубиной от 7,5 до 4,3 мг/дм^3. В составе ионов с глубиной наблюдается снижение доли Cl^- с 65 до 43%-экв, Na^+ – с 37 до 29%-экв и рост долей HCO_3^- с 26 до 45%-экв и Ca^{+2} с 11 до 24%-экв (см. рис. 3). Концентрации микроэлементов уменьшаются с глубиной для Sn с 0,14 до 0,05, La – с 0,87 до 0,26; Si – с 39 до 28 мкг/дм^3 и увеличиваются для W с 14 до 25 нг/дм^3, Cd – с 8 до 15 нг/дм^3, Zn – с 6 до 11 мкг/дм^3. Озёрный лёд обогащён La в 13 раз, Nb, Sn – в 2 раза относительно концентраций в речных водах [20]. Коэффициенты вовлечения для ионов HCO_3^-, Cl^-, SO_4^{-2}, Na^+, K^+ варьируют от 0,02 до 0,06 при среднем 0,04; для ионов Mg^{2+} – от 0,07 до 0,18 при среднем значении 0,12. Для ионов Ca^{2+} коэффициент растёт с глубиной с 0,45 до 0,66 при среднем значении 0,53. Ce_{an} аномалия ниже, чем в фирне (0,01–0,03). Eu_{an} увеличивается с глубиной (с 0,65 до 1,39). Содержание лантаноидов уменьшается с глубиной с 0,96 до 0,29 мкг/дм^3, имеет отрицательную корреляцию с содержанием HCO_3^- ($R^2 = _0{,}8$) и положительную ($R^2 > 0{,}7$) с Cl^-, SO_4^{-2}, Na^+. В соотношении $Л_{La}/Т_{La}$ преобладают лёгкие лантаноиды (6–22).

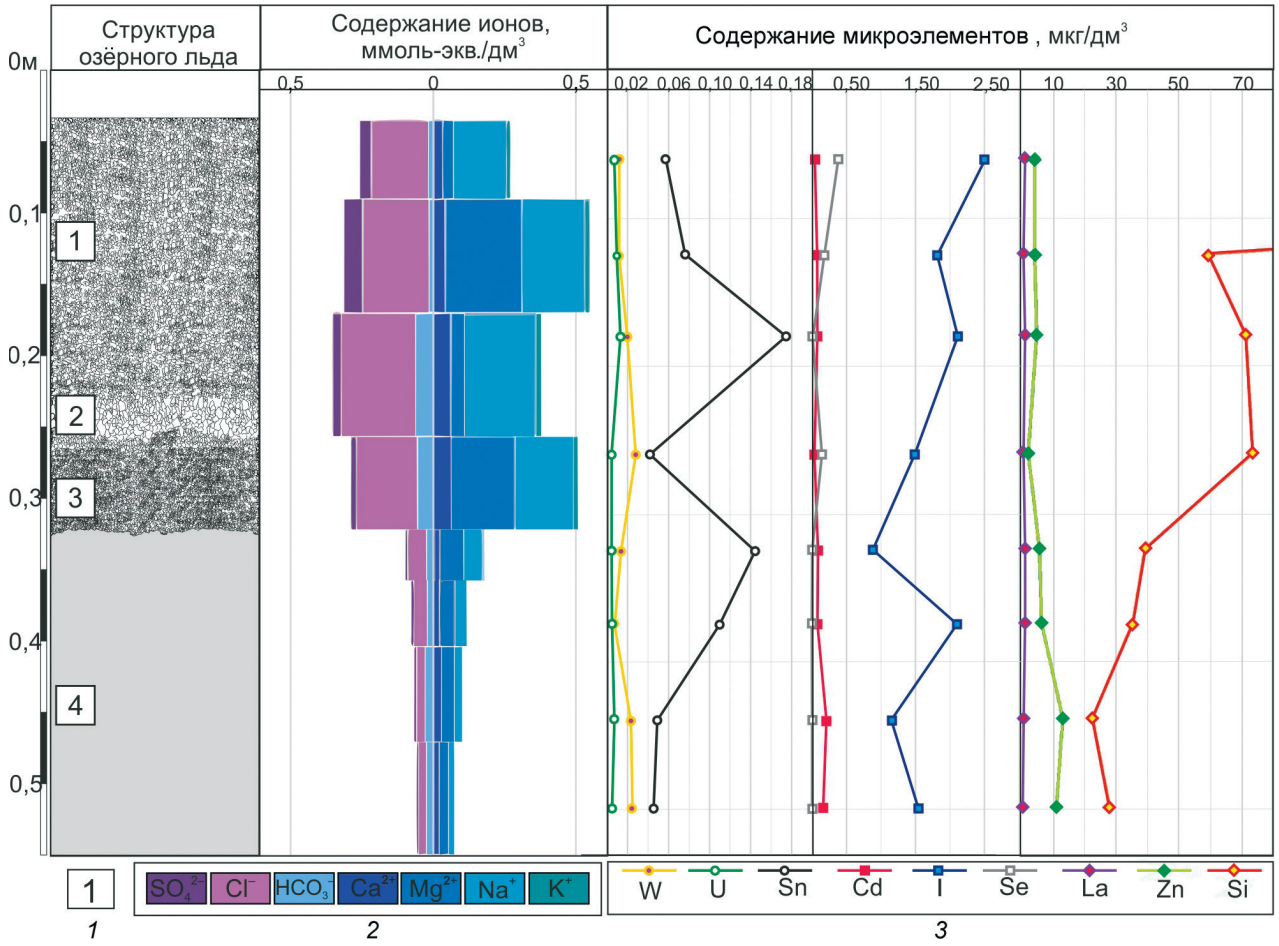


Рис. 3. Структура, ионный состав льда и содержание микроэлементов оз. Сюртав-Малто:
1 – номер слоя (см. табл. 1; см. рис. 1); *2* – наименование иона; *3* – наименование элемента (источник: материалы бурения мая 2014 г.)

Fig. 3. Texture, ionic composition and microelements content of the ice from lake Syurtav-Malto*:*
1 – layer number (see Table 1; see Fig. 1); *2* – the name of the ion; *3* – element name (source: drilling data of 2014)

Прибрежно-морской лёд в 0,9 км от берега имеет состав ионов, в котором преобладают Cl^- и Na^+ (см. табл. 2). Минерализация увеличивается с глубиной от слоя 1 (2,1 г/дм^3) к слою 4 (3,5 г/дм^3) (рис. 4). Эквивалентный состав основных ионов в прибрежно-морском льду по глубине не изменяется и согласуется с данными состава морской воды [2]. Относительно кларков морских вод лёд обогащён: La – в 3327 раз; Mn – в 339 раз; Th, Cr, Ce – в 113–168 раз; Se – в 85 раз; Cu – в 66 раз; Fe, Ni, Zn, Cd, Sn, Al, P, Sb, Sm, Eu, Tb – в 10–44 раза; Ti, V, Co, Zr, Pr, Nd, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Pb – в 4–8 раз. Содержание микроэлементов растёт с глубиной от слоя 1 к слою 4: для Br – от 4,8 до 7,4 мг/дм^3, Nb – от 4 до 12 нг/дм^3, I – от 5 до 8 мкг/дм^3, Se – от 6 до 11 мкг/дм^3, Fe – от 0,18 до 0,29 мг/дм^3. Коэффициенты вовлечения для основных ионов рассчитаны по данным химического состава морской воды в 2003 г. в 2 км от берега в районе мыса Марре-Сале (см. табл. 2) [2]. Коэффициенты для Cl^-, SO_4^{-2} и Ca^{2+} варьируют от 0,13 до 0,23 при среднем значении 0,17; для ионов Na^+, K^+ и Mg^{2+} – от 0,09 до 0,17 при среднем значении 0,13. Суммарная концентрация лантаноидов во льду изменяется от 4 до 32 мкг/дм^3. Сумма лантаноидов коррелирует ($R^2 > 0,7$) с содержанием Al, Cs, U. Содержание лантана на два порядка превышает содержание остальных лантаноидов. Установлены отрицательная Ce_{an} (0,002) и положительная Eu_{an} (1,65) аномалии. Значение Eu_{an} аномалии распределено по глубине неравномерно. Минимальное значение Eu_{an} (0,40) соответствует прослою минеральных включений

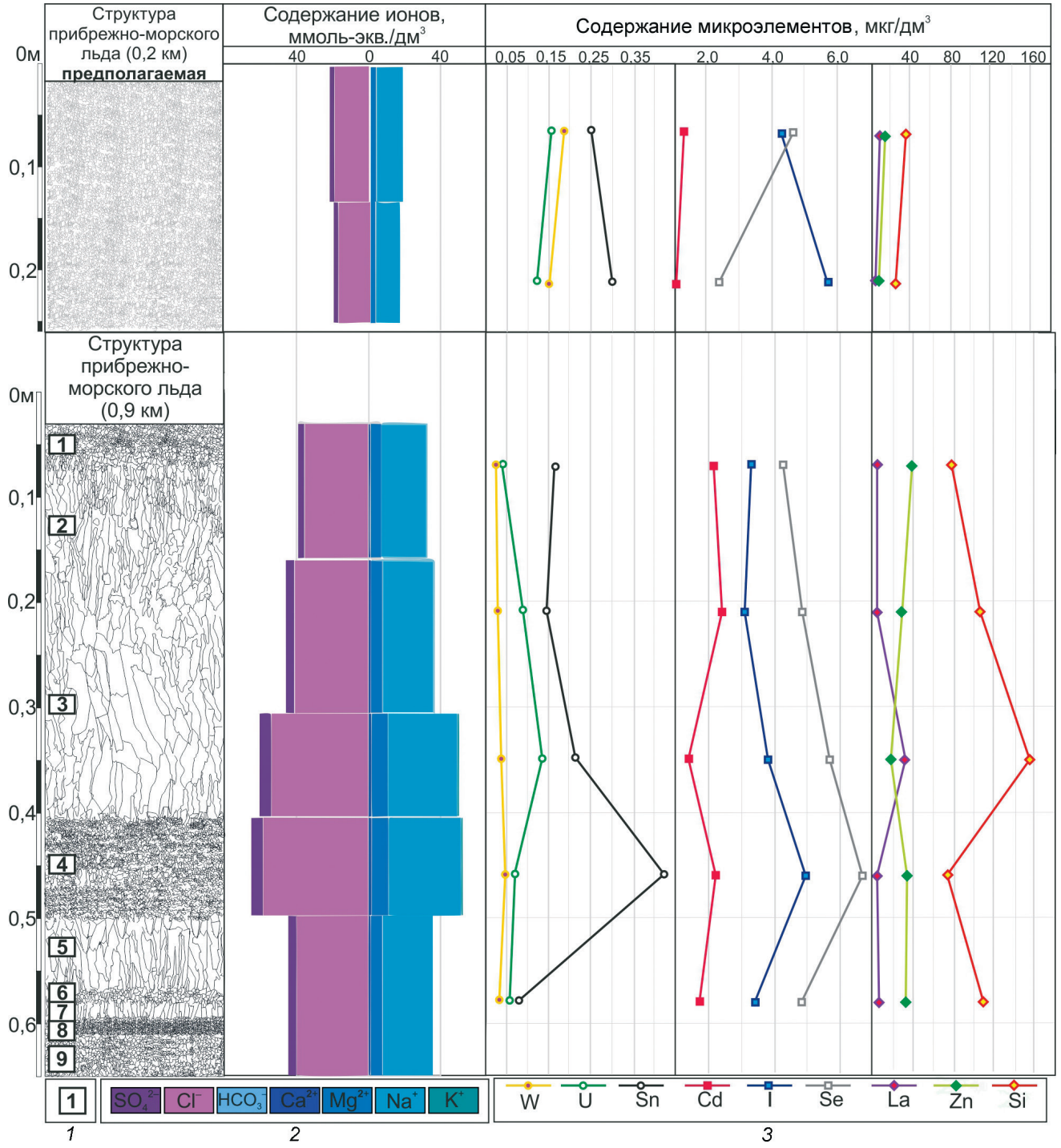


Рис. 4. Структура, ионный состав и содержание микроэлементов прибрежно-морского льда Байдарацкой губы: Усл. обозначения *1–3* см. рис. 3

Fig. 4. Texture, ionic composition and microelements content of the fast sea ice of Baydaratskaya Bay: *1–3* see Fig. 3

во льду, максимальные значения (1,6–2,4) выявлены для кристаллов большой площади. В соотношении L_{La}/H_{La} преобладают лёгкие лантаноиды (18–91).

Прибрежно-морской лёд в 0,2 км от берега имеет минерализацию 1,1–1,2 г/дм^3 с преобладанием Cl^- и Na^+ (см. табл. 2). Относительно кларков морских вод лёд обогащён La в 2270 раз; Mn

в 594 раза; Th в 172 раза; Ce, Cr, Cu в 50–65 раз; Eu, Se, Sm, Sn, Sb, Zn, Fe, P в 11–36 раз; Gd, Tm, Co, Lu, Tb, Ho, Ni, Yb, Er, Pr, Nd, Cd, Dy, Ti, Pb, Zr, V в 2–9 раз. Коэффициенты вовлечения для основных ионов рассчитаны по данным химического состава морской воды в 2000 г. в 100 м от берега в районе мыса Марре-Сале (см. табл. 2) [2]. Коэффициенты вовлечения для Cl^-, Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+} варьируют в диапазоне 0,03–0,04, максимальные значения установлены для иона SO_4^{-2} (0,06). Суммарная концентрация лантаноидов во льду уменьшается с глубиной от 9,5 до 4,2 мкг/дм^3. Содержание лантана на два порядка превышает содержание остальных лантаноидов. Для льда выявлена отрицательная аномалия Ce_{an}, которая увеличивается с глубиной с 0,0002 до 0,002. Аномалия Eu_{an} возрастает с глубиной от 0,95 до 3,04. В соотношении $Л_{La}/T_{La}$ преобладают лёгкие лантаноиды (16–47).

Обсуждение результатов

Зависимость химического состава озёрного льда от его структуры. В строении озёрного льда выделено четыре слоя. Слои 1 и 2 соответствуют зернистой структуре фирна [9]. Слои 3 и 4 отвечают двум стадиям замерзания пресной воды (озеро, река и т.д.) [24, 25]. Слой 3 соответствует формированию ледяной корки на озере с объёмным ростом мелких кристаллов, вероятно, частично редуцированных в осенний период накопления снега. Вытянутые горизонтально укрупнённые кристаллы на границе слоёв 3 и 4 (см. рис. 1) указывают на перерывы в льдообразовании на начальной стадии формирования ледяного покрова. Слой 4 соответствует стадии сплошного медленного роста широких крупных кристаллов в условиях стабильного охлаждения [24, 25]. Образованию широких крупных кристаллов способствовали стабилизация условий охлаждения и формирование мощного перекрывающего слоя из первичной корки льда и свежевыпавшего снега. Слои 1 и 2 фирна образованы в результате перекристаллизации осеннего снега, пропитанного водой, который накапливался на ледяной корке озера – слой 3. Промежуточная стадия развития удлинённых призматических кристаллов [24] в образце озёрного льда не обнаружена.

Минерализация озёрного льда уменьшается при формировании широких кристаллов с 23 до 4 мг/дм^3. С глубиной меняются катионно-анионный состав и содержания микроэлементов. Уменьшается содержание сульфатов, кремния, лантана. Изменение преобладающего катиона с глубиной – результат смены источников вод: источником натрия был снег, а магния – озёрная вода. Сумма ионов многих микроэлементов уменьшается с увеличением площади кристаллов льда. Такое распределение ионов и микроэлементов может отражать повышение концентрации морских аэрозолей в снеге, перекрывающем озёрный лёд [26]. Из озёрной воды от 3 до 24% ионов HCO_3^-, Cl^-, SO_4^{-2}, Na^+, K^+ поступают в состав льда; ионы Mg^{2+} – от 8 до 59%, что хорошо согласуется с данными по коэффициентам вовлечения, рассчитанным для льда Онежского озера [15].

Соотношение ионов в нижней части льда (0,32–0,55 м) наследуется из исходной озёрной воды озера, имеющей гидрокарбонатно-хлоридный, магниево-натриевый состав. В нижней части льда для ионов HCO_3^-, Cl^-, SO_4^{-2}, Na^+, K^+ в среднем только 4% ионов из воды вовлекаются в ледовую фазу в результате медленной скорости промерзания и очень крупной кристаллической структурой. В экспериментах Э.Д. Ершова, Е.М. Чувилина и О.Г. Смирновой с искусственно изготовленными льдами показано, что с ростом размера кристаллов суммарное накопление ионов снижается. Это обусловлено уменьшением удельной поверхности кристаллов льда и снижением количества подвижной фазы воды, существующей на границах кристаллов, которая служит ионопроводящей средой [27].

Повышенное содержание La и отрицательная Ce_{an} аномалия в верхней части озёрного льда есть следствие содержания лантаноидов в морском аэрозоле. Положительная Eu_{an} аномалия – следствие преобразования распределений лантаноидов: чем медленнее льдообразование, тем выше значение Eu_{an}.

Зависимость химического состава прибрежно-морского льда от его структуры. В спокойных условиях морской лёд, как правило, претерпевает пять стадий роста [12]. Слоистость в морском льду вызывается колебаниями температуры, в том числе кратковременными. Изученный прибрежно-морской лёд на расстоянии 0,9 км от по-

бережья имеет в своём строении больше слоёв, чем описанные в литературе однолетние морские льды [24]. Прибрежно-морской лёд отличается распределением зажатых между кристаллами льда воздушных пузырьков, рассольными каналами дендритовидной формы и прослойками минеральных частиц. Многослойная структура прибрежно-морского льда обусловлена более динамичными условиями при льдообразовании: сгонно-нагонными колебаниями уровня моря, подводными течениями и волнениями на мелководье. Осенью в начале формирования ледяного покрова движение воды провоцирует снос и взмучивание минеральных частиц с подводных валов. При льдовыделении эти частицы захватываются кристаллами льда. Помимо этого, минеральные частицы и ионы солей способствуют появлению новых ядер кристаллизации и формированию мелкозернистого льда [28]. Сочетание минеральных частиц и подводных течений препятствует образованию в прибрежно-морском льду таких крупных кристаллов, как у озёрного льда [28].

При промораживании рассолов Удачнинского горно-обогатительный комбината коэффициенты вовлечения ионов Ca, Mg, Na, Sr, Li, Rb имеют обратную зависимость от концентрации исходной воды. Коэффициенты вовлечения максимальны для проб концентрацией 200 г/дм^3 – от 12 до 15%, для проб концентрацией 130 г/дм^3 – от 6 до 7%, для проб концентрацией 90 г/дм^3 – от 2 до 3%, для проб концентрацией 20 г/дм^3 – от 0,2 до 0,5% [14]. Из морской воды от 10 до 23% ионов задерживается между пластинками кристаллов морского льда, что отличается от значений, полученных в экспериментах с рассолами.

Прибрежно-морской лёд в 0,9 км от берега в районе мыса Марре-Сале наследует соотношение ионов морской воды Карского моря [2] и имеет хлоридный, магниево-натриевый состав. Минимальная минерализация отмечена в слое 1. Этот слой граничит с поверхностным снежным покровом, который опресняет лёд и характеризует первичную стадию льдообразования – формирование ледяной корки. Максимальная минерализация отмечена в слое 4, который состоит из мелких кристаллов льда с минеральными прослоями. Это указывает на взмучивание минеральных частиц за счёт турбулентности внутриводных течений. Попавшие на границу слоёв минеральные примеси служат новыми очагами кристаллизации.

Быстрое льдовыделение обусловило повышенную минерализацию и насыщение микроэлементами. Содержания многих микроэлементов превышают кларковые значения морских вод, что связано с обогащением вод у побережья микроэлементами континентального стока. Оттаивающие отложения, обогащённые микроэлементами [29], вносят вклад в континентальный сток в прибрежной зоне. Содержание Sn, I, Se увеличивается вместе с минерализацией льда и с уменьшением размеров кристаллов прибрежно-морского льда (см. рис. 4). Значение Ce_{an} в прибрежно-морском льду близко к 0 (от 1×10^{-4} до 4×10^{-3}), что характерно для морской воды; Eu_{an} в прибрежно-морском льду в среднем положительная (1,7) и варьирует от 0,4 до 3,0 за счёт разной скорости льдообразования. Значение Eu_{an} аномалии (0,91), рассчитанное по кларковым значениям морских вод [20], отличается от Eu_{an} аномалии в прибрежно-морском льду; вероятно, при расчёте кларков не учитывали прибрежные воды, имеющие низкую минерализацию и насыщенные микроэлементами за счёт континентального стока [23].

Прибрежно-морской лёд в 0,2 км от берега в зоне подводной дельты ручья более пресный, чем прибрежно-морской лёд в 0,9 км, результате опреснения континентальными поверхностными водами. Коэффициент вовлечения ионов в ледовую фазу для прибрежного льда значительно ниже – всего 3–6%. Максимальное значение коэффициента установлено для SO_4^{-2}, источник которого – вытаивающие таберальные отложения. Прибрежно-морской лёд в 0,2 км обогащён микроэлементами, как и прибрежно-морской лёд в 0,9 км, особенно La и Mn. Распределение и состав микроэлементов идентичны, следовательно, льды имеют общие источники поступления микроэлементов (рис. 5), при этом минерализация льда отличается более чем в 2 раза.

Заключение

Установлена зависимость химического состава сезонных льдов от их структуры на примере озёрного и прибрежно-морского льдов в районе мыса Марре-Сале на Западном Ямале. Верхняя часть льда озера Сюртав-Малто представлена мелкокристаллическим фирном. Высокие содержания ионов Na^+ и Cl^- и микро-

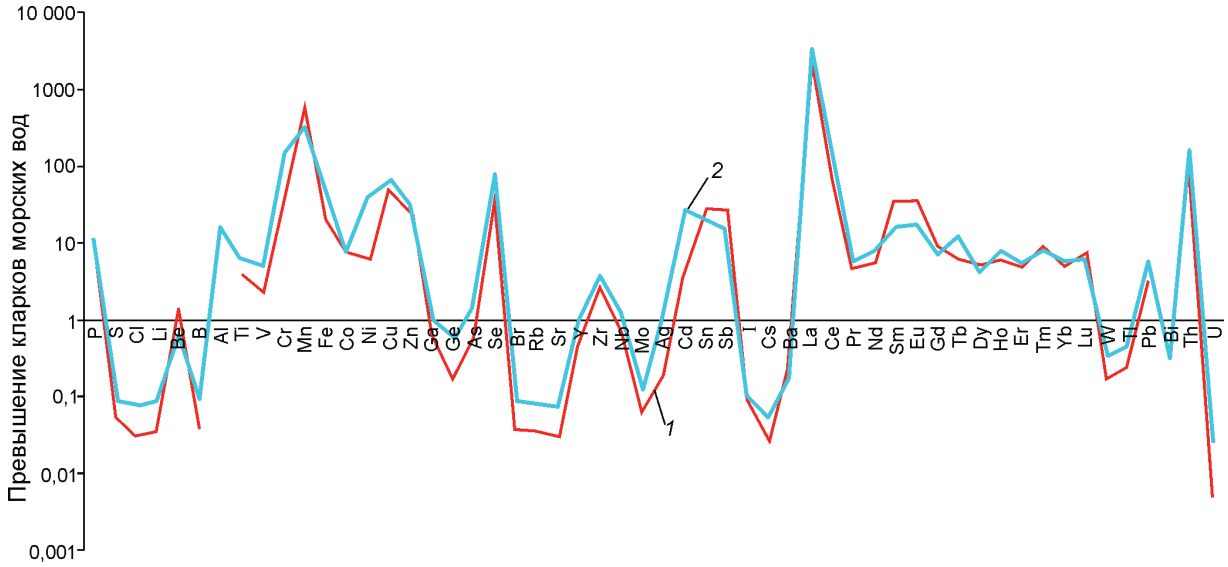


Рис. 5. Превышение кларков морских вод для прибрежно-морского льда Байдарацкой губы в 0,2 км (*1*) и в 0,9 км от берега (*2*) (источник: материалы бурения мая 2014 г.)
Fig. 5. Excess trace elements content over sea waters in fast sea ice from Baydaratskaya Bay in 0,2 km from coast (*1*) and in 0,9 km from coast (*2*) (source: drilling data of 2014)

элементов, отрицательная цериевая аномалия в фирне позволяют сделать вывод о влиянии морских аэрозолей на состав снега в прибрежной зоне Карского моря. В нижней части озёрного крупнокристаллического льда установлены незначительные концентрации ионов и микроэлементов из-за низкой скорости льдообразования. Слоистое строение прибрежно-морского льда Байдарацкой губы в 0,9 км от берега обусловлено турбулентностью внутриводных течений, взмучивающих минеральные частицы с образованием новых очагов кристаллизации. Высокая минерализация отмечена для слоёв льда с минимальным размером кристаллов. Источник повышенного содержания микроэлементов в прибрежно-морском льду относительно кларков морских вод – континентальный сток. По величине, составу и распределению микроэлементов, в частности по значению цериевой аномалии, можно различать озёрные и морские льды.

Благодарности. Авторы выражают признательность сотрудникам Лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН И.В. Томберг и Н.А. Жученко за аналитические исследования.
Acknowledgments. The authors would like to thank the staff of the Laboratory of Hydrochemistry and Atmospheric Chemistry of the Limnological Institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences I.V. Tomberg and N.A. Zhuchenko for analytical research.

Литература

1. *Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А.* Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. № 3. С. 16–27.
2. *Крицук Л.Н.* Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 352 с.
3. *Слагода Е.А., Мельников В.П., Опокина О.Л.* Повторно-инъекционные штоки льда в отложениях Западного Ямала // ДАН. 2010. Т. 432. № 2. С. 264–266.

References

1. *Kanevskij M.Z., Streleckaja I.D., Vasil'ev A.A.* Regularities of the cryogenic structure formation of the Quaternary deposits of the Western Yamal (on the example of the Marre – Sale region). *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2005, IX (3): 16–27. [In Russian].
2. *Kritsuk L.N. Podzemnye ldy Zapadnoj Sibiri.* Ground ice of West Siberia. Moscow: Nauchnyy Mir, 2010: 352 p. [In Russian].
3. *Slagoda E.A., Mel'Nikov V.P., Opokina O.L.* Reinjected ice stocks in sediments of the western Yamal peninsula.

4. *Шполянская Н.А.* Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов. Москва–Ижевск: Ижевский институт компьютерных исследований, 2015. 343 с.
5. *French H.M, Harry D.G.* Observations on buried glacier ice and massive segregated ice, western Arctic coast, Canada // Permafrost and Periglacial Processes. 1990. V. 1. P. 31–43.
6. *French H.M., Harry D.G.* Nature and origin of ground ice, Sandhills Moraine, southwest Banks Island, western Canadian Arctic // Journ. of Quaternary Science. 1988. V. 3. P. 19–30.
7. *Pollard W.H.* The nature and origin of ground ice in the Herschel Island area, Yukon Territory. Proceedings of the Fifth Canadian Permafrost Conference. Quebec, 1990. P. 23–30.
8. *Murton J.B.* Ground-ice stratigraphy and formation at North Head, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada: a product of glacier-permafrost interactions // Permafrost and Periglacial Processes. 2005. V. 16. P. 31–50.
9. *Шумский П.А.* Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
10. *Савельев Б.А.* Руководство по изучению свойств льда. М.: Изд-во МГУ, 1963. 198 с.
11. *Голубев В.Н.* Зависимость структуры льда от солености замерзающей воды // II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Т. 4. Якутск: Книж. изд-во, 1973. С. 180–184.
12. *Тышко К.П., Черепанов Н.В., Федотов В.И.* Кристаллическое строение морского ледяного покрова. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 66 с.
13. *Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А.* Физика атмосферных аэрозольных систем. СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999. 194 с.
14. *Зелинская Е.В., Воронина Е.Ю.* Теоретические аспекты использования гидроминерального сырья. М.: Акад. естествознания, 2009. 118 с.
15. *Сабылина А.В., Ефремова Т.А.* Химический состав льда и подлёдной воды Онежского озера (на примере Петрозаводской губы) // Лёд и Снег. 2018. № 3 (58). С. 417–428. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-417-428.
16. *Кизяков А.И., Стрелецкая И.Д., Савенко А.В., Крайнюкова И.А., Токарев И.В.* Химический, изотопный и газовый состав однолетнего морского льда по данным кернов дрейфующих станций БАРНЕО за 2013–2015 гг. // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 3. С. 363–376. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-387.
17. *Иванов А.В.* Криогенная метаморфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод. Хабаровск: Дальнаука, 1998. 164 с.

Doklady Akademii Nauk. Reports of the Academy of Sciences. 2010, 432 (1): 663–665.
4. *Shpolyanskaya N.A. Pleistotsen-golotsenovaya istoriya razvitiya kriolitozony Rossiyskoy Arktiki glazami podzemnykh l'dov.* Pleistocene-Holocene history of permafrost development of Russian Arctic by eyes of underground ice. Moscow–Izhevsk: Institute of Computer Studies, 2015: 343 p. [In Russian].
5. *French H.M, Harry, D.G.* Observations on buried glacier ice and massive segregated ice, western Arctic coast, Canada. Permafrost and Periglacial Processes. 1990, 1: 31–43.
6. *French H.M., Harry D.G.* Nature and origin of ground ice, Sandhills Moraine, southwest Banks Island, western Canadian Arctic. Journ. of Quaternary Science. 1988, 3: 19–30.
7. *Pollard W.H.* The nature and origin of ground ice in the Herschel Island area, Yukon Territory. Proceedings of the Fifth Canadian Permafrost Conference, Québec, 1990: 23–30.
8. *Murton J.B.* Ground-ice stratigraphy and formation at North Head, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada: a product of glacier-permafrost interactions. Permafrost and Periglacial Processes. 2005, 16: 31–50.
9. *Shumsky P.A. Osnovy strukturnogo ledovedeniya.* Fundamentals of ice structure sciences. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1955: 492 p. [In Russian].
10. *Savelev B.A. Rukovodstvo po izucheniyu svoystv lda.* Guide to the study of ice characteristic Moscow: Moscow State University, 1963: 198 p. [In Russian].
11. *Golubev V.N.* Dependence of Ice Structure on Freezing Water Salinity. *II Mezhdunarodnaja konferencija po merzlotovedeniju.* Proc. of the 2nd Intern. Conf. on Cryolithology. V. 4. Yakutsk: Knizhnoe izd-vo, 1973: 180–184. [In Russian].
12. *Tyshko K.P., Cherepanov N.V., Fedotov V.I. Kristallicheskoe stroenie morskogo ledjanogo pokrova.* Crystal structure of sea ice cover. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 2000: 66 p. [In Russian].
13. *Ivlev L.S., Dovgalyuk Yu.A. Fizika atmosfernyh ajerozol'nyh sistemPhysics of atmospheric aerosol systems.* Physics of atmospheric aerosol systems. St. Petersburg: NIIKH SPbGU, 1999: 194 p. [In Russian].
14. *Zelinskaya E.V., Voronina E.Yu. Teoreticheskie aspekty ispolzovanija gidromineralnogo syrja.* Theoretical Aspects of Using Hydromineral Raw Materials. Moscow: Akad. Estestvoznaniya, 2009: 118 p. [In Russian].
15. *Sabylina A.V., Efremova T.A.* The chemical composition of ice and water under ice of Lake Onega (the case of Petrozavodsk Bay). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (3): 417–428. [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-417-428.
16. *Kizyakov A.I., Streletskaya I.D., Savenko A.V., Kraynyukova I.A., Tokarev I.V.* Chemical, isotopic and gas composition of the first-year sea ice in 2013–2015 from the data of cores taken at the BARNEO drifting stations. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019, 59 (3): 363–376. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-3-387.
17. *Ivanov A.V. Kriogennaja metamorfizacija himicheskogo sostava prirodnyh ldov, zamerzajushhih i talyh vod.*

18. *Анисимова Н.П.* Методы гидрогеохимии в мерзлотоведении. Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 2004. 78 с.
19. *Tikhonravova Y.V., Rogov V.V., Slagoda E.A.* Genetic identification of ground ice by petrographic method // Geography, environment, sustainability. 2021. V. 14. № 4. P. 20–32. https://doi.org/10.24057/2071-9388-2021-063.
20. *Соловов А.П., Архипов А.Я., Бугров В.А., Воробьев С.А., Гершман Д.М., Григорян С.В., Квятковский Е.М., Матвеев А.А., Миляев С.А., Николаев В.А., Перельман А.И., Шваров Ю.В., Юфа Б.Я., Ярошевский А.А.* Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / Под ред. А.П. Соловова. М.: Недра, 1990. 335 с.
21. *Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L.* The «North American shale composite»: Its compilation, major and trace element characteristics // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. V. 48. № 12. P. 2469–2482.
22. *Kato Y., Ohta I., Tsunematsu T., Watanabe Y., Isozaki Y., Maruyama S., Imai N.* Rare earth element variations in Mid–Archean banded iron formations: implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. V. 62. P. 3475–3497.
23. *Dubinin A.V.* Geochemistry of rare earth elements in the ocean // Lithology and Mineral Resources. 2004. V. 39. № 4. P. 289–307.
24. *Савельев Б.А.* Строение и состав природных льдов. М.: Изд-во МГУ, 1980. 280 с.
25. *Рогов В.В.* Основы криогенеза. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2009. 203 с.
26. *Бутаков В.И., Слагода Е.А., Тихонравова Я.В., Опокина О.Л., Томберг И.В., Жученко Н.А.* Гидрохимический состав и редкоземельные элементы в полигонально-жильных льдах ключевых районов криолитозоны Карского региона // Изв. Томского политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 2. С. 78–91. doi: 10.18799/24131830/2020/2/2483.
27. *Ершов Э.Д., Чувилин Е.М., Смирнова О.Г.* Подвижность ионов химических элементов во льдах и мерзлых породах // ДАН. 1999. Т. 367. № 6. С. 796–798.
28. *Petrich C., Eicken H.* Growth, Structure and Properties of Sea Ice. Oxford: Blackwell Publishing, 2010. P. 23–78.
29. *Бутаков В.И., Слагода Е.А., Опокина О. Л., Томберг И.В., Жученко Н.А.* Особенности формирования гидрохимического и микроэлементного состава разных типов подземных льдов мыса Марре-Сале // Криосфера Земли, 2020. Т. XXIV. № 5. С. 29–44. doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-5(29-44).

Cryogenic metamorphization of the chemical composition of natural ice, freezing and melt waters. Khabarovsk: Dalnauka, 1998: 164 p. [In Russian].
18. A*nisimova N.P. Metody gidrogeohimii v merzlotovedenii.* Methods of hydrogeochemistry in permafrost. Yakutsk: Publishing House of the Permafrost Institute SB RAS, 2004: 78 p. [In Russian].
19. *Tikhonravova Y.V., Rogov V.V., Slagoda E.A.* Genetic identification of ground ice by petrographic method. Geography, environment, sustainability. 2021, 14 (4): 20–32. https://doi.org/10.24057/2071-9388-2021-063.
20. *Solovov A.P., Arkhipov A.Ya., Bugrov V.A., Vorob'ov S.A., Gershman D.M., Grigoryan S.V., Kiyatovsky E.M., Matveev A.A., Milyaev S.A., Nikolaev. V.A., Perelman A.I., Shvarov Yu.V., Yufa B.Ya., Yaroshevsky A.A. Spravochnik po geohimicheskim poiskam poleznyh iskopaemyh.* Reference book on geochemical prospecting of mineral resources. Moscow: Nedra, 1990: 335 p. [In Russian].
21. *Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L.* The «North American shale composite»: Its compilation, major and trace element characteristics. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984, 48 (12): 2469–2482.
22. *Kato Y., Ohta I., Tsunematsu T., Watanabe Y., Isozaki Y., Maruyama S., Imai N.* Rare earth element variations in Mid–Archean banded iron formations: implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998, 62: 3475–3497.
23. *Dubinin A.V.* Geochemistry of rare earth elements in the ocean. Lithology and Mineral Resources. 2004, 39 (4): 289–307.
24. *Savelev B.A. Stroenie I sostav prirodnyh vod.* The structure and composition of natural water. Moscow: MGU, 1980: 280 p. [In Russian].
25. *Rogov V. V. Osnovy kriogeneza.* Fundamentals of Cryogenesis. Novosibirsk: GEO, 2009: 203 p. [In Russian].
26. *Butakov V.I, Slagoda E.A., Tikhonravova Ya.V., Opokina O.L., Tomberg I.V., Zhuchenko N.A.* Hydrochemical composition and rare-earth elements in ice wedge of the Kara region cryolitozone key areas. *Izvestija Tomskogo politehnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov.* Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2020, 331 (2): 78–91. doi: 10.18799/24131830/2020/2/2483. [In Russian].
27. *Ershov E.D., Chuvilin E.M., Smirnova O.G.* Mobility of ions of chemical elements in ice and frozen rocks. *Doklady Akademii Nauk.* Reports of the Academy of Sciences. 1999, 367 (6): 796–798. [In Russian].
28. *Petrich C., Eicken H.* Growth, Structure and Properties of Sea Ice. Oxford: Blackwell Publishing. 2010. P. 23–78.
29. *Butakov V.I., Slagoda E.A., Opokina O.L., Tomberg I.V., Zhuchenko N.A.* The formation features of the hydrochemical and trace element composition of various types of ground ice at Marre-Sale Cape. Earth's Cryosphere. 2020, XXIV (5): 29–44. http://www.izdatgeo.ru/pdf/earth_cryo/2020-5/23_eng.pdf. doi: 10.21782/EC2541-9994-2020-5(23-37).

УДК 551.326.7:53(269) DOI: 10.31857/S2076673422020132, EDN: EPIVYC

Особенности текстуры многолетнего пресного льда в заливе Транскрипция (Восточная Антарктида) в период летнего таяния

© 2022 г. В.В. Харитонов*, В.А. Бородкин

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

Texture features of multi-year fresh ice in the Transcription bay, East Antarctica, in the period of summer melting

V.V. Kharitonov*, V.A. Borodkin

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

Received June 23, 2021 / Revised December 15, 2021 / Accepted April 1, 2022

Keywords: ***perennial ice, Antarctica, ice core, density, air inclusions, congelation ice, infiltration ice, ice formation.***

Summary

The paper presents new data on the texture and density of a unique natural object – perennial fresh landfast ice in the Gulf of Transcription (East Antarctica), obtained in January 2020. The main purpose of the work was a planned (scheduled) inspection of the landing site selected for the 63rd season of the Russian Antarctic Expedition (RAE), investigation of the ice core sampling and analysis of its texture, including measuring the ice density. The thickness of the ice cover at the core sampling site was 3.02 m. In the long-standing (perennial) fast ice, the new ice is formed mainly from below as a natural growing of the congelation ice. From above a new ice is formed in smaller volumes, and it is either the infiltration ice in spring or freezing of melt water on the surface in autumn. Infiltration ice does not contribute much to the old fast ice, remaining a seasonal phenomenon. The reasons for that are insufficient snow accumulation in winter and the lack of salt water in the subglacial layer. In the upper layer of ice, its density is minimal and amounts to 680–720 kg/m^3, increasing with depth and approaching its maximum at the lower edge – 917 kg/m^3. The average density of ice is 875 kg/m^3. The effect of primary air inclusions (bubbles) on the density of ice which contains large crystals of tens of centimeters in size is approximately the same for the whole ice thickness. Significant changes in the density of ice are caused by secondary inclusions which are formed during the freezing of melt water in the runoff and riverbed flows. It is shown how a crack in the ice, probably thermal, is further transformed under the influence of temperature and melt water runoff into a sinusoidal channel. This is rather common phenomenon associated with the thermal physics of the ice cover, the melting–freezing processes, and surface tension. The period of the sinusoid increases linearly with depth (the coefficient of determination $R^2 = 0.99$). Thus, the new data obtained allows expanding the present-day scientific notions on the role of physical processes in formation and evolution of long-standing (perennial) ice.

Citation: Kharitonov V.V., Borodkin V.A. Texture features of multi-year fresh ice in the Transcription bay, East Antarctica, in the period of summer melting. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (2): 275–286. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422020132, edn: epivyc.

Поступила 23 июня 2021 г. / После доработки 15 декабря 2021 г. / Принята к печати 1 апреля 2022 г.

Ключевые слова: ***многолетний лёд, Антарктида, керн, плотность, воздушные включения, конжеляционный и инфильтрационный лёд, формирование льда.***

В январе 2020 г. на многолетнем пресном льду толщиной 3,02 м в заливе Транскрипция (Восточная Антарктида) – в районе полевой базы Оазис Бангера – был отобран керн, выполнен его текстурный анализ и измерена плотность льда. Исследование текстуры льда показало, что в многолетнем припае залива лёд формируется главным образом снизу с образованием конжеляционного льда естественного нарастания. Из-за недостаточного снегонакопления в зимний период и отсутствия солёной воды в подлёдном слое инфильтрационный лёд не вносит вклад в многолетний лёд, оставаясь сезонным явлением.

Введение

Лёд играет важную роль в процессах взаимодействия океана и атмосферы. Данные о физических параметрах льда используют в математических моделях, описывающих климатические изменения в окружающей среде. Достаточно много исследований, посвящённых изучению нарастания морского льда, выполнено к настоящему времени как в Арктике, так и в Антарктике. Существенно меньше информации о многолетнем ледяном покрове. Среди публикаций на

эту тему отметим статьи о 1–2-метровом припайном льду у побережья Таймыра [1], о многолетнем льду в Нелла-фьорде (Восточная Антарктида) [2], а также историю, начиная с начала XX в., многолетнего льда в заливе Йелвертон (Канада) [3]. Авторы работы [4] исследовали взаимодействие многолетнего припая с шельфовым ледником Мерца (Восточная Антарктида). В исследовании [5] приводятся данные о толщине и вариации шероховатости над- и подводной поверхностей многолетнего льда в море Бофорта. Статистические данные о морфометрических характеристиках многолетнего льда в Канадском Арктическом архипелаге за длительный период времени опубликованы в работах [6, 7]. Исследователи Г. Тимко и У. Уикс пишут: «Знания о старом льду крайне скудны. Это может показаться удивительным, поскольку это самый тяжёлый тип льда в арктических регионах. Измерения на старом льду обходятся дорого, а из-за его большей толщины и прочности по сравнению с однолетним льдом получить их труднее. Кроме того, он не так легко доступен географически как однолетний лёд» [8].

Снежный покров сильно влияет на процессы, происходящие со льдом, особенно это заметно в Антарктике. На поверхности льда образуется снежно-водный лёд в результате пропитывания снега талой водой или просочившейся на поверхность морской водой при подтапливании льда под действием массы снега. Со временем, в период летнего таяния, происходит сток рассола и талой воды. Периодически образующаяся наледь – основная причина роста толщины антарктического ледяного припая. Она может на порядок превышать среднюю по региону толщину морского льда, как это происходит, например, в районе ледника Мерца, Восточная Антарктида [4], хотя в последние годы прослеживается тенденция к уменьшению площади, занимаемой многолетним припаем [3]. Керны льда природных водоёмов содержат «запись» условий и процессов роста и таяния льда. Согласно текстурным и изотопным исследованиям кернов антарктического многолетнего припая [2], термодинамические процессы – основной механизм, ответственный за развитие многолетнего припая. Определённый вклад вносят также процессы образования снежно-водного льда, анализ которых приведён в работе [9]. Однако информации о физико-механических характеристиках антарктического припая явно недостаточно

В январе 2020 г. методом вертолётного десанта были выполнены однодневные исследовательские работы на уникальном природном объекте – многолетнем пресном припайном льду в заливе Транскрипция (Восточная Антарктида). Основная задача работ – плановая проверка участка ледяной поверхности, выбранного в качестве посадочной площадки в сезон 63-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ). Проверка предусматривала также исследования льда. В настоящей работе приведены новые данные о текстуре и плотности льда залива, которые представляют собой «мгновенный снимок», запечатлевший процесс развития достаточно редкого природного феномена, к которому относится данный лёд. Лишь в некоторой степени его можно сравнить со льдом, образующимся при спокойном замерзании озёрной воды [10].

Общая характеристика района и гидрометеорологических условий

Район работ расположен в центральной части залива Транскрипция на расстоянии 7 км от полевой базы Оазис Бангера (рис. 1 и 2). Фактически залив представляет собой эпишельфовое озеро, с северной стороны примыкающее к леднику Эдисто, а с южной огороженное коренными породами оазиса. Эпишельфовые озёра образуются из пресной воды во фьордах, полностью заблокированных ледниками. Более низкая плотность пресной воды позволяет ей находиться над солёной, а ледник консервирует зеркало озера от ветра и препятствует перемешиванию воды [11]. Согласно данным работы [12], глубина залива в центральной части достигает 100 м. До глубины 70 м вода практически пресная, с солёностью менее 1‰; солоноватые воды (0,3–19,0‰) обнаружены только у дна на глубинах 89–102 м. Температура воды у дна – 0–0,4 °С. Наличие приливной трещины подтверждает связь залива с океаном. На ледовый режим залива влияет значительная протяжённость берегов, примыкающих к леднику, поэтому эпишельфовый залив Транскрипция не вскрывается [12]. Толщина льда летом близка к 3 м, а максимальная достигает 5 м [13]. Согласно измерениям в

сезон 64-й РАЭ в 2019 г., толщина льда в заливе составляет 2,95–3,20 м [14, 15]. Специфика района работ состоит в наличии толстого припайного многолетнего льда, сформировавшегося в условиях очень сильного распреснения и постоянной температурной стратификации подлёдного слоя морской воды. К сожалению, метеонаблюдения в этой части Оазиса Бангера не проводятся, поэтому информация по температуре, ветру и осадкам отсутствует.

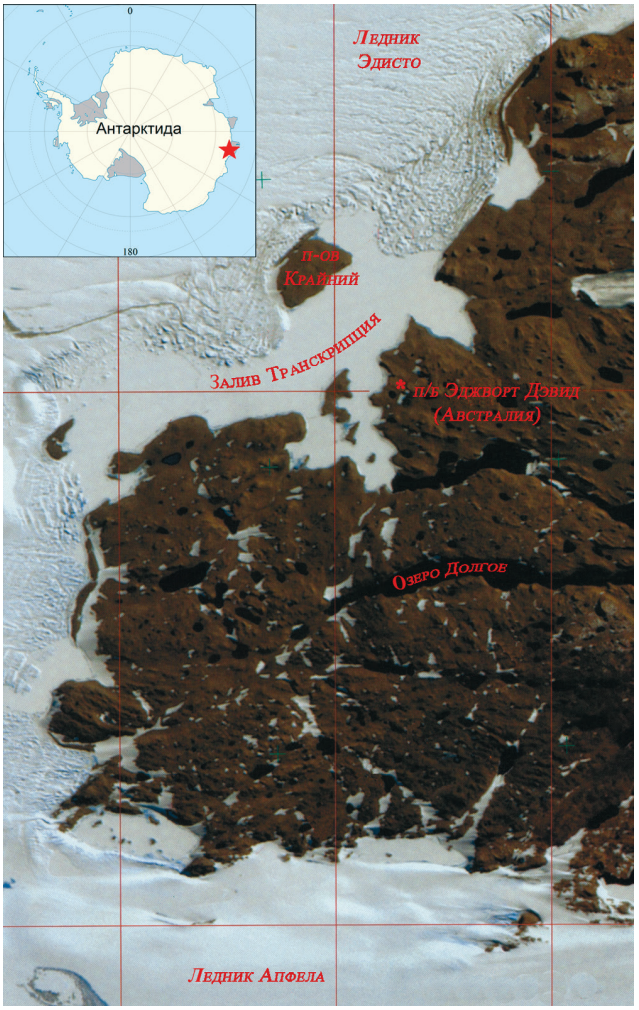


Рис. 1. Фрагмент спутникового снимка Оазиса Бангера (Восточная Антарктида) от Австралийского Антарктического управления (Australian Antarctic Division). Дата неизвестна

Fig. 1. A fragment of satellite image of Bunger Hills, East Antarctica, from the Australian Antarctic Division. Date of image unknown

Методика исследования

Полевые исследования физико-механических характеристик морского льда выполняли 1.01.2020 г. в соответствии с отечественными нормативными документами и международными стандартами. В точке с координатами 66°14,740' ю.ш. и 100 35,726' в.д. при помощи электромеханического керноотборника фирмы «Kovacs Enterprise», USA, был отобран керн. Место взятия керна находилось на расстоянии около 0,5 км от ближайшего берега. Диаметр керна – 140 мм. Установлено, что толщина льда в указанной точке залива составляет 3,02 м, что вполне согласуется с данными работ [14, 15]. Снежный покров отсутствовал.

Текстурный анализ выполняли на всю толщину ледяного покрова на основании исследования керна и вертикальных и горизонтальных ледяных пластин толщиной около 0,02 м. Для изготовления вертикальных пластин керн льда распиливался ручной ножовкой на цилиндры высотой примерно 0,2 м. Из этих цилиндров изготавливали пластины. Ориентация пластины в пространстве фиксировалась специальными метками, отмечающими верх пластины и её лицевую сторону, однотипно для всех изготовленных пластин. Также было сделано несколько горизонтальных пластин. После удаления остатков стружки от распиловки цилиндров пластины укладывали на ровную тёмную поверхность и проводили их визуальный осмотр: фиксировали включения во льду, их размер, форму и взаиморасположение. После этого пластины фотографировали на цифровую фотокамеру с разрешением, достаточным для сохранения информации о характере включений. Для масштабирования снимков к ледяным пластинам прикладывали рулетку с хорошо просматриваемыми делениями в 0,1, 0,01 и 0,001 м. На основании визуального осмотра и анализа полученных фотографий выделяли слои льда с отличающимся текстурным рисунком. Находили отличия включений по происхождению (воздушные, минеральные и т.д.), определяли размеры включений, их форму, положение в керне и взаиморасположение. В случае невозможной вертикальной распиловки керна из-за хрупкости льда текстуру описывали по визуальному осмотру самого керна или его части.

Плотность льда определяли взвешиванием в воздухе образцов льда известного объёма, при-



Рис. 2. Залив Транскрипция в январе 2019 г. [14]. Фото В.Л. Мартьянова, ААНИИ
Fig. 2. Transcription Bay in January 2019 [14]. Photo by V.L. Martyanov, AARI

готовленных из выбуренных кернов. Взвешивание выполняли на электронных весах типа МК–3.2–А20, позволяющих вести измерения при отрицательных температурах воздуха. Класс точности весов – средний по ГОСТ 29329 и МР МОЗМ Р 76–1. С заданных уровней керна выпиливали образцы льда высотой преимущественно 0,2 м. При помощи штангенциркуля с точностью до 0,1 мм проводили четыре измерения диаметра и четыре измерения высоты ледяного цилиндра, которые в дальнейшем осреднялись. Далее ледяной цилиндр взвешивали на электронных весах и по массе и объёму цилиндра рассчитывали плотность образца льда.

Результаты исследования текстуры и плотности льда в заливе Транскрипция

Текстура льда. Лёд в заливе Транскрипция в точке измерений относится к многолетнему, сформированному из пресной или очень распреснённой воды ($S \leqslant 1‰$, [12]) и снега. Текстурный анализ показал, что по интенсивности образования вторичных включений и их влияния на строение льда сам лёд условно можно разделить на пять слоёв, следующих друг за другом от поверхности вниз (рис. 3).

Первый слой (горизонт 0–0,1 м) – белый, непрозрачный, состоящий из скреплённых между собой отдельных зёрен с большим количеством пузыристых включений размером от 0,1 до 5 мм. Количество включений оценивается в 5 баллов по пятибалльной шкале [16]. Скорее всего, этот слой сформировался в процессе разрушения верхнего слоя льда под действием положительных температур воздуха в сочетании с воздействием солнечной радиации в результате процессов перекристаллизации в верхнем слое льда (см. рис. 3, *а*).

Второй слой (горизонт 0,10–1,03 м) – непрозрачный, содержит большое количество сферических включений размером от 1 до 8 мм, расположенных в виде вертикальных цепочек. Часть включений имеет овальную форму и вытянута по вертикали (см. рис. 3, *б*). Количество включений оценивается в 4–5 баллов. Такое расположение сферических включений возникло из-за промерзания стоковых каналов, образующихся в летний период, частота расположения которых за многолетнее существование льда заметно увеличивается по сравнению с количеством таких же каналов в однолетнем льду. Перегород-

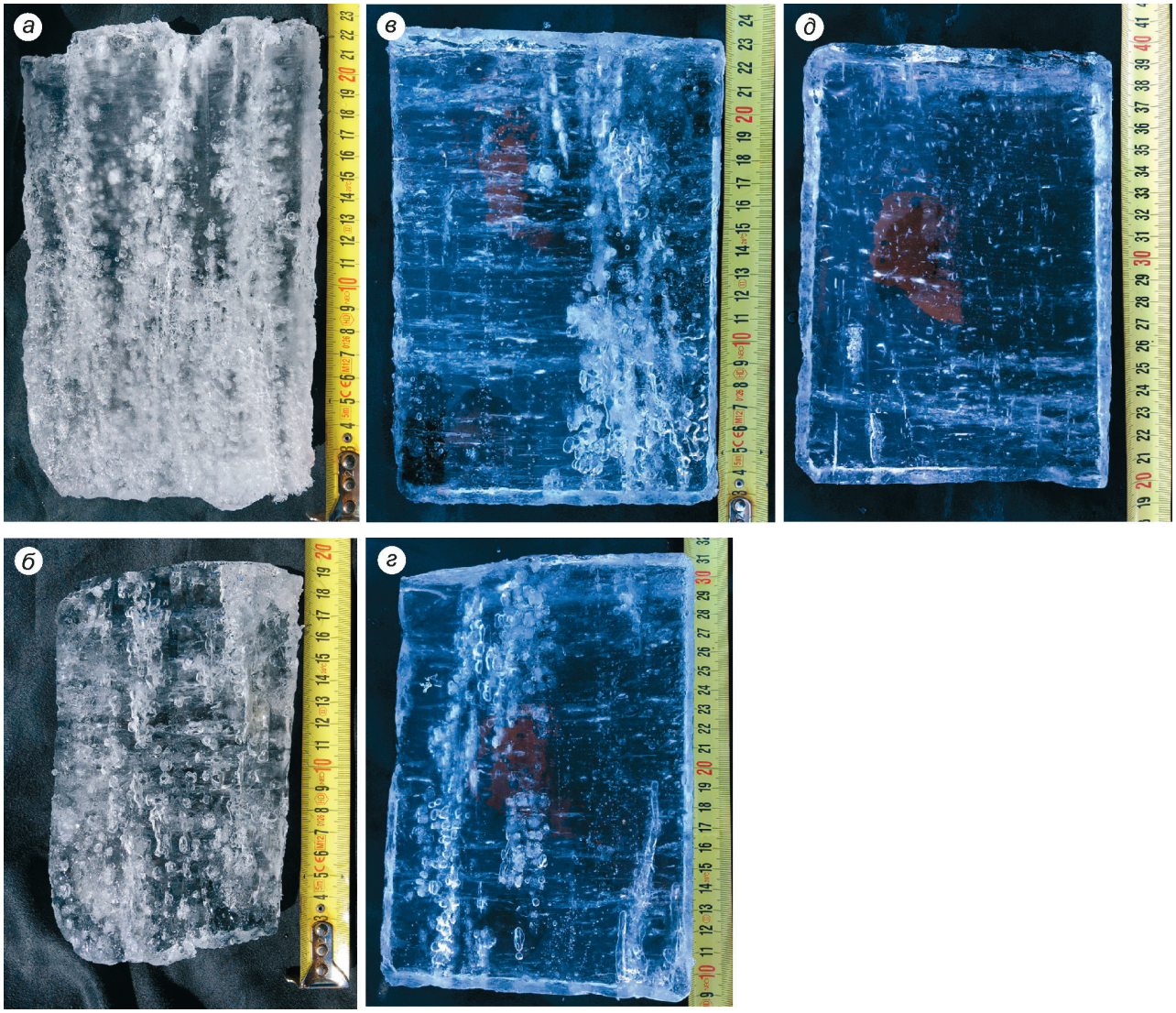


Рис. 3. Фотографии в отражённом свете вертикальных срезов льда из керна, выбуренного 1.01.2020 г. в многолетнем припае залива Транскрипция.

Текстурный анализ показывает, что по интенсивности образования вторичных включений и их влиянию на строение льда сам лёд можно условно разделить на пять слоёв, следующих друг за другом от поверхности вниз: *а* – слой 0–0,24 м; *б* – слой 0,85–1,03 м; *в* – слой 1,27–1,47 м; *г* – слой 1,97–2,14 м; *д* – слой 2,82–3,02 м

Fig. 3. Photos of vertical ice plates from the Transcription Bay in the reflected light.

Textural analysis shows that according to the intensity of the formation of secondary inclusions and their influence on the ice structure, the ice itself can be conventionally divided into five layers, following each other from the surface down: *а* – layer of 0–0.24 m; *б* – 0.85–1.03 m; *в* – 1.27–1.47 m; *г* – 1.97–2.14 m; *д* – 2.82–3.02 m

ки между включениями под действием термометаморфических процессов частично разрушены и видоизменены. Часть стоковых каналов этого сезона образования представляют собой сквозные отверстия диаметром до 10 мм, формирующиеся в толще льда русла для стекания талой воды. В результате лёд при извлечении керна на поверхность легко разрушается по линиям расположения стоковых каналов и сферических включений. Для залива Транскрипция характерно поступление на поверхность ледяного покрова большого количества мелких частиц пород, которые сильными ветрами перемещаются с близлежащего берега на акваторию залива [14]. Эти частицы служат очагами более интенсивного таяния льда в летний период, проникая в толщу ледяного покрова и формируя сеть вертикально ориентированных углублений различно-

го диаметра и протяжённости. Предположение, что каналы образованы в результате таяния льда в месте положения твёрдой частицы, основано на аналогичных процессах в ледниках. С наступлением холодов вода, скапливающаяся в этих углублениях, замерзает, стимулируя формирование цепочек сферических воздушных включений вертикальной направленности.

Третий слой (горизонт 1,03–1,97 м) имеет прозрачность 3–4 балла и характеризуется двумя группами включений (см. рис. 3, *в*). К первой группе можно отнести сферические воздушные включения диаметром 0,1–10 мм, расположенные вертикальными цепочками. Такое положение включений возникло в результате трансформации вертикальных трубчатых первичных включений. В толще льда наблюдаются отдельные сферические включения диаметром до 3–4 мм, расположенные хаотично. Ко второй группе относятся замёрзшие стоковые каналы с вертикальными цепочками сферических включений диаметром от 0,1 до 8 мм и стоковые каналы этого сезона. Частота расположения стоковых каналов значительно меньше, чем в вышележащем слое, но всё-таки достаточно велика. Количество включений по слою оценивается в 3–4 балла.

Четвёртый слой (горизонт 1,97–2,62 м) имеет прозрачность 3 балла (см. рис. 3, *г*). Как и в предыдущем слое, включения условно можно разделить на две группы: первая группа – цепочки и отдельные включения сферической формы диаметром 0,1–1 мм; вторая группа – скопления сферических включений от 1 до 8 мм, некоторые из них сами состоят из сгустков включений до 0,1 мм. В отличие от предыдущего слоя цепочки крупных включений иногда образуют изолированные скопления высотой в несколько сантиметров и шириной 0,02–0,03 м, которые возникли в результате промораживания крупных стоковых каналов в предыдущие годы. В четвёртом слое наблюдается прерывание стоковых каналов этого сезона образования, которые в данном керне достигают горизонта 2,50 м.

Пятый слой (горизонт 2,62–3,02 м) имеет прозрачностью 2–3 балла (см. рис. 3, *д*). В этом слое не наблюдается проникновение стоковых каналов текущего года. Анализ текстуры керна показал, что замёрзшие стоковые каналы предыдущих лет образования ограничены горизонтом 2,50 м. Преобладают цепочки сферических включений размером 0,1–0,5 мм, расположенные вертикально или под некоторым углом, и сгустки включений такого же размера, объединённые в сферические образования диаметром 2–5 мм. Этот слой льда можно отнести ко льду текущего сезона нарастания.

Лёд формировался главным образом снизу с образованием конжеляционного льда естественного нарастания и в меньших объёмах – сверху за счёт образования инфильтрационного льда в весенний период. Анализ текстурного рисунка позволил установить, что толщина нижнего, наросшего в сезоне этого года слоя льда равна примерно 0,40 м, а слоя льда предыдущего года – около 0,65 м, что позволяет предположить прирост толщины льда в результате естественного нарастания снизу по 0,40–0,65 м в год. Сильная внутренняя разрушенность вышележащих слоёв не позволяет идентифицировать их по годовому приросту. Текстура льда с горизонта 1,03 м до нижней границы не имеет первичных включений, характерных для инфильтрационного льда, наросшего сверху, что позволяет предположить незначительную толщину слоя этого льда и его полное таяние в летний период. Лёд в слое 0–1,10 м сильно разрушен термометаморфическими процессами и для выявления годовых циклов по текстуре непригоден.

Плотность льда. На рис. 4 приведён график распределения плотности льда по глубине. Он представлен отрезками, соответствующими длине цилиндрических кусков керна, по которым определялась плотность. Пропуск данных на горизонте 0,22–1,05 м связан с тем, что эта часть керна при извлечении из керноотборника рассыпалась на мелкие куски, а на горизонте 1,47–1,97 м – с наличием продольного скола, который нарушил цилиндрическую форму образцов, что привело к невозможности точного определения их объёма. Плотность льда, рассматриваемая как отношение общей массы льда к его объёму, будет зависеть от объёма, занятого воздушными включениями. Чем больше включений в единице объёма, тем меньше плотность льда. Это хорошо согласуется с расположением слоёв, выделенных по текстурным признакам (см. рис. 3). Плотность исследованного нами льда минимальна в верхнем слое льда – 680–720 кг/м^3, возрастает с глубиной, приближаясь у нижней границы к максимуму – 917 кг/м^3. Средняя плотность льда равна 875 кг/м^3.

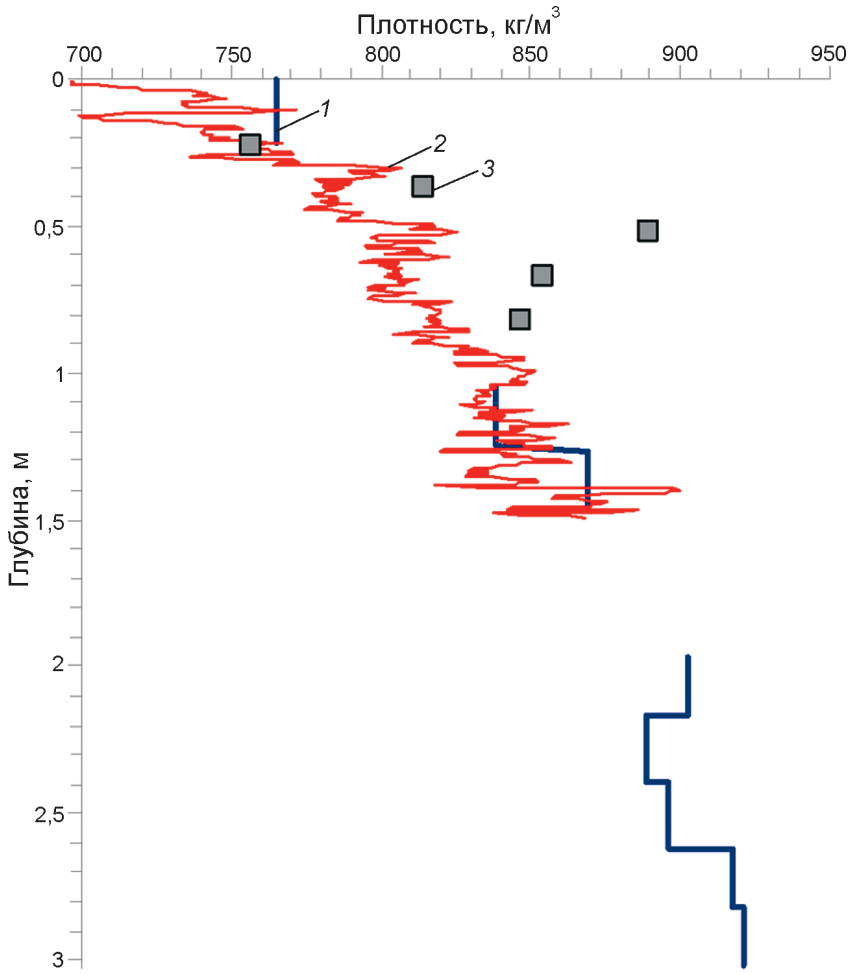


Рис. 4. Распределение плотности припайного льда в заливе Транскрипция по глубине.
Пропуск данных на горизонте 0,22–1,05 м связан с тем, что эта часть керна при извлечении из керноотборника рассыпалась на мелкие куски, а на горизонте 1,47–1,97 м – с наличием продольного скола, который нарушил цилиндрическую форму образцов, что привело к невозможности точного определения их объёма. Для сравнения нанесены значения плотности, рассчитанные по скорости электротермобурения ровного льда в Обской губе весной 2004 г. и значения плотности однолетнего морского льда из припая в заливе Лютцов-Хольм (Антарктида) из работы [17].
1 – залив Транскрипция, 2020 г.; *2* – Обская губа, 2004 г.; *3* – однолетний морской лёд в припае залива Лютцов-Хольм (Антарктида), 1984 г.

Fig. 4. Distribution of landfast ice density with depth in the Transcription Bay.
The lack of data at the depth of 0.22–1.05 m is due to the fact that this part of the core fell into small pieces when extracted from the core collector, and at the depth of 1.47–1.97 m – with the presence of a longitudinal chip that violated the cylindrical shape of the samples, which led to the impossibility of accurately determining their volume. For comparison, the density values calculated from the penetration rate of electric thermal drilling of level ice in the Ob Bay in the spring of 2004 and the density values of first-year sea landfast ice from the Lutzow-Holm Bay (Antarctica) [17] are plotted.
1 – Transcription Bay, 2020; *2* – Ob Bay, 2004; *3* – Lutzow-Holm Bay, 1984

Анализ и обсуждение результатов исследования льда

Полученная толщина льда, составляющая 3,02 м, совпадает с результатами измерений годичной давности [14, 15]. В условиях постоянной температурной стратификации подлёдного слоя морской воды результаты, репрезентативные для точки отбора керна и нескольких точек шнекового бурения, полученные в сезон 64-й РАЭ, могут быть экстраполированы на всю акваторию залива. Многолетний пресный лёд – довольно редкое явление, и данных о его толщине в литературе нет. М. Джонстон в работе [7] приводит данные о средней толщине многолетних ледяных полей в проливе Нэрса в Канадском Арк-

тическом архипелаге: от 3,4±1,3 до 14,7±3,8 м. Это – существенно выше полученного нами значения. Он также отмечает, что примерно до 23% полей имеют толщину 10 м и более. Сравнение солёного морского льда и пресного льда в заливе не совсем корректно, так как льды толщиной более 10 м, скорее всего, относятся ко льдам, наросшим сверху за счёт снежного покрова.

Поверхность льда залива на момент выполненных исследований, как и в 2019 г., была ровная [14]. Это показывает, что баланс между поступлением талой воды на поверхность и проницаемостью льда смещён в сторону высокой проницаемости льда для талой воды, что, в свою очередь, контролирует равномерность альбедо льда и морфологию поверхности льда. Вывод о том, что лёд формируется главным образом снизу с образованием конжеляционного льда естественного нарастания, приводится и в работе [18]. В ней отмечается, что нарастание льда сверху за счёт образования инфильтрационного льда в весенний период или намерзания талой воды на поверхности в осенний период происходит в меньших объёмах. Аналогичный вывод сделан в исследовании [2], где замечено, что снежно-ледяные слои могут занимать до 38% всей толщи льда. Разделение всей толщи льда на пять слоёв, рассмотренных раньше в данной статье, – условно, так как выделить чёткие границы, как это сделано для двухлетнего льда в исследовании [19], довольно трудно.

Отметим и некоторое противоречие с выводами статьи Н.В. Черепанова и А.М. Козловского [20], которые изучали строение и свойства антарктического многолетнего морского припая на станции Ленинградская в Антарктиде. Особенность такого припая – наличие слоёв водно-ледяного льда, представляющего собой смесь рассола солёностью до 58‰ с зёрнами фирна. Они считают, что толщина антарктического многолетнего припая увеличивается не за счёт конжеляционного ледообразования, а в результате процессов термического метаморфизма, возникающих на границе снежно-фирновой толщи и льда. Лёд формируется в условиях интенсивного снегонакопления и наличия солёной воды под ледяным покровом. Верхний слой припая у станции Ленинградская состоит из снежно-фирнового и инфильтрационного льда и достигает толщины 1–2 м. На нижней границе формируется слой шугового льда. В целом лёд отличается большой неоднородностью по строению, что хорошо просматривается на текстурном рисунке [20]. Лёд в заливе Транскрипция существенно отличается по генезису от многолетнего припайного льда в районе станции Ленинградская, так как формируется в пресной или сильно распреснённой воде с отсутствием или слабовыраженным образованием шугового льда, а снегонакопление не столь интенсивное, чтобы формировать слой снежно-фирнового льда достаточной толщины, способный пережить летнее таяние. Кроме того, в связи с большой сухостью воздуха в оазисе Бангера (минимальная влажность 12%) там велика испаряемость, величина которой оценивается в 450–600 мм в год [21].

Развитие стоковых каналов в большей степени характерно для морского льда, где они формируются в результате миграции рассола. На пресном льду сток талой воды происходит за счёт формирования снежниц и стоковой системы на поверхности льда. Однако на пресном льду при наличии твёрдых частиц могут образовываться проталины вертикального развития, которые не пронизывают лёд на всю его толщину, но заполнены водой, которая при замерзании оставляет соответствующий текстурный след.

Максимальный размер воздушных включений в исследованном льду достигал 8 мм. Согласно [22], воздушные включения в снежном льду имеют сферическую форму и варьируют от нескольких миллиметров примерно до сантиметра. В этой работе рассматривается речной лёд, в то время как в процессе эволюции многолетнего льда процессы термометаморфизма могут приводить к трансформации количества и размеров воздушных включений, чем и объясняется некоторое различие в сравниваемых размерах включений. Кроме того, большое разнообразие размеров обусловлено тем обстоятельством, что размер воздушных включений распределён по логнормальному закону [23].

Залив Транскрипция не имеет открытой связи с морем и не вскрывается в летний период, а пополняется пресной водой путём притока талых пресных вод с ледника, поэтому условий для возникновения кристаллов внутриводного льда нет. В качестве гипотезы можно предположить, что преимущественное развитие в каждом зимнем сезоне будут получать уже существующие на нижней поверхности ледяного покрова кристаллы,

особенно растущие в горизонтальной плоскости. Внутри льда будут идти режеляционные процессы, способствующие укрупнению первичных кристаллов. Внутри стоковых каналов при замерзании в них воды будут образовываться более мелкие кристаллы, которые в процессе годовых циклов также будут стремиться к укрупнению.

Плотность морского льда – важная характеристика, однако сложный состав льда (наличие твёрдой фазы льда, солей, жидкой и воздушной фазы) заставляет подходить к измерению плотности более тщательно. В литературных источниках плотность льда обозначена в пределах 720–940 кг/м^3 со средним значением 910 кг/м^3 [24], а плотность льда над уровнем моря – 720–910 кг/м^3 [5]. Средняя плотность исследованного нами льда – 875 кг/м^3. Превышение льда над уровнем моря – 0,3 м. В работе [5] приведена эмпирическая формула, связывающая плотность льда с превышением. Согласно этой формуле и нашему значению превышения, плотность льда должна составлять 916 кг/м^3, т.е. есть существенное различие. Следует иметь в виду, что эмпирическая формула построена на некотором облаке точек как регрессионная прямая и полученное нами значение средней плотности ложится на край этого облака точек. В этой же работе приведён график, на котором превышению льда, равному 0,3 м, соответствует толщина льда, приблизительно равная 3 м, т.е. нашему значению толщины льда.

В слоях с относительно большим количеством воздушных включений различного происхождения плотность льда последовательно возрастает от 765 до 870 кг/м³ (см. рис. 4). В слоях, меньше подвергшихся термометаморфическим изменениям (см. рис. 3, *г*, *д*), плотность льда увеличивается и приближается к плотности пресных льдов, сложенных крупными кристаллами, т.е. к 917 кг/м³. Поскольку кристаллическое строение льда тесно связано с его текстурой, текстурный рисунок указывает, что наиболее вероятно строение с крупными кристаллами, размеры которых составляют десятки сантиметров. Влияние первичных воздушных включений на плотность льда, имеющего в основе крупные кристаллы, остаётся примерно одинаковым для всего льда, и существенные изменения в плотность льда будут вносить в основном вторичные включения, возникшие в результате трансформации первичных включений. При замерзании талой воды в стоковых каналах и руслах выделяются газы и формируются воздушные включения, создающие своеобразный текстурный рисунок. Причём этот процесс не связан с образованием воздушных включений на нижней границе льда.

Это положение подтверждают измерения плотности льда, выполненные в мае–июне 2004 г. в Обской губе. ААНИИ проводил там исследования морфометрических и прочностных характеристик припая, в том числе с помощью электротермобурения [25]. Припайный лёд состоял в основном из крупнооблочных кристаллов неправильной формы, соответствующих структурному типу А1 или А2 [16], что было обусловлено ранними сроками устойчивого ледообразования. Текстура этого типа льда – монолитная; в слоях с минимальным количеством включений плотность пресного льда приближалась к своему максимуму – 917 кг/м^3. К моменту начала работ температура льда повысилась до 0 °С и её вертикальное распределение стало однородным. На рис. 4 красной линией показаны значения плотности, рассчитанные по скорости электротермобурения ровного льда в Обской губе весной 2004 г. Также для сравнения квадратиками обозначены значения плотности однолетнего морского льда из припая в заливе Лютцов-Хольм (Антарктида) из работы [17]. Как видно из графиков, плотность припая в нижних слоях выше, чем в соответствующих слоях пресноводного льда в заливе Транскрипция. Сравнивая данные по плотности льда в керне 2020 г. с данными 2019 г. [15], отметим, что в верхней части ледяного покрова лёд в 2020 г. более плотный (765 кг/м^3 против 680–720 кг/м^3), на глубине около 1 м разница в плотности составляет 5–20 кг/м^3, на глубине около 2 м плотность льда практически одинакова. Средняя по всей толщине плотность в 2019 и 2020 гг. – близкая.

На рис. 5 показан фрагмент текстуры керна на горизонте 2,62–2,82 м. На нём виден синусоподобный канал, причём период синусоиды линейно возрастает с глубиной (коэффициент детерминации 0,99). Предположительно – это трещина, скорее всего термическая, в дальнейшем трансформировавшаяся под действием температуры и талой воды (талая вода использует эту трещину как естественный канал для стока). На это предположение указывают: достаточно прямое положение линии текстурных изменений в вертикальной плоскости и её наклон отно-

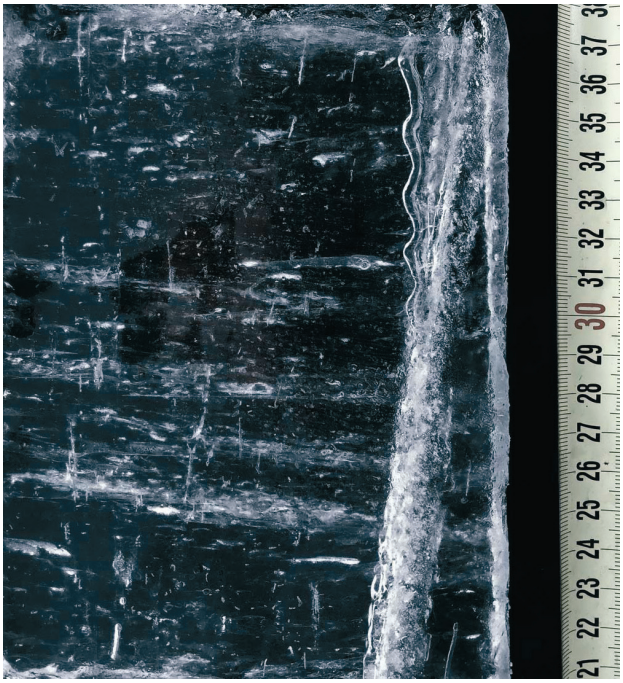


Рис. 5. Синусовидный канал на вертикальном срезе льда в отражённом свете, слой 2,62–2,82 м.
Период синусоиды линейно возрастает с глубиной (коэффициент детерминации 0,99). Предположительно, что это трещина, скорее всего, термическая, в дальнейшем трансформировавшаяся под действием температуры и талой воды (талая вода использует эту трещину как естественный канал для стока)

Fig. 5. A sinusoidal channel on a vertical slice of ice in reflected light, a layer of 2.62–2.82 m.
The period of the sinusoid increases linearly with depth (the coefficient of determination is 0.99). It is assumed that this is a crack, most likely thermal, which was subsequently transformed under the influence of temperature and meltwater (meltwater uses this crack as a natural channel for runoff)

сительно вертикали. Что касается канала синусоидального вида, то, скорее всего, это связано с тем, что вода (или рассол в солёных льдах), скапливаясь на отдельных участках канала, принимает каплевидную форму. Чем больше воды, тем больше становится капля. На стенках капли постоянно происходит процесс таяния–ледообразования с выделением и поглощением тепла, что способствует расширению капли (капля всегда стремится принять форму шара). При стоке воды остаётся округлая полость. Вода, стекая вниз, блокируется очередной преградой, и процесс начинается вновь. При замерзании воды может оставаться след в виде округлой границы капли. Увеличение размеров капель с глубиной можно объяснять по-разному: чем глубже в лёд, тем больше воды в капле; чем глубже в лёд, тем быстрее тает лёд снизу (например, из-за повышения температуры льда) и вода спускается глубже до следующего прорыва, и т.д. Изучение этого процесса связано с теплопроводностью льда и силами поверхностного натяжения, оно требует специальных измерений и экспериментов.

Выводы и заключение

1. Лёд залива Транскрипция формируется в основном снизу с образованием конжеляционного льда естественного нарастания и в меньших объёмах – сверху за счёт образования инфильтрационного льда в весенний период или намерзания талой воды на поверхности в осенний период.

2. Инфильтрационный лёд не даёт вклада в многолетний лёд, оставаясь сезонным явлением. Причины этого – недостаточное снегонакопление в зимний период (такой вывод следует из анализа текстуры керна) и отсутствие солёной воды в подлёдном слое.

3. Плотность исследованного льда минимальна в верхнем слое льда, где она составляет 680–765 кг/м^3, возрастает с глубиной, приближаясь у нижней поверхности к своему максимуму – 917 кг/м^3. Средняя плотность льда – 875 кг/м^3.

4. Обнаруженный в нижней части льда синусовидный канал отличается линейным увеличением периода колебаний с глубиной.

Новые данные об уникальном природном объекте – многолетнем пресном припайном льде в заливе Транскрипция (Восточная Антарктида), полученные авторами, способствуют развитию научной концепции формирования и эволюции морского ледяного покрова, суть которой состоит в том, что строение льда играет основополагающую роль в проявлении его физических свойств.

Благодарности. Работа выполнена в рамках 64-й и 65-й РАЭ. Авторы выражают благодарность руководству РАЭ в лице А.В. Клепикова за обеспечение логистики и сотруднику ААНИИ С.В. Кашину за помощь при проведении полевых работ.
Acknowledgments. This work was carried out within the framework of 64 and 65 Russian Antarctic Expedition (RAE). The authors express their gratitude to the head of the RAE A.V. Klepikov for providing logistics and Sergey Kashin of the AARI for his assistance in field work.

Литература

1. *Reimnitz E., Eicken H., Martin T.* Multiyear Fast Ice along the Taymyr Peninsula, Siberia // Arctic. 1995. V. 48. № 4. P. 359–367.
2. *Tang S., Qin D., Ren J., Kang J., Li Z.* Structure, salinity and isotopic composition of multi-year landfast sea ice in Nella Fjord, Antarctica // Cold Regions Science and Technology. 2007. V. 49. P. 170–177. doi: 10.1016/J.COLDREGIONS.2007.03.005.
3. *Pope S., Copland L., Mueller D.* Loss of Multiyear Landfast Sea Ice from Yelverton Bay, Ellesmere Island, Nunavut, Canada // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2012. V. 44. № 2. P. 210–221. doi: 10.1657/1938-4246-44.2.210.
4. *Massom R.A., Giles A.B., Fricker H.A., Warner R.C., Legresy B., Hyland G., Young N., Fraser A.D.* Examining the interaction between multi-year landfast sea ice and the Mertz Glacier Tongue, East Antarctica: another factor in ice sheet stability? // Journ. of Geophys. Research. 2010. V. 115. C12027. http://dx.doi.org/10.1029/2009JC006083.
5. *Ackley S.F., Hibler W.D., Kugzruk F., Kovacs A., Weeks W.F.* Thickness and roughness variations of Arctic multi-year sea ice // Ocean '74 IEEE. Intern. Conf. on Engineering in the Ocean Environment. 1974. V. 1. P. 109–117. doi: 10.1109/OCEANS.1974.1161374.
6. *Johnston M.* Seasonal changes in the properties of first-year, second-year and multi-year ice // Cold Regions Science and Technology. 2017. V. 141. P. 36–53. http://dx.doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.05.006.
7. *Johnston M.* Thickness and freeboard statistics of Arctic Multi-year Ice in late summer: Three, recent drilling campaigns // Cold Regions Science and Technology. 2019. V. 158. P. 30–51. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2018.10.016.
8. *Timco G.W., Weeks W.F.* A review of the engineering properties of sea ice // Cold Regions Science and Technology. 2010. V. 60. P. 107–129. doi: 10.1016/j.coldregions.2009.10.003.
9. *Ashton G.D.* River and lake ice thickening, thinning, and snow ice formation // Cold Regions Science and Technology. 2011. V. 68. P. 3–19. doi: 10.1016/j.coldregions.2011.05.004.
10. *Gow A.J.* Orientation textures in ice sheets of quietly frozen lakes // Journ. of Crystal Growth. 1986. V. 74. P. 247–258. doi: 10.1016/0022-0248(86)90114-4.
11. *Короткевич Е.С.* Полярные пустыни. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 420 с. Доступно на: http://www.geolmarshrut.ru/biblioteka/catalog.php?ELEMENT_ID=3170 (accessed 11.12.2020).
12. *Клоков В.Д., Кауп Э.Б., Хендель Д., Цират Р.* Химический состав и экологическая характеристика озёрных вод оазиса Бангера // Информ. бюл. САЭ. 1960. № 111. С. 91–104.
13. *Атлас океанов.* Антарктика. СПб.: Главное управление навигации и океанографии МО РФ, 2005. 300 с.

References

1. *Reimnitz E., Eicken H., Martin T.* Multiyear Fast Ice along the Taymyr Peninsula, Siberia. Arctic. 1995, 48 (4): 359–367.
2. *Tang S., Qin D., Ren J., Kang J., Li Z.* Structure, salinity and isotopic composition of multi-year landfast sea ice in Nella Fjord, Antarctica. Cold Regions Science and Technology. 2007, 49: 170–177. doi: 10.1016/J.COLDREGIONS.2007.03.005.
3. *Pope S., Copland L., Mueller D.* Loss of Multiyear Landfast Sea Ice from Yelverton Bay, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2012, 44 (2): 210–221. doi: 10.1657/1938-4246-44.2.210.
4. *Massom R.A., Giles A.B., Fricker H.A., Warner R.C., Legresy B., Hyland G., Young N., Fraser A.D.* Examining the interaction between multi-year landfast sea ice and the Mertz Glacier Tongue, East Antarctica: another factor in ice sheet stability? Journ. of Geophys. Research. 2010, 115: C12027. http://dx.doi.org/10.1029/2009JC006083.
5. *Ackley S.F., Hibler W.D. III, Kugzruk F., Kovacs A., Weeks W.F.* Thickness and roughness variations of Arctic multi-year sea ice. Ocean '74 IEEE. Intern. Conf. on Engineering in the Ocean Environment. 1974, 1: 109–117. doi: 10.1109/OCEANS.1974.1161374.
6. *Johnston M.* Seasonal changes in the properties of first-year, second-year and multi-year ice. Cold Regions Science and Technology. 2017, 141: 36–53. http://dx.doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.05.006.
7. *Johnston M.* Thickness and freeboard statistics of Arctic Multi-year Ice in late summer: Three, recent drilling campaigns. Cold Regions Science and Technology. 2019, 158: 30–51. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2018.10.016.
8. *Timco G.W., Weeks W.F.* A review of the engineering properties of sea ice. Cold Regions Science and Technology. 2010, 60: 107–129. doi: 10.1016/j.coldregions.2009.10.003.
9. *Ashton G.D.* River and lake ice thickening, thinning, and snow ice formation. Cold Regions Science and Technology. 2011, 68: 3–19. doi: 10.1016/j.coldregions.2011.05.004.
10. *Gow A.J.* Orientation textures in ice sheets of quietly frozen lakes. Journ. of Crystal Growth. 1986, 74: 247–258. doi:10.1016/0022-0248(86)90114-4.
11. *Korotkevich E.S. Poliarnye pustyni.* Polar deserts. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1972: 420 p. [In Russian]. Available at: http://www.geolmarshrut.ru/biblioteka/catalog.php?ELEMENT_ID=3170 (accessed 11.12.2020)
12. *Klokov V.D., Kaup E.B., Khendel' D., Tsirat R.* Chemical composition and ecological characteristics of lake waters of the Bunger hills. *Informatsionnyi biulleten' SAE.* SAE's newsletter. 1960, 111: 91–104 [In Russian].
13. *Atlas okeanov: Antarktika.* Atlas of the oceans: Antarctica. St. Petersburg: Department of Navigation and Oceanography of the Ministry of Defense of the Russian Federation, 2005: 300 p. [In Russian].
14. *Polyakov S.P., Martyanov V.L., Sukhanova A.A.* Creating of a new RAE airfield near Banger Oasis, Antarctica.

14. *Поляков С.П., Мартьянов В.Л., Суханова А.А.* Организация нового аэродрома РАЭ в районе Оазиса Бангера, Антарктида // Российские полярные исследования. 2019. № 3. С. 11–15. http://www.aari.ru/misc/publicat/sources/37/RPR-37el_1_11-15.pdf.
15. *Суханова А.А., Попов С.В., Поляков С.П., Кашкевич М.П., Мартьянов В.Л.* Георадарные исследования для подготовки взлетно-посадочной полосы на морском льду в районе полевой базы Оазис Бангера, Восточная Антарктида // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 3. С. 315–327. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-3-315-327.
16. *Черепанов Н.В., Федотов В.И., Тышко К.П.* Кристаллическое строение морского льда. // Морской лёд / Под ред. И.Е. Фролова, В.П. Гаврило. СПб.: Гидрометеоиздат, 1997. 402 с.
17. *Urabe N., Inoue M.* Mechanical Properties of Antarctic Sea Ice // Journ. of Offshore Mechanics and Arctic Engineering. 1988. V. 110. P. 403–408. http://offshoremechanics.asmedigitalcollection.asme.org/.
18. *Jeffries M.O.* Massive, ancient sea-ice strata and preserved physical-structural characteristics in the Ward Hunt Ice Shelf // Annals of Glaciology. 1991. V. 15. P. 126–131. doi: https://doi.org/10.3189/1991AoG15-1-125-131.
19. *Bjerkelund C.A., Lapp D.J., Ramseier R.O., Sinha N.K.* The texture and fabric of second-year sea ice cover at Mould Bay, Prince Patrick Island, NWT, April 1983 // Proc. IEEE. Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. (IGARRS). 1985. V. 1. P. 426–431. https://nrc-publications.canada.ca/eng/view/object/?id=ccd97163-64f4-4d58-9245-aaf710c731a6.
20. *Черепанов Н.В., Козловский А.М.* Строение и некоторые свойства антарктического многолетнего припая // Информ. бюл. САЭ. 1973. Вып. 85. С. 48–53.
21. *Русин Н.П.* Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 447 с.
22. *Gherboudj I., Bernier M., Hicks F., Leconte R.* Physical characterization of air inclusions in river ice // Cold Regions Science and Technology. 2007. V. 49. P. 179–194. doi: 10.1016/j.coldregions.2007.02.008.
23. *Perovich D.K., Gow A.J.* A quantitative description of sea ice inclusions // Journ. of Geophys. Research. V. 101. Is. C8 15. 1996. P. 18327–18343. https://doi.org/10.1029/96JC01688.
24. *Timco G.W., Frederking R.M.W.* A Review of Sea Ice Density // Cold Regions Science and Technology. 1996. V. 24. P. 1–6. doi:10.1016/0165-232X(95)00007-X.
25. *Харитонов В.В., Шушлебин А.И.* Анализ результатов совместного применения зонд-индентора и теплового бурения в ледовых исследованиях // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 2. С. 157–169. http://www.aari.ru/misc/publicat/paa/PAA-64/PAA_64_157-169.pdf.

Rossiiskie poliarnye issledovaniia. Russian Polar Investigations. 2019, 3: 11–15. [In Russian]. http://www.aari.ru/misc/publicat/sources/37/RPR-37el_1_11-15.pdf.
15. *Sukhanova A.A., Popov S.V., Polyakov S.P., Kashkevich M.P., Martyanov V.L.* GPR research for the organization of the runway on the sea ice in the area of the Bunger Oasis field base, East Antarctica. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 3: 315–327. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-3-315-327.
16. *Cherepanov N.V., Fedorov V.I., Tyshko K.P.* Crystal structure of sea ice. Eds.: Frolov I.Ye., Gavrilo V.P. *Morskoy led.* Sea ice. The collection and analysis of observational data, physical properties and forecasting ice conditions (handbook). St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1997: 402 p. [In Russian with English summary].
17. *Urabe N., Inoue M.* Mechanical Properties of Antarctic Sea Ice. Journ. of Offshore Mechanics and Arctic Engineering. 1988, 110: 403–408. http://offshoremechanics.asmedigitalcollection.asme.org/.
18. *Jeffries M.O.* Massive, ancient sea-ice strata and preserved physical-structural characteristics in the Ward Hunt Ice Shelf. Annals of Glaciology. 1991, 15: 126–131. doi: https://doi.org/10.3189/1991AoG15-1-125-131.
19. *Bjerkelund C.A., Lapp D.J., Ramseier R.O., Sinha N.K.* The texture and fabric of second-year sea ice cover at Mould Bay, Prince Patrick Island, NWT, April 1983. Proc. IEEE. Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. (IGARRS). 1985, 1: 426–431. https://nrc-publications.canada.ca/eng/view/object/?id=ccd97163-64f4-4d58-9245-aaf710c731a6.
20. *Cherepanov N.V., Kozlovskii A.M.* Structure and some properties of Antarctic multi-year fast ice. *Informatsionnyi biulleten' SAE.* SAE's newsletter. 1973, 85: 48–53. [In Russian].
21. *Rusin N.P. Meteorologicheskii i radiatsionnyi rezhim Antarktidy.* Meteorological and radiation regime of Antarctica. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1961: 447 p. [In Russian].
22. *Gherboudj I., Bernier M., Hicks F., Leconte R.* Physical characterization of air inclusions in river ice. Cold Regions Science and Technology. 2007, 49: 179–194. doi: 10.1016/j.coldregions.2007.02.008.
23. *Perovich D.K., Gow A.J.* A quantitative description of sea ice inclusions. Journ. of Geophys. Research. 1996, 101 (C8 15) 18,327–18,343. https://doi.org/10.1029/96JC01688.
24. *Timco G.W., Frederking R.M.W.* A Review of Sea Ice Density. Cold Regions Science and Technology. 1996, 24: 1–6. doi: 10.1016/0165-232X(95)00007-X.
25. *Kharitonov V.V., Shushlebin A.I.* Analysis of the joint application results of a borehole jack and thermal drilling in ice research. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (2): 157–169. [In Russian with English summary]. doi: 10.20758/0555-2648-2018-64-2-157-169.

Обзоры и хроника

УДК 551.321.84 DOI: 10.31857/S2076673422020133, EDN: EPKDNH

Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения

© 2022 г. Т.Н. Постникова[1*], О.О. Рыбак[2–4]

[1]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; [2]Институт водных проблем РАН, Москва, Россия; [3]Субтропический научный центр РАН, Сочи, Россия; [4]Филиал Института природно-технических систем, Сочи, Россия
*tasinidze@gmail.com

Global glaciological models: a new stage in the development of methods for predicting glacier evolution. Part 2. Formulation of experiments and practical applications

T.N. Postnikova[1*], O.O. Rybak[2–4]

[1]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Россия; [2]Water Problems Institute of RAS, Moscow, Россия; [3]Subtropical Scientific Center of RAS, Sochi, Russia; [4]Branch of Institute of Natural and Technical Systems, Sochi, Russia
*tasinidze@gmail.com

Received June 23, 2021 / Revised December 15, 2021 / Accepted April 1, 2022

Keywords: ***mountain glaciers, glacier modeling, numerical experiments, methods of prediction, climate change.***

Summary

Global glacier models provide a new way for studying glaciers on the regional and global scales. They make it possible to perform predictive experiments - for example, to forecast changes in glaciation and river runoff, and diagnostic ones – to identify regularities in the behavior of glaciers (a response time to climate change) taking account of their characteristics. The characteristics and design of global glacier models were described in the first part of the review (see *Postnikova T.N., Rybak O.O.* Global glaciological models: a new stage in the development of methods for predicting glacier evolution. Part 1. General approach and model architecture. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (4): 620–636. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421040111.). In the second part, we present the methods for setting up of numerical experiments with these models, including model initialization, climate forcing, calibration, and validation procedures. The only way to provide the climate forcing of a glaciological model on a regional or global scale is to use low-resolution reanalysis or output of climate modeling on GCMs or RCMs that needs to use a process of scaling to reproduce the local climate in a complex topography where glaciers are usually located. Calibration of mass balance complements the downscaling of climate forcing for each glacier, and usually it includes parameters responsible for the glacier's response to climate change. Sampling from the Latin hypercube and Bayesian inversion are some of the methods discussed in this connection. In this review we present a comparative description of the selected global glaciological models, the results obtained by both diagnostic and prognostic ones, as well as scale and significance of them. We discuss also ways for further development of global glacier models, in particular the inclusion of 3D-modeling and the moraine (debris cover) block. The difficulties arising in a process of modeling glaciation of a particular mountain region or several regions are noted.

Citation: Postnikova T.N., Rybak O.O. Global glaciological models: a new stage in the development of methods for predicting glacier evolution. Part 2. Formulation of experiments and practical applications. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (2): 287–304. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422020133, edn: epkdnh.

Поступила 23 июня 2021 г. / После доработки 15 декабря 2021 г. / Принята к печати 1 апреля 2022 г.

Ключевые слова: ***горные ледники, гляциологическое моделирование, численные эксперименты, методы прогнозирования, изменения климата.***

Глобальные гляциологические модели открыли новые возможности для исследования ледников на региональном и глобальном уровнях. Они позволяют проводить как прогностические эксперименты, например, предсказывать изменение оледенения и стока рек, так и диагностические – выявлять закономерности поведения ледников (например, время реакции на изменение климата) в зависимости от их характеристик. Архитектура глобальных гляциологических моделей описана в первой части обзора. Во второй части представлены методы постановки численных экспериментов на этих моделях, их сравнительная характеристика, основные полученные результаты, их масштаб и значимость. Обозначены направления развития глобальных гляциологических моделей и сложности, которые возникают при моделировании оледенения в региональном и глобальном масштабах.

Введение

Ледники мира (за исключением ледниковых щитов) содержат $158 \pm 41 \times 10^3$ км³ льда [1], что эквивалентно изменению уровня Мирового океана на $0{,}32 \pm 0{,}08$ м [2]. Ожидается, что тающие горные ледники до конца XXI в. внесут ощутимый вклад в повышение глобального уровня моря [3]. Горные ледники и современный климат не находятся в состоянии равновесия, поэтому потеря их

массы в будущем возможна без каких-либо дальнейших климатических изменений [4, 5]. Ледниковый сток – важная составляющая речного стока в горных регионах, которая может компенсировать недостаток пресной воды в тёплые и сухие сезоны, что важно для населения и экономики, гидроэнергетики и водных экосистем [6]. Водосборные бассейны с ледниковым питанием занимают 26% суши за пределами Гренландии и Антарктиды. На их территории проживает почти 1/3 населения мира [6]. Эти обстоятельства определяют необходимость прогнозов эволюции оледенения и ледникового стока на глобальном и региональном уровнях. Невозможность на современном уровне развития вычислительной техники и численных методов использовать для этой цели сложные трёхмерные комплексные модели динамики ледников дала старт развитию во многом компромиссного подхода, реализованного в применении глобальных гляциологических моделей (ГГМ).

Для постановки прогностических экспериментов на ГГМ необходима её настройка: подбор начальных условий и калибровка ключевых модельных параметров (см. рис. 1 части 1 обзора). Валидация инициализированной и откалиброванной модели состоит в том, что результаты расчётов должны максимально соответствовать реальным наблюдениям в выбранный контрольный период. Единого подхода к выбору контрольных параметров не существует. Часто выбирают поверхностный баланс массы, геометрию ледника (длину, площадь, объём), ледниковый сток, положение снеговой линии или границы питания [7]. Из-за недостатка наблюдений модели перегружены настраиваемыми параметрами. Данных для окончательной калибровки каждого параметра недостаточно. В результате обычно определяют одно наиболее подходящее решение модели и анализируют её чувствительность к выбору настраиваемых параметров [8–10]. Такой подход приводит к сложно разрешимой проблеме, поскольку многие комбинации наборов параметров могут дать результаты в пределах условно допустимых ошибок [11]. Кроме того, параметры модели, основанной на ограниченном наборе наблюдений баланса массы, должны применяться к ледникам, где наблюдения отсутствуют совсем, т.е. экстраполироваться без достаточных на то оснований, кроме, вероятно, схожести генетического типа и внешних условий. Это вносит ещё один источник неопределённости [7].

Во второй части статьи рассматриваются: основные приёмы, используемые в тех или иных ГГМ для решения проблемы калибровки ключевых параметров; особенности постановки численных экспериментов; методы инициализации, калибровки и валидации моделей и наиболее значимые результаты их применения, а также слабые места таких моделей и перспективы их развития.

Сравнительная характеристика глобальных гляциологических моделей

Рассмотрим основные свойства ГГМ, участвовавших в проекте GlacierMIPI и GlacierMIPII (Glacier Model Intercomparison Project) [3]. В проекте GlacierMIPII одиннадцать ГГМ были запущены при одинаковых начальных условиях (объёме льда), климатических моделях и сценариях для получения прогнозов изменения оледенения в XXI в., а также оценок неопределённостей. Характеристики шести наиболее значимых, на наш взгляд, моделей (OGGM [8], GloGEM [10], GloGEMflow [9], PyGEM [7], JULES [12], HYOGA2 [13]) представлены в таблице.

В настоящее время существуют две ГГМ, в которых явным образом описывается течение льда в приближении мелкого льда и рассчитывается изменение геометрии ледника, исходя из решения уравнения неразрывности. Это – OGGM [8] и GloGEMflow [9]. В остальных моделях используют различные имитационные схемы, основанные на эмпирических и полуэмпирических соотношениях между площадью, объёмом и длиной ледника [14–16] или между балансом массы и изменением геометрии [10, 17].

Постановка прогностических экспериментов

Климатический форсинг. Для моделирования поверхностного баланса массы (SMB, surface mass balance) данные реанализа и глобального климатического моделирования в большей мере применимы, чем разреженные точечные наблюдения из-за того, что метеостанций в высокогорных или полярных регионах мало и они не обеспечивают равномерного покрытия изучаемого района [18, 19]. Однако пространственное разрешение данных реанализа и климатических моделей и их ограниченная

возможность воспроизводить поля осадков, температуры воздуха и других метеорологических переменных в условиях сложного рельефа высокогорья недостаточно для гляциогидрологических приложений [18, 20] и не может быть использовано без соответствующей корректировки [18, 19]. В прогностических экспериментах на ГГМ недавнего времени были использованы результаты расчётов на GCMs (Global Circulation Models – Модели общей циркуляции), объединённые в проекте CMIP [21, 22], и данные реанализа. Например, данные реанализа ERA-Interim включают в себя среднемесячную приповерхностную (2 м) температуру, температуру воздуха на разных уровнях (300–1000 гПа) и сумму осадков за каждый месяц, начиная с 1979 г., с пространственным разрешением ~0,7° [23].

Для регионализации (даунскейлинга) гляциологических исследований традиционно используют региональные климатические модели (RCM – Regional Climate Models), имеющие более высокое разрешение в ограниченной области (динамический даунскейлинг [19]). RCM, управляемая GCM, позволяет обеспечить прогностические поля с более подробным и более точным представлением локализованных событий. RCM имеет явные преимущества при моделировании осадков по сравнению с GCM: модельная изменчивость суточных и месячных сумм осадков, будучи ниже наблюдаемой, тем не менее, оказалась гораздо более реалистичной, чем генерируемая GCM, так как более мелкая сетка уменьшает объём неявного пространственного сглаживания [20]. Динамический даунскейлинг требует больших вычислительных затрат в отличие от статистического даунскейлинга, основанного на поиске связей между крупномасштабными и локальными особенностями атмосферы с учётом данных наблюдений метеостанций [19]. Проект CORDEX (Coordinated Regional Downscaling Experiment) [24] объединяет региональные климатические модели и эмпирический статистический даунскейлинг для разных регионов мира [25] и успешно применяется для расчётов на ГГМ (например, с разрешением 0,11° или около 12 км в работе [9]).

Для прогнозирования изменений оледенения в будущем используют главным образом так называемые сценарии RCP (Representative Concentration Pathways – пути радиационного воздействия): RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 и RCP8.5 [26], реализуемые в численных экспериментах на GCM. Они определяют дополнительное радиационное воздействие около 2100 г. относительно доиндустриальных значений (2,6, 4,5, 6,0 и 8,5 Вт $м^{-2}$ соответственно). Другое, относительно новое, направление, формализующее траектории развития климатической системы с учётом его влияния на человеческое сообщество, – сценарии SSP (Shared Socioeconomic Pathways – совместные социально-экономические пути [27]), развиваемые в рамках проекта CMIP6 [22], до сих пор не использовалось в глобальном гляциологическом моделировании [3, 28]. Заметим, что использование SSP в экспериментах с ГГМ планируется в третьей фазе эксперимента GlacierMIP [29].

Пространственное разрешение современных RCM не позволяет достаточно точно воспроизвести климатические условия для большинства горных ледников [20]. Чтобы решить эту проблему, к выбранным климатическим данным применяют коррекционные схемы, которые встраиваются непосредственно в климатический блок ГГМ [3]. Значения температуры воздуха над ледником интерполируются из ближайших узлов пространственной сетки климатической модели и приводятся к абсолютной высоте ледника с применением вертикального градиента температуры. В литературе его значения существенно варьируют: от 0,3–0,4 °C/100 м (Западная Гренландия, Исландия) до 0,7–0,8 °C/100 м на Кавказе [30] и в Альпах [19] либо считаются постоянной величиной для всех ледников мира (0,65 °C/100 м в модели OGGM [8]).

Данные осадков для каждого ледника обычно берут из узла пространственной сетки модельных климатических данных – ближайшей к центральной координате ледника. Изменение суммы осадков с высотой оценивается с использованием вертикального градиента осадков [12, 19, 31] и/или поправочного коэффициента [8] (см. таблицу). Последний представляет собой, по сути дела, глобальную поправку на орографические осадки, лавинное питание и метелевый перенос [8]. Исключение – модель OGGM, в которой вертикальный градиент осадков не рассчитывается и поле осадков считается однородным. Чтобы различать твёрдые и жидкие осадки, используют пороговую температуру воздуха (threshold temperature) от 0 до 3 °C (см. таблицу). Возможно, целесообразнее использовать разную пороговую температуру для разного климата (выше для континентального климата, чем для морского) [32].

Сравнительный анализ выбранных глобальных гляциологических моделей*

Показатели	Название модели					
	OGGM (Maussion et al., 2019),	GloGEM (Huss and Hock, 2015),	GloGEMflow (Zekollari et al., 2019),	PyGEM (Rounce et al., 2020),	JULES (Shannon et al., 2020),	HYOGA2 (Hirabayashi et al., 2013).
			Климат			
Климатический форсинг для калибровки	CRU TS4.01	ERA-Interim	E-OBS v.17.0 (ENSEMBLES)	ERA Interim	WATCH–ERA Interim	Hirabayashi et al. (2005, 2008)
Климатический форсинг для симуляции будущего	–	14 GCMs из CMIP5; RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 (rlilpl)	EURO-CORDEX RCM	RCM, управляемая GCM из CMIP5	CMIP5, рассматривается только RCP8.5	CMIP5, рассматривается только RCP8.5
			Даунскейлинг			
Вертикальный градиент температуры; поправки температуры и прочее	Постоянный 0,65 °C/100 м;	Пространственно и сезонно изменяющийся градиент температуры; поправка на температуру; поправочный коэффициент на осадки	Как в GloGEM	Пространственно и временно изменяющаяся поправка на температуру	Калибруемый градиент температуры; постоянный масштабный коэффициент для скорости ветра; поправка приземного давления, длинно- и коротковолнового излучения	Постоянный 0,65 °C/100 м; поправки температуры в соответствии с наблюдениями
Вертикальный градиент осадков	–	1–2,5% на 100 м		1% на 100 м; для верхних 25% ледника выше 100 м применяется экспоненциальное уменьшение	Есть, это калибруемый параметр	–
Поправочный коэффициент на осадки	2,5	–				Поправки в соответствии с наблюдениями
			Калибровка			
Калибровка баланса массы (SMB)	Калибруются: μ* – чувствительность ледника к температуре; t^* – год, когда ледник был теоретически в устойчивом состоянии	Региональная оценка баланса массы: баланс массы отдельного ледника должен совпадать со средним региональным за несколько лет; калибруются $C_{prec}, f_{snow}, f_{ice}$ (начальные значения 1, 5, 3 и 6 мм·д$^{-1}$·K^{-1} (Hock, 2003)), ΔT_{air}; k_0 – параметр фронтальной абляции	Оценка геодезического баланса массы отдельных ледников; смещение SMB в климатических условиях 1961–1990 гг., SMB калибруется по длине ледника	Байесовская инверсия; f_{snow}; k_p – фактор осадков; T_{bias} – поправка неточностей температуры, вызванных низким разрешением климатических данных	Региональная калибровка с использованием метода выборки латинского гиперкуба. Семь параметров: альбедо льда и снега в видимой и инфракрасной частях спектра, орографический градиент осадков и температуры, параметр масштабирования скорости ветра	Два параметра: факторы градусо-дней для снега и льда f_{snow}, f_{ice}
Калибровка параметров динамики льда	Возможна, но в статье это параметры константы $A = 2{,}4 f_s \times 10^{-24}$ Па$^{-3}$, где A и f_s – параметры вязкости и скольжения	–	Да, параметр A калибруется так, чтобы объём моделируемого ледника совпал с RGI с точностью до 1%; скольжение по ложу не рассматривается отдельно	–		

Данные для калибровки	WGMS (2017): прямые наблюдения удельного баланса массы (254 ледника)	Балансы массы RGI (Gardner et al., 2013) для горных стран в целом, основанные на GRACE, ICESat и прямых измерениях	WGMS; геодезические балансы массы конкретных ледников; длина и объём ледников из RGI	WGMS 2017; геодезические для Азии (Shean et al., 2020): ASTER, WorldView, GeoEye-1	Региональная калибровка с использованием годового баланса массы из WGMS 2017	Dyurgerov and Meier (2005); Heydenrych et al. (2004)
Временной период калибровки	1901–2016 гг., для каждого ледника 31-летний период вокруг t: $\bar{m}(t) = 0$	Баланс массы: 2003–2009 гг.; климат: 1980-2012 гг.	1981–2010 гг.	2000–2018 гг.	10 лет до даты инвентаризации RGI	1948–1980 гг.
			Валидация			
Валидация	WGMS (2017); кросс-валидация по отдельным объектам (leave-one-out cross-validation)	WGMS 2012, измерения in situ; геодезические измерения (Cogley, 2009): годовые, зимние и летние балансы массы по всему леднику, годовые и сезонные профили баланса, сезонные точечные и геодезические балансы массы, фронтальная абляция; данные о площади ледников в разное время из инвентаризации	Прямые измерения SMB, WGMS 2018 (1672 годовых значений баланса массы ледника, 12 097 значений годового баланса массы определённых высотных полос ледника); сравнение A со значениями из литературы; длина и площадь ледников в прошлом – GLAMOS	Геодезические и прямые наблюдения WGMS 2018; сравнение с данными о границе питания с 2000 г. (Gardelle et al., 2013); метод наименьших квадратов и регрессия	Региональная оценка с использованием данных наблюдений удельного баланса массы зимой и летом из WGMS 2017	Летний и зимний балансы массы 21 ледника из WGMS; сравнение ELA с данными WGMS 2007
Временно́й период валидации	1901–2016 гг.	1980–2012 гг.	2003–2017 гг.	1980–2017 гг.	–	
Временно́й период симуляции	1985–2015 гг.	1980–2100 гг.	2017–2100 гг.	2000–2100 гг.	2007–2100 гг.	2006–2100 гг.
			Динамика			
Динамическая реакция ледника на изменение массы	SIA по линии течения; уравнение неразрывности: $(\partial S/\partial t) = w\dot{m} - \nabla uS$, где S – площадь, м^2; w – ширина, м; u – средняя скорость, м·с$^{-1}$; $\dot{m}$ – баланс массы, кг·м$^{-2}$·с$^{-1}$)	Изменение толщины и площади ледника согласно параметризации отступания Δh (Huss et al., 2010); для наступающего ледника – похожая простая схема	SIA, уравнение неразрывности: $\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{-1}{w_S}\frac{\partial}{\partial x}\left(\mathrm{D}\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\mathrm{B}$, где h – поверхность льда; D – коэффициент диффузии; B – SMB; для ледников короче 1 км применяется метод GloGEM	Как в GloGEM; модель баланса массы PyGEM теперь совместима с динамической моделью OGGM	–	Максимальная длина ледника обновляется при изменении объёма: $V = c_i L^q$, где $c_i = 1{,}7026$; q вычисляется из данных площади и объёма из RGI
Временное разрешение динамического блока	Адаптируется к динамике ледника	Год	Адаптивный	Год	–	День

Баланс массы						
Масс-балансовый блок	TID: расширенная модель Marzeion et al. (2012)	PDD, простая модель SEB	PDD	PDD	SEB	PDD
Временное разрешение масс-балансового блока	Месяц				Час	День
Температура твёрдых/жидких осадков	По умолчанию 0°/2°	0,5°/2,5°	0,5°/2,5°	−1°/1°	0°	2°
Аккумуляция	Равномерное распределение осадков $c_{prec} P_i^{Solid}(z)$, где P_i^{Solid} – помесячные твёрдые осадки; c_{prec} – глобальный поправочный коэффициент (по умолчанию 2,5)	$P_{cell,m} c_{prec}(1 + (z_i - z_{ref})dP/dz)$, где $P_{cell,m}$ – осадки (в метрах) за месяц в ближайшей климатической ячейке; c_{prec} – поправочный коэффициент; dP/dz – линейный градиент относительно контрольной высоты z_{ref}	Линейный градиент осадков как в GloGEM	Линейный градиент осадков: $c_{m,bin} = \delta_{m,bin} P_{m,bin}$, где $\delta_{m,bin}$ – месячная доля твёрдых осадков; $P_{m,bin} = P_{GCM} k_p(1 + d_{prec}(z_{bin} - z_{ref}))$, где d_{prec} – градиент для распределения осадков по леднику; отдельная формула для ледников выше 1000 м	Линейный градиент осадков: $P_z = P_0 + P_0 \gamma_{precip}(z - z_0)$, где P_0 – осадки по поверхности; γ_{precip} – градиент осадков; z_0 – средняя высота сетки над уровнем моря	Равномерное над каждым ледником 0,5° × 0,5°; высотные пояса по 50 м; все ледники в ячейке моделируются как один ледник
Абляция через таяние	μ*max($T_i(z) - T_{Melt,0}$) + ε, где μ* – чувствительность ледника к температуре; T_i – среднемесячная температура воздуха; T_{Melt} – температура, при которой может происходить таяние (по умолчанию − 1 °C); ε – поправочный коэффициент	Для высоты i и месяца m: $a_{i,m} = f_{snow/ice}\, d = \sum_{d=1}^{d=D} T_{i,d}^{+}$, где $f_{snow/ice}$ (мм·день$^{-1}$·K^{-1}) – коэффициенты градусо-дня; $T_{i,d}^{+}$ – суточная средняя положительная температура воздуха; D – число дней в месяце	Как в GloGEM	$a = f_{snow/firn/ice} T_m^{+} D$, где f – коэффициенты градусо-дня (м в.э./день°C); T_m^{+} – положительная средняя месячная температура	Баланс массы рассчитывается как изменение массы снежного покрова между последовательными временными шагами	Температурно-индексная модель: а) таяние снега; б) трансформация снега в лёд; в) таяние льда
Фронтальная абляция	Да, Oerlemans and Nick (2005)	Да, модифицированная модель Oerlemans and Nick (2005)	Нет			
Повторное замерзание	–	Уравнение теплопроводности для верхних 10 м; пока не исчерпано максимально возможное $r_{\max,i} = (-1/L_t)\int_0^z \rho(z) c_h T_{i,m}(z) dz$, где L_t – скрытое тепло плавления; c_h – теплопроводность льда; ρ(z) – плотность на глубине z	Как в GloGEM	Потенциальное повторное замерзание $R_{potential} = -0{,}0069 T_a + 0{,}000096$, где T_a – средневзвешенная температура воздуха	Включает в себя повторное замораживание талой воды и скорректированное количество осадков	–

Тип поверхности (снег/фирн/лёд)	Нет, поэтому случайные годы с большим объёмом снега могут искусственно увеличить площадь ледника	Позитивный SMB ⇒ снег; негативный SMB ⇒ фирн/лёд; если средний годовой баланс за 5 лет был положительный ⇒ фирн	Как в GloGEM		Снежно-ледовая толща разделена на слои, у каждого из которых есть плотность, эволюционирующая во времени. Таким образом, по плотности верхнего слоя определяется тип поверхности	–
Чувствительность модели	Высокая: к параметру ползучести A (чем меньше A, тем толще ледник) и скольжения f_s; боковым напряжениям у ложа; форме ложа (прямоугольная или параболическая); к параметризации осадков (морской или континентальный климат)	Высокая: к выбору члена ансамбля GCM; к выбору изначального объёма льда; к выбору процедуры калибровки; к типу модели для эволюции геометрии ледника. Низкая: к учёту фронтальной абляции; к выбору между TIM и SEB (самая большая разница на высоких широтах)	Ограниченная: к влиянию устойчивого состояния ледников в 1990 г. на прогнозы объёма льда. Небольшая: к форме ложа (меняется угол трапеции)	–		Чувствительность к изменению градиента осадков: низкая
			Геометрия			
Пространственное разрешение	Относительно размера ледника: $dx = aS^{½}$, где $a = 14$; S – площадь ледника; $dx \in [10, 200]$ м	Высотные пояса по 10 м, каждый ледник моделируется отдельно	Как в GloGEM; интерполируется на адаптивную горизонтальную сетку	Как в GloGEM	Сетка 0,5°, высотные пояса по 250 м	Высотные пояса по 50 м
Изучаемый район	RGI	RGI	Центральная Европа	Высокогорная Азия	RGI, кроме Антарктиды	RGI, кроме Гренландии и Антарктиды
Толщина льда	Модель, вдохновлённая Farinotti et al. (2009), с использованием нового метода расчёта баланса массы; предполагаются равновесное состояние ледника и нулевой поток льда на фронте	Huss and Farinotti (2012); точечные данные Operation IceBridge	Как в GloGEM	Как в GloGEM, но закон сохранения массы одновременно применяется к толщине, площади и объёму	Huss and Farinotti (2012)	Масштабирование площади и объёма: $A = (V/c_a)^{1/\gamma}$, где A и V – площадь и объём ледника соответственно; $\gamma = 1{,}375$; $c_a = 0{,}2055$ ($м^{3-2\gamma}$)
Поперечное сечение ледника в модели	По умолчанию парабола; в отдельных случаях прямоугольник	Парабола	Трапеция с углом 45°	Парабола	–	
Открытый доступ	Да: https://github.com/OGGM	Нет		Да: https://github.com/drounce/PyGEM	Нет: https://code.metoffice.gov.uk/svn/jules/main/branches/dev/sarah-shannon/vn4.7_va_scaling	Нет
Язык программирования	Python	Python, IDL	MatLab, IDL	Python	FORTRAN	–

***Сокращения:** SIA – Shallow Ice Approximation; RGI – Randolph Glacier Inventory; GLAMOS – Glacier Monitoring Switzerland; RCM – Regional Climate Model; EURO-CORDEX – Coordinated Downscaling Experiment – European Domain; GCM – General Climate Model; WGMS – World Glacier Monitoring Service; SRTM – Shuttle Radar Topography Mission; ASTER – Advanced Space-borne Thermal Emission and Reflection Radiometer – определения см. в тексте; GIMP – Greenland Ice Mapping Project; RAMP – Radarsat Antarctic Mapping Project; GRACE – Gravity Recovery and Climate Experiment; ICESat – Ice, Cloud and land Elevation Satellite; ECMWF – European Centre for Mediun Range Weather Forecasts; E-OBS – ENSEMBLES daily gridded observational dataset; CRU – Climatic Research Unit; TIM – Temperature Index Model; PDD – Positive Degree-Day.

Моделирование энергетического баланса сложнее из-за количества исходных данных. Например, в модели JULES в отличие от используемого в масс-балансовых блоках GloGEM, GloGEMflow и OGGM индексно-температурного метода применяется энергобалансовый, где в качестве входных переменных необходимы: скорость ветра, влажность воздуха, баланс длинно- и коротковолновой радиации, атмосферное давление [12]. Во многих ГГМ значения некоторых климатических параметров, необходимых для получения более точных условий на леднике (например, поправки на температуру и осадки [6, 10]), определяют в ходе калибровки масс-балансового блока.

Инициализация. Ключевой аспект прогнозирования потери массы ледников на ГГМ с динамическим блоком связан с определением начального состояния модели. Таким образом, существует проблема инициализации модели ледника, которая решается разными способами. Прежде чем выполнить эксперимент с требуемыми климатическими данными, необходимо, как правило, привести модель в равновесие с заданным климатом. Однако ледники практически никогда не находятся в равновесии с климатом. Поэтому использование равновесного состояния для инициализации ледника не позволяет должным образом учитывать моделям будущую потерю массы, которая «накоплена» из-за неравновесия ледника с климатом в последние десятилетия [33]. Так, инициализация модели GloGEMflow заключается в точном воспроизведении геометрии ледника на дату инвентаризации Randolph Glacier Inventory (RGI) [34]. Сначала модель запускается для начальной конфигурации, при которой ледник отсутствует. Под действием климатических условий, соответствующих среднему балансу массы на 1961–1990 гг., происходит нарастание льда, и далее ледник эволюционирует до достижения состояния равновесия к 1990 г. Затем ледник эволюционирует с 1990 г. до года инвентаризации (примерно 2003 г. для большинства ледников в Альпах в RGI) при соответствующем климате. Реологический параметр A подбирается таким образом, чтобы полученная геометрия ледника наиболее близко совпала с данными RGI (объём и длина модельного ледника должны совпасть с инвентаризованными с точностью до 1%). Такая процедура инициализации предполагает, что в 1961–1990 гг. ледник был в равновесии с климатом, что, разумеется, относится к неочевидному допущению. Отметим, что инициализация в GloGEMflow проводилась примерно за десятилетний период (с 1990 г. до года инвентаризации RGI), что позволило обойти проблему неединственности исходного состояния ледника, приводящую к «правильной» геометрии ледника на дату инвентаризации [35].

Для моделирования прошлых состояний ледников в ГГМ до настоящего времени использовалась инициализация, аналогичная для моделирования будущих состояний. Например, инициализация модели в работе [14] проведена таким образом, чтобы при заданной начальной площади ледника в прошлом в результате прогона модели до момента инвентаризации площадь ледника была близка к измеренным значениям. Однако в исследовании [35] показано, что моделирование прошлого на основании калибровки современными данными – некорректная задача. Это означает, что существует несколько начальных конфигураций ледника в прошлом, которые в результате моделирования сходятся к одному и тому же состоянию ледника на момент инвентаризации.

Альтернативный подход состоит в том, чтобы начинать моделирование с года инвентаризации. Это связано с тем, что ледники находятся далеко от состояния равновесия. Следовательно, прогностические изменения площади и объёма, по сути, отражают реакцию ледника не только на текущие и будущие, но и на прошлые колебания климата [5, 36]. Такой подход может быть оправдан, например, если цель исследования – сравнить эволюцию ледников при различных климатических сценариях, каждый из которых имеет очень похожие фоновые климатические условия, и, следовательно, прошлое изменение геометрии ледника одинаково или похоже для каждого климатического сценария [36].

Калибровка масс-балансового блока. Калибровка параметров модели требуется во всех ГГМ (к ним относятся поправки для температуры воздуха и осадков, предназначенные для коррекции климатических данных для условий конкретного ледника, коэффициенты градусо-дней для снега и льда f_{snow}, f_{ice} либо настройки в радиационном блоке и т.д.). Калибровка необходима по двум причинам: во-первых, требуется как можно более аккуратное описание метеорологических условий на конкретном леднике; во-вторых, ГГМ не предназначена для детального описания сложных процессов энергообмена каждого из нескольких тысяч ледников. Именно поэтому калибровка масс-балансового

блока неразрывно связана с даунскейлингом климатических данных (см. таблицу). Как правило, наборы параметров получают путём максимизации соответствия между результатами моделирования и наблюдениями, например, временных рядов ежегодных и сезонных изменений массы отдельных ледников, усреднённых по площади [37] или интегрированных во времени многолетних изменений массы отдельных ледников или ледников по регионам [38–43]. Однако глобальные базы данных охватывают горные регионы мира крайне неравномерно [44] и качество этих данных сильно варьирует. Для некоторых горных стран целесообразно с целью калибровки модели использовать независимые региональные оценки геодезического баланса (как, например, для Высокогорной Азии [11]).

Методы калибровки масс-балансового блока отличаются по уровню сложности. В GloGem и PyGEM калибруются схожие параметры: поправочный коэффициент k_p, выполняющий функцию приспособления климатических данных под особенности конкретного ледника (локальные топографические эффекты, дождевая тень и т.п.); коэффициенты градусо-дней f_{snow}, f_{ice}, которые переводят количество дней с положительной температурой в слой стаявшего снега или льда; температурная поправка T_{bias} неточностей, вызванных недостаточным пространственным разрешением климатических данных. При этом в GloGEM используется простая трёхшаговая процедура калибровки: сначала калибруется параметр k_p; потом, если отклонения от данных баланса массы из WGMS остаются большими, калибруется параметр f_{snow}; если второй шаг не даёт хорошего результата, то систематически сдвигается значение температуры T_{bias}.

Калибровка GloGEM основывается на региональных оценках. Параметры подбираются так, чтобы баланс массы каждого отдельного ледника соответствовал среднему балансу массы по региону в течение одного и того же многолетнего периода времени, т.е. для каждого ледника подбирается свой набор параметров. В других работах [45], где используются региональные оценки баланса массы, применяется иной подход: сумма модельных балансов массы всех отдельных ледников должна соответствовать наблюдаемому изменению массы в масштабах региона за тот же период. В этом случае балансы массы отдельных ледников могут быть нереалистичными, при том что суммарный модельный баланс массы находится в соответствии с измерениями [10].

В *PyGEM* для определения значений набора параметров модели θ и соответствующих им неопределённостей для каждого ледника применяется байесовский подход. Суть его следующая: если информация о значении параметра отсутствует, то это значение может быть описано, исходя из закона распределения, заданного *a priori*. Наличие наблюдений приводит к распределению значений неизвестного параметра *a posteriori*. Средние значения и функции распределения вероятности неизвестных параметров $\tilde{\theta} = [k_p, f_{snow}, T_{bias}]$ в модели PyGEM и $F(\theta)$ определяются из данных балансов массы с помощью теоремы Байеса и метода Монте-Карло по схеме марковской цепи. Этот алгоритм (расчётная схема) позволяет по исходным наблюдениям и априорному распределению получить большую выборку из апостериорного распределения.

Процесс вычислений состоит в следующем. На вход расчётной схемы подаётся модель $F(y|\theta)$, которая описывает данные y, и априорное мнение о неизвестных параметрах θ, а на её выходе получается выборка $\tilde{\theta}_1, \tilde{\theta}_2, \tilde{\theta}_3, \ldots$, задающая апостериорное распределение. В PyGEM по методу, схожему с калибровочной процедурой GloGEM, получают априорные распределения параметров $p(\theta)$, причём предполагается, что T_{bias} имеет нормальное, а k_p – гамма-распределение. Согласно теореме Байеса, можно совершить переход от априорных знаний о параметрах модели к апостериорным с учётом наблюдённых данных y: $p(\tilde{\theta}) = p(\theta|y) = p(y|\theta)p(\theta)/p(y)$. На практике определить характеристики апостериорного распределения аналитически сложно. Метод Монте-Карло по схеме марковской цепи позволяет обойти эту проблему, создавая цепочку наборов параметров модели, которая формируется путём итеративной выборки комбинаций параметров модели из апостериорного распределения [11]. Таким образом, появляется возможность постепенно исследовать функции распределения, где каждое последующее значение определённым способом зависит от предыдущего, фактически представляя собой марковскую цепь. Наборы параметров модели, которые хорошо согласуются с наблюдёнными балансами массы, принимаются чаще, чем те, которые плохо согласуются (алгоритм Метрополиса–Гастингса [46]).

Теория, лежащая в основе методов Монте-Карло и марковских цепей, состоит в том, что, если

цепь достаточно длинная, т.е. выполняется достаточное количество итераций, то она будет сходиться к уникальному стационарному распределению и параметры модели в цепочке будут из совместного апостериорного распределения [11]. Другими словами: если цепочки достаточно длинные, то мы можем быть уверены, что полученные наборы параметров отражают истинное распределение потенциальных наборов параметров модели на основе наблюдений и предшествующей информации. Описанный подход, на наш взгляд, имеет большие перспективы для калибровки модельных параметров, поскольку он предполагает генерирование распределения оптимального набора параметров на основе инструментальных наблюдений за балансом массы. В модели PyGEM вместо одного возможного набора параметров, как в GloGEM, получается, по крайней мере, сто возможных наборов параметров [11]. На основании этих наборов проводится 100 симуляций. Это позволяет оценить неопределённости, связанные с выбором набора параметров.

Проблема неидентифицируемости параметров модели. Интерпретация результатов численных экспериментов при использовании любой ГГМ предполагает учёт потенциальной неидентифицируемости параметров модели: существует бесконечное число наборов параметров, которые будут давать точное совпадение между моделируемым и наблюдаемым балансом массы. Иными словами – модель перегружена параметризуемыми переменными из-за недостатка наблюдений [11, 47]. Рассмотрим пример, как неидентифицируемость может влиять на прогнозы изменения массы ледников и ледникового стока. Пусть существуют два набора параметров модели T_{bias} и k_p, при которых модельный баланс массы одинаково согласуется с наблюдением: первый – это более высокие значения T_{bias} и k_p, т.е. более тёплый и влажный климат; второй – более низкие значения T_{bias} и k_p, т.е. более холодный и сухой климат. Современный баланс массы ледников при этих наборах параметров будет одинаковым, и прогнозы также могут быть одинаковыми, хотя возможны и незначительные различия, вызванные влиянием гипсометрии ледника на его отступание. При этом различия для моделируемого стока ледников, вероятно, будут значительными. За счёт использования в модели «влажного» и «тёплого» набора параметров будет генерироваться большее количество осадков и больший объём таяния, что приведёт к большему объёму стока, в то время как более «сухой» и «холодный» набор параметров даст значительно меньший его объём [11]. В связи с этим будет полезной калибровка с учётом наблюдений за ледниковым стоком (которые, заметим, весьма редки).

Применение методики латинского гиперкуба к организации численных экспериментов. Отдельного упоминания заслуживает метод калибровки, представленный в модели JULES, где для организации серии численных экспериментов используется перспективный метод латинского гиперкуба [12] – эффективного метода проверки реакции оледенения на множество различных комбинаций параметров, обеспечивающего достаточный охват параметрического пространства без необходимости тестирования всех возможных комбинаций (что было бы чрезвычайно затратно в вычислительном отношении). Путём изменения более одного параметра за раз (как и для любого метода многомерной выборки) метод латинского гиперкуба позволяет также оценить влияние каждого параметра на результат моделирования, принимая во внимание взаимодействие с другими параметрами [48].

Гиперкуб – это n-мерный квадрат, содержащий позиции выборки, где n – число параметров. Диапазон каждого из параметров делится на N равновероятных частей (одинаковых в случае равномерного распределения вероятностей для данного параметра), и выборка выполняется по одному разу из каждой части. Тогда гиперкуб считается латинским в том и только в том случае, если существует единственная выборка значений параметров в каждой строке и в каждом столбце. Следовательно, выборка латинского гиперкуба – это статистический метод генерации почти случайной выборки значений параметров из многомерного распределения, при котором каждый из её компонентов представлен полностью стратифицированным образом, независимо от того, какие компоненты могут оказаться важными [49].

В модели JULES [12] калибруется семь параметров масс-балансового блока: четыре параметра для схемы изменения альбедо по мере уплотнения снега (альбедо льда и снега в видимой и инфракрасной частях спектра); орографический градиент осадков и температуры; параметр масштабирования скорости ветра. Случайные комбинации параметров выбирали с использованием описанной здесь методики выборки латинского гиперкуба. В модели JULES к каждому из параметров

применялись ограничения, которые выбирались из разных источников в соответствии с полевыми наблюдениями [12]. В результате получилось 198 комбинаций параметров, для каждой из которых модель JULES проходила процедуру инициализации в течение десяти модельных лет. Полученные значения баланса массы сравнивались с данными в WGMS по методу наименьших квадратов, и в результате была выбрана наиболее реалистичная комбинация параметров [12].

Калибровка динамического блока. ГГМ с динамическим блоком очень чувствительны к изменению реологического параметра A [8, 9]. При меньшем значении A лёд характеризуется меньшей «ползучестью» и моделируемая толщина ледника в итоге получается больше. И наоборот, увеличение A приводит к меньшей толщине моделируемого ледника. Добавление в модель скольжения ледника по ложу также уменьшает толщину льда, так как и скольжение, и реология сильно влияют на объёмный расход льда.

Параметры скольжения f_s и вязкости A зависят от множества факторов, поэтому они не могут быть постоянны на глобальном уровне и требуют калибровки. В модели OGGM подобная калибровка стала возможна после выпуска (2021 г.) версии 1.4, при этом параметры калибруются на региональном уровне [50]. В модели GloGEMflow параметр динамики каждого ледника калибруется так, чтобы с точностью до 1% совпадали моделируемый и реальный объёмы каждого ледника на дату инвентаризации при предположении, что в 1990 г. ледник находился в равновесии с климатом [9]. При этом применяется калибровка температурной поправки так, чтобы совпали реальная и моделируемая длина ледника на дату инвентаризации. Для каждого ледника динамический блок модели калибруется индивидуально в связи с тем, что геометрические данные доступны для каждого ледника в отличие от данных баланса массы. Недостаток подобного подхода – параметры модели фактически подбираются таким образом, чтобы неравновесный ледник был в равновесии с климатом в 1990 г.

Валидация. Для валидации ГГМ используют данные, не пересекающиеся с данными для калибровки. Считается, что лучшее покрытие изучаемого района данными для калибровки важнее, чем для валидации [9]. Поэтому часто для валидации используют данные баланса массы ледников, измеренного гляциологическим методом, а для калибровки – геодезическим, так как их больше [6, 8–10]. Например, в Альпах данные баланса массы, измеренные геодезическим методом, покрывают примерно 1500 ледников, т.е. больше 60% площади оледенения, в то время как полевых гляциологических измерений лишь несколько [9]. Геодезические измерения баланса массы доступны и для других регионов – Высокогорной Азии [43, 51], Южной Америки [52], что позволяет использовать их для калибровки ГГМ в применении к другим регионам. Новая база данных изменения массы ледников всего мира [53] расширяет возможности калибровки ГГМ.

Некоторые приложения глобальных гляциологических моделей

Рассмотрим некоторые наиболее интересные и значимые результаты, полученные в последние годы в численных экспериментах с ГГМ.

Построение глобальных и региональных гляциологических проекций. В рамках одного из первых «глобальных» исследований на модели GloGEM [10], цель которых – уточнение потенциального вклада ледников в повышение среднего уровня Мирового океана, были построены гляциологические проекции всех ледников, включённых в базу RGI [34], в том числе периферийных ледников Гренландии и Антарктиды. Установлено, что ледники полярных регионов (> 60° с.ш./ю.ш.) доминируют в потенциальном вкладе в увеличение глобального уровня моря (ледниковые щиты в ГГМ не рассматриваются). Вклад ледников средних и низких широт относительно мал, хотя именно в этих регионах прогнозируется потеря большей части современного объёма льда к 2100 г. (более 90% для некоторых сценариев и регионов). Например, для Кавказа предсказаны потери льда от 70±11% при реализации сценария RCP2.6 и до 96±3% при RCP8.5. Это обстоятельство приведёт к изменению гидрологического режима на обширных территориях и, как следствие, снизит доступность воды на региональном уровне [10]. Однако здесь не принимается во внимание экранирующая роль моренного чехла, учёт которой может существенно скорректировать результаты.

Результаты различных ГГМ [6, 8–10, 12–14, 16, 45, 54–58] в построении глобальных гляциологических проекций (без учёта покров-

ных ледников) сравнивались в рамках проекта GlacierMIP [59]. Большинство прогнозов сходится в том, что к 2100 г. в мире исчезнет менее половины современной площади ледников (от 18±13% современного оледенения при сценарии RCP2.6 и до 36±20% при RCP8.5). Однако модели GlacierMIPII прогнозируют потерю более 85% льда в некоторых районах (Кавказ, Центральная Европа, Западная Канада и США, низкие широты) к 2100 г. при реализации сценария RCP8.5. Ход дегляциации в разных регионах зависит от начальной массы льда. В регионах с преобладанием крупных ледников (Антарктика и Субантарктика, Север Арктики и Канады) ожидается рост потерь массы в течение XXI в. в рамках сценария RCP8.5 (т.е. максимум дегляциации можно ожидать после 2100 г.), поскольку сохраняются относительно большие площади ледников, к которым применяется отрицательный баланс массы. В регионах с относительно небольшими ледниками (Западная Канада и США, Центральная Европа, Кавказ, Новая Зеландия) прогнозируется замедление потери массы в течение текущего столетия, независимо от сценария RCP, поскольку либо площадь льда быстро сокращается (для RCP8.5), либо ледники стабилизируются по мере того, как они отступают в более высокий пояс (для RCP2.6) [3].

Среди региональных гляциологических проекций отметим работу, посвящённую будущему альпийских ледников, исследованных в экспериментах на GloGEMflow [9]. В 2015–2050 гг. в Альпах около 50% объёма льда будет потеряно при любом сценарии RCP: во-первых, до 2050 г. различия в температуре воздуха для разных сценариев незначительны; во-вторых, часть потерь обусловлена тем, что ледники не находятся в равновесии с климатом и их объём сократился бы приблизительно на 40% даже при стабилизации современных климатических условий [5]. При реализации самого мягкого сценария RCP2.6 к 2100 г. ожидается сокращение объёма оледенения Альп на 2/3 от современного (2017 г.). В случае реализации наиболее экстремального сценария RCP8.5 большинство альпийских ледников исчезнет к концу текущего столетия.

Эксперименты с GloGEMflow, которая представляет собой модификацию модели GloGEM, наглядно показали важность учёта динамики ледника. Формализация в модели динамического горизонтального переноса льда из области аккумуляции в область абляции привела к замедлению сокращения модельных ледников. В связи с этим возникает следующий вопрос: насколько надёжны прогностические оценки деградации оледенения и изменения режима ледникового стока на моделях, в которых не учитывается динамика ледников [12] или учитывается слишком упрощённо [6]?

Подобно описанному здесь исследованию эволюции оледенения Альп были построены гляциологические проекции для Высокогорной Азии на модели PyGEM [7]. Установлено, что в отличие от Альп деградация оледенения Высокой Азии будет протекать меньшими темпами: к концу века ледники потеряют от 29±12% (RCP 2.6) до 67±10% (RCP 8.5) своей общей массы по сравнению с 2015 г. Видимо, это объясняется тем, что ледники расположены на более значительных высотах и большая часть льда останется выше поднимающейся границы питания. В будущем здесь вероятнее достижение состояния равновесия [7, 10]. Парадоксально, но, несмотря на то, что только в модели KRA2017 [56] учитывается моренный чехол, полученные на ней результаты эволюции ледников Высокогорной Азии хорошо согласуются с результатами моделирования на других ГГМ [59]: например, с помощью модели PyGEM получены примерно такие же потери массы льда [7]. Это можно объяснить тем, что в массив ледников, выбранных для калибровки данных моделей, попали и ледники, покрытые мореной. Следовательно, не учитываемые явным образом поверхностные процессы теплообмена неявно компенсируются в ходе настройки моделей или требуется иное описание моренного блока, чем в этой модели.

Неточности глобальных и региональных гляциологических прогнозов. В рамках GlacierMIP [3] был проведён анализ неточностей глобальных гляциологических прогнозов, вызванных несовершенством гляциологической (1) и климатической (2) суб-моделей, неопределённостью в прогнозируемых климатических характеристиках (3) и естественными флуктуациями климата, не связанными с радиационным воздействием (4). В начале симуляции (условный 2015 г.) наибольший вклад в ошибку вносят гляциологические модели (около 50%), и в течение XXI в. эта неопределённость растёт. Однако неопределённости, связанные с климатическими моделями и сценариями, растут быстрее, и к концу XXI в. ошибка, связанная с будущим климатом, становится наибольшей. Таким образом, было показано, что, чем

дальше в будущее уходит прогноз, тем меньше возможность уменьшить его неопределённость за счёт улучшения гляциологической модели. Тем не менее, уменьшение ошибки ГГМ может иметь большое значение для улучшения прогнозов в рамках первой половины XXI в. Относительный вклад разных источников неточностей зависит от региона: для одних регионов (Западная Канада и Америка, Северная Азия, низкие широты) в течение всего XXI в. преобладает ошибка гляциологической модели (1), для других (Исландии) – ошибка климатической модели (2).

Прогнозирование изменений ледникового стока. В горных и предгорных регионах сток рек в значительной степени зависит от состояния горных ледников. Ледниковый сток, который в пиковые месяцы абляции может составлять более половины общего стока горных рек [60], стабилизирует гидрологический режим и обеспечивает устойчивое водоснабжение в регионе. Долгосрочный прогноз эволюции параметров горного оледенения актуален для расчётов характеристик речного стока в условиях, когда региональный климат меняется. Например, модель GloGEM была использована для прогноза изменений стока рек в 56 речных бассейнах. Авторы подтвердили широко известное обстоятельство [61, 62]: объём модельного годового ледникового стока продолжает расти до тех пор, пока не будет достигнут максимум, после которого неизбежно его снижение. Однако происходит это только приблизительно в половине исследованных бассейнов, в остальных бассейнах этот переломный момент уже пройден. Например, ледники в бассейне Кубани, вероятно, уже прошли этот пик [62]. Достижение максимума стока спрогнозировано позднее в бассейнах рек с более крупными ледниками и более высокой долей оледенения. Как правило, объём ледникового стока будет расти в начале лета, но сокращаться в его конце по сравнению с современным. Хотя большая часть из 56 исследованных в работе [6] бассейнов покрыта льдом менее чем на 2%. К 2100 г. в одной трети из них может наблюдаться уменьшение стока более чем на 10% из-за потери ледниковой массы, как минимум, за один месяц сезона таяния, с наибольшим сокращением в Центральной Азии и Андах.

Детали будущих изменений стока на региональном уровне – в Альпах – исследованы на модели GloGEMflow [63]. Акцент сделан на так называемых экстремальных гидрологических ситуациях, связанных как с высокой, так и с низкой водностью. Ожидается, что в районах с преобладанием ледникового питания рек изменения средних значений расхода воды в будущем будут умеренными и не превысят 30%. Однако будущий максимум и особенно минимум экстремального стока будут отличаться от современных. Минимальный расход воды увеличится за счёт большего накопления зимних осадков. Максимальный же расход уменьшится из-за сокращения количества поступающей талой воды.

В большинстве речных бассейнов с муссонным питанием (Ганг, Брахмапутра) ледниковый сток достигнет максимума до 2050 г., в то время как в бассейне р. Инд и других речных бассейнах, где наблюдается увеличение зимней аккумуляции за счёт западных ветров, пиковый расход воды будет, вероятно, достигнут после 2050 г. [6]. В этой работе вводится понятие избыточной талой воды – стока, вызванного чистой потерей массы ледника. При сценариях с более высоким радиационным воздействием пиковый расход воды задержится из-за увеличения избыточного таяния ледников, в то время как сценарии с более низким RCP позволят многим ледникам приблизиться к новому равновесию, в результате чего ледниковый сток в начале XXI в. (2020 г. при RCP 2.6) сократится.

Палеогляциологическое моделирование. Помимо решения прогностических задач, ГГМ используют для моделирования прошлых состояний оледенения. Наиболее масштабным как по временно́му, так и по пространственному охвату было исследование эволюции 412 ледников из 16 регионов RGI (кроме Канадской Арктики и Антарктиды), начиная с 850 г. на модели OGGM [64]. Авторы применяли «наивный» (терминология авторов) подход для калибровки модели с помощью современных данных [8]. Для валидации использовали наблюдения за длиной ледников [65], большая часть которых берёт начало после 1850 г., а самые старые наблюдения датируются 1530 г. Некоторые из шести использованных климатических моделей позволили получить правдоподобную картину эволюции ледников в течение тысячелетия в некоторых регионах (Аляска, Западная Канада и США, периферия Гренландии, Скандинавия, Центральная Европа и Центральная Азия). Авторы делают вывод, что OGGM – в используемой ими конфигурации и в тысячелетнем масштабе времени – не может достаточно точно воспроиз-

вести особенности эволюции отдельных ледников в количественном выражении, однако OGGM удаётся уловить качественную реакцию на достаточно крупномасштабные климатические тенденции в региональном масштабе [64].

Исследование [14] охватило намного более короткий промежуток времени, с 1850 г., и было сфокусировано главным образом на эволюции оледенения в XX в. Установлено, что самые большие потери массы льда происходили в 1930-х годах (до 2,5 мм эквивалента уровня моря в год). После этого скорость потерь уменьшалась вплоть до 1970-х годов (до 0,5 мм эквивалента уровня моря в год). С тех пор скорость потерь массы увеличивается (до 1 мм эквивалента уровня моря в год). Точность модельных палеореконструкций на ГГМ ограничивается объективным препятствием: многие из ныне разделённых ледниковых объектов были в прошлом частью крупных комплексов. Поскольку в ГГМ каждый объект рассматривается независимо от других, ледниковые комплексы прошлого не могут быть воспроизведены как один динамически связный ледник ни одной из ГГМ. Вопрос, насколько важен этот фактор для оценки характеристик горного оледенения прошлого, остаётся открытым [64].

Исследование времени реакции ледников на климатические изменения. Очевидно, что геометрия ледников меняется в зависимости от флуктуаций климата. Их адаптация к меняющимся климатическим условиям происходит медленно. В результате длительного времени релаксации большинство ледников продолжали бы терять массу даже без дополнительного потепления [5]. Время релаксации ледников колеблется от десятилетий до тысяч лет для ледников в морском (влажном и тёплом) и континентальном (сухом и холодном) климате соответственно. По-видимому, время релаксации зависит от климатических условий, а не от размера ледника: может расти по мере увеличения площади ледника (например, на островах Канадского Арктического архипелага и на Шпицбергене), практически не изменяться (Северная Скандинавия, Южная Норвегия и Альпы) или даже уменьшаться (Кавказ и Новая Зеландия) [66].

Среднее время релаксации альпийских ледников, рассчитанное на модели GloGEMflow, составляет 50 ± 28 лет [6]. Подтверждён вывод работы [66] о том, что площадь/объём ледников действительно не влияет на время релаксации. Последнее определяется, прежде всего, уклоном ледника, а также диапазоном высот и градиентом баланса массы. Ледники с большим уклоном способны эффективно переносить массу и быстро адаптироваться к изменению климата, а значит, имеют более короткое время релаксации. Ледники с большим градиентом баланса массы также способны реагировать быстрее на климатические изменения.

Основные проблемы и перспективы развития

Ключевая проблема применения ГГМ заключается в труднодоступности или неточности необходимых исходных данных. Почти все ГГМ используют базу данных RGI. Однако в RGI отображены не все ледники, очертания некоторых из них искажены или ошибочны [59, 67]. В RGI часто попадают данные, относящиеся к разному времени, они также могут быть устаревшими и неактуальными, а некоторые ледники разделены неправильно [8]. Так, многие из ледников Восточного и Западного Кавказа обозначены лишь номинально (в виде кругов), для Центрального Кавказа RGI содержит множество неточностей, а 40 ледников не вошли в базу данных даже номинально [67]. Поэтому для региональных исследований целесообразнее использовать более точные региональные инвентаризации ледников: например, GAMDAM для Высокогорной Азии [58], базу данных Института географии РАН для Кавказа [68]. Объём и толщина льда из RGI содержат большую ошибку [8]. При этом рассчитанные на ГГМ потери льда к 2100 г. очень чувствительны к его начальному объёму. В работе [10] чувствительность ГГМ к исходному объёму льда оценивалась путём вариации толщины на $\pm 30\%$ для каждого ледника и высотного пояса. Оказалось, что неточности оценки современного объёма льда почти линейно отражаются на результирующем вкладе в изменение уровня моря.

Дискуссии относительно перспектив развития ГГМ ведутся главным образом вокруг дальнейшего включения в модели физических процессов: ведёт ли это к улучшению результатов или лишь создаёт «шум» [69]. Неопределённости, связанные с упрощённым описанием динамики ледников в ГГМ, трудно определить количественно, поскольку все существующие модели эволюции ледников чрезмерно параметризованы из-за использования ограниченных калибровочных дан-

ных. Следовательно, даже если конкретный процесс не включён или плохо представлен в модели, то параметры модели, вероятно, компенсируют его посредством калибровки.

Одно из направлений совершенствования ГГМ в ближайшее время – включение алгоритмов, описывающих теплообмен моренного чехла с атмосферой и ледником, а также эволюцию моренного покрытия во времени (например, как в [70, 71], см. рис. 1 в части 1 статьи). При этом, хотя чувствительность к потеплению покрытых мореной ледников меньше, чем предполагалось ранее, реакция этих ледников на потепление может усиливаться за счёт динамического отступания путём откалывания айсбергов в приледниковые озёра – процесс, который происходит во многих горных странах [57], но в ГГМ освещён слабо [3].

Ледниковые купола и поля в RGI разделены на отдельные динамические объекты. Геометрия ледяных шапок часто нетривиальна. Например, OGGM воспроизводит их динамику не совсем реалистично, особенно в зонах ледоразделов [8]. Таким образом, следующий шаг в развитии глобальных моделей – включение 2D- или 3D-моделей (SIA) ледниковых куполов и полей. Уже сейчас идёт разработка трёхмерных ГГМ [72, 73]. Они должны улучшить воспроизведение динамики ледниковых куполов, фронтальной абляции (откалывание айсбергов) и эволюции моренного чехла ледников.

Отметим, что усложнение ГГМ возможно до какого-то предела, после которого они потеряют своё основное преимущество – вычислительную эффективность. Возможно, одним из перспективных направлений может стать стохастический подход, в основе которого лежит идея о том, что инерционная система (в нашем случае – ледник), управляемая быстро флуктуирующими воздействиями (в нашем случае – климатические характеристики), способна находиться в равновесии, которое основано на балансе медленных изменений и накопленных случайных воздействий [74, 75]. Несмотря на то, что исходная модель динамики ледника детерминированно основана на физическом законе сохранения массы льда (см. Приложение 2 в части 1 обзора), модель изменения длины ледника может быть интерпретирована как стохастическая [74, 75]. С математической точки зрения, температуру или высоту границы питания можно рассматривать как белый шум, а изменение длины аналогично броуновскому движению вокруг положения равновесия. Междекадные изменения (тренд) оказались независимы от межгодовых флуктуаций, т.е. их можно накладывать друг на друга [74]. Эта модель была успешно применена к отдельным ледникам – оканчивающихся морем [74] или сушей [75]. В перспективе будет возможно включение стохастического уравнения динамики в ГГМ.

Замечательная черта глобальных гляциологических моделей – унификация архитектуры, что позволяет «собирать» новые конструкции из отдельных блоков разных моделей. Например, сейчас уже можно использовать динамический блок OGGM совместно с масс-балансовым блоком PyGEM [76]. Вместе с тем постепенно унифицируются и согласовываются форматы исходных данных.

Заключение

Во второй части обзора рассмотрены вопросы, связанные с постановкой численных экспериментов на глобальных гляциологических моделях, наиболее интересные результаты их применения и перспективы их развития. В последнее десятилетие сделан большой шаг вперёд в моделировании оледенения в глобальном масштабе. Значительный прогресс в технологиях дистанционного зондирования способствовал появлению новых баз данных изменения ледников с беспрецедентным охватом и временным разрешением [42, 44, 51, 52]. Эти данные предоставляют уникальные возможности для лучшей калибровки параметров, а также валидации глобальных моделей ледников, тем самым дополнительно снижая неопределённости проекций. Недавние достижения в систематических наблюдениях за изменением высоты [43, 51] и скоростями ледников [77], которые могут быть объединены с оценками толщины льда [1], позволяют точнее оценивать баланс массы [78, 79] и потенциально минимизируют проблему чрезмерной параметризации в ближайшем будущем.

Проекты, нацеленные на сравнение моделей, среди которых – GlacierMIP [59], могут помочь установить источники неопределённостей и оценить их количественно. Однако пока модели чрезмерно параметризованы будет по-прежнему сложно оценить относительную важность включения в модель конкретного физического процесса, поскольку схемы калибровки могут компенсировать его отсутствие или упрощённое представление.

Этот вопрос касается динамики ледников, моренного чехла, лавинного питания и любых других физических процессов, которые могут отсутствовать или плохо отражаться в моделях. Дальнейшая работа может быть направлена на количественную оценку воздействия моренного чехла ледников на прогнозы изменения массы ледников и стока. Для этого типа анализа требуются оценки толщины морены, позволяющие выделить толстый слой моренного чехла [79], и усовершенствованные динамические модули ГГМ [8, 9], которые могут симулировать обратную связь между пространственными вариациями таяния под моренном чехлом и снижением движущих напряжений [56].

Благодарности. Работа поддержана РФФИ, грант № 20-35-90042. О.О. Рыбак получил поддержку в рамках темы № FMWZ-2022-0001 Государственного задания ИП РАН.

Acknowledgements. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research, RFBR grant № 20-35-90042. O.O. Rybak was supported by the Governmental Order to Water Problems Institute of RAS, subject № FMWZ-2022-0001.

References

1. *Farinotti D., Huss M., Fürst J.J., Landmann J., Machguth H., Maussion F., Pandit A.* A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth. Nature Geoscience. 2019, 12 (3): 168–173. https://doi.org/10.1038/s41561-019-0300-3.
2. *Cogley J.G.* Area of the ocean. Marine Geodesy. 2012, 35: 379–388. doi: 10 688 .1080/01490419.2012.709476.
3. *Marzeion B., Hock R., Anderson B., Bliss A., Champollion N., Fujita K., Huss M., Immerzeel W.W., Kraaijenbrink P., Malles J.-H., Maussion F, Radić V., Rounce D.R., Sakai A., Shannon S., van de Wal R., Zekollari H.* Partitioning the Uncertainty of Ensemble Projections of Global Glacier Mass Change. Earth's Future. 2020, 8 (7): e2019EF001470 https://doi.org/10.1029/2019EF001470.
4. *Marzeion B., Kaser G., Maussion F., Champollion N.* Limited influence of climate change mitigation on short-term glacier mass loss. Nature Climate Change. 2018, 8: 305–308. doi: 10.1038/s41558-018-0093-1.
5. *Zekollari H., Huss M., Farinotti D.* On the imbalance and response time of glaciers in the European Alps. Geophys. Research Letter. 2020, 47 (2): e2019GL085578. https://doi.org/ 10.1029/2019GL085578
6. *Huss M., Hock R.* Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. Nature Climate Change. 2018, 8: 135–140. https://doi.org/10.1038/s41558-017-0049-x.
7. *Rounce D.R., Hock R., Shean D.* Glacier mass change in high mountain Asia through 2100 using the open-source Python Glacier Evolution Model (PyGEM). Frontiers in Earth Science. 2020, 7: 331. https://doi.org/10.3389/feart.2019.00331.
8. *Maussion F., Butenko A., Champollion N., Dusch M., Eis J., Fourteau K., Gregor P., Jarosch A.H., Landmann J., Oesterle F., Recinos B., Rothenpieler T., Vlug A., Wild C.T., Marzeion B.* The Open Global Glacier Model (OGGM) v1.1. Geoscientific Model Development. 2019, 12: 909–931. https://doi.org/10.5194/gmd-12-909-2019.
9. *Zekollari H., Huss M., Farinotti D.* Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. The Cryosphere. 2019, 13: 1125–1146. https://doi.org/10.5194/tc-13-1125-2019.
10. *Huss M., Hock R.* A new model for global glacier change and sea-level rise. Frontiers in Earth Science. 2015, 3: 54. https://doi.org/10.3389/feart.2015.00054.
11. *Rounce D.R., Khurana T., Short M.B., Hock R., Shean D.E., Brinkerhoff D.J.* Quantifying parameter uncertainty in a large-scale glacier evolution model using Bayesian inference: application to High Mountain Asia. Journ. of Glaciology. 2020, 66 (256):175–187.
12. *Shannon S., Smith R., Wiltshire A., Payne T., Huss M., Betts R., Caesar J., Koutroulis A., Jones D., Harrison S.* Global glacier volume projections under high-end climate change scenarios. The Cryosphere. 2019, 13: 325–350. https://doi.org/10.5194/tc-2019-35.
13. *Hirabayashi Y., Zang Y., Watanabe S., Koirala S., Kanae S.* Projection of glacier mass changes under a high-emission climate scenario using the global glacier model HYOGA2. Hydrol. Research Letter. 2013, 7 (1): 6–11. https://doi.org/10.3178/hrl.7.6.
14. *Marzeion B., Jarosch A., Hofer M.* Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers. The Cryosphere. 2012, 6 (6): 1295–1322. https://doi.org/10.5194/tc-6-1295-2012.
15. *Bahr D.B., Meier M.F., Peckham S.D.* The physical basis of glacier volume-area scaling. Journ. of Geophys. Reseasrch. 1997, 102 (B9): 20355– 20362. https://doi.org/10.1029/97JB01696.
16. *Van de Wal R.S.W., Wild M.* Modelling the response of glaciers to climate change by applying volume-area scaling in combination with a high resolution GSM. Climate Dynamics. 2001, 18 (3–4): 359–366. doi: 10.1007/s003820100184.
17. *Huss M., Jouvet G., Farinotti D., Bauder A.* Future high-mountain hydrology: a new parameterization of glacier retreat. // Hydrology and Earth System Sciences. 2010, 14: 815–829. https://doi.org/10.5194/hess-14-815-2010.
18. *Hofer M., Marzeion B., Mölg T.* A statistical downscaling method for daily air temperature in data sparse, glaciated mountain environments. Geosci. Model Dev. 2015, 8: 579–593. https://doi.org/10.5194/gmd-8-579-2015.
19. *Morozova P.A., Rybak O.O.* Regionalization of global climate modeling data for calculating the mass balance of mountain glaciers. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (4): 437–452. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-4-437-452. [In Russian]
20. *Murphy J.* An Evaluation of Statistical and Dynamical Techniques for Downscaling Local Climate. Journ. of Climate. 1999, 12 (8): 2256–2284.
21. *Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A.* An overview of CMIP5 and the experiment design. Bull. Amer. Meteor. Soc. 2012, 93: 485–498. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
22. *Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer B., Taylor K.E.* Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. Geoscientific Model Development. 2016, 9 (5): 1937–1958. doi: 10.5194/gmd-9-1937-2016.

23. *Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society. 2011, 137 (656): 553–597. https://doi.org/10.1002/qj.828.
24. *Gutowski Jr.W.J., Giorgi F., Timbal B., Frigon A., Jacob D., Kang H.S. Raghavan K., Lee B., Lennard Ch., Nikulin G., O'Rourke E., Rixen M., Solman S., Stephenson T., Tangang F.* WCRP coordinated regional downscaling experiment (CORDEX): a diagnostic MIP for CMIP6. Geoscientific Model Development. 2016, 9 (11): 4087–4095. https://doi.org/10.5194/gmd-9-4087-2016.
25. *Jacob D., Petersen J., Eggert B., Alias A., Bøssing O., Bouwer L.M., Braun A., Colette A., Georgopoulou E., Gobiet A., Menut L., Nikulin G., Haensler A., Kriegsmann A., Martin E., van Meijgaard E., Moseley C., Pfeifer S., Preuschmann S., Radermacher C., Radtke K., Rechid D., Roundsevell M., Samuelsson P., Somot S., Soussana J.-F., Teichmann C., Valentini R., Vautard R., Weber B., Yiou P.* EUROCORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. Reg. Environ. Change. 2014, 14: 563–578. https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2.
26. *Van Vuuren D.P., Edmonds J., Kainuma M., Riahi K., Thomson A., Hibbard K., Hurtt G.C., Kram T., Krey V., Lamarque J.-F., Masui T., Meinshausen M., Nakicenovic N., Smith S.J., Rose S.K.* The representative concentration pathways: an overview. Climatic Change. 2011, 109: 5–31. doi: 10.1007/s10584-011-0148-z.
27. *O'Neill B.C., Kriegler E., Riahi K., Ebi K.L., Hallegatte S., Carter T.R., Mathur R., Detlef P., van Vuuren D.P.* A new scenario framework for climate change research: the concept of shared socioeconomic pathways. Climatic Change. 2014, 122 (3): 387–400. https://doi.org/10.1007/s10584-013-0905-2.
28. *Edwards T.* Quantifying uncertainties in the land ice contribution to sea level from ISMIP6 and GlacierMIP. EGU General Assembly Conference Abstracts. 2020: 11241.
29. https://www.climate-cryosphere.org/mips/glaciermip/activities-experiments.
30. *Rybak O.O., Rybak E.A., Kutuzov S.S., Lavrentyev I.I., Morozova P.A.* Calibration of the mathematical model of the dynamics of the Marukh glacier, Western Caucasus. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2015, 55 (2): 9–20. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-2-9-20. [In Russian].
31. *Radić V., Hock R.* Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise. Nature Geoscience. 2011, 4 (2): 91–94. https://doi.org/10.1038/ngeo1052.
32. *Jennings K.S., Winchell T.S., Livneh B., Molotch N.P.* Spatial variation of the rain-snow temperature threshold across the Northern Hemisphere. Nat. Commun. 2018, 9: 1148. https://doi.org/10.1038/s41467-018-03629-7.
33. *Pattyn F.* The paradigm shift in Antarctic ice sheet modelling. Nat Commun. 2018, 9: 2728. https://doi.org/10.1038/s41467-018-05003-z.
34. RGI Consortium. Randolph Glacier Inventory (RGI) – A dataset of global glacier outlines: Version 6.0. Technical Report. Global Land Ice Measurements from Space, Boulder, Colorado, USA, 2017. https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60.
35. *Eis J., Maussion F., Marzeion B.* Initialization of a global glacier model based on present-day glacier geometry and past climate information: an ensemble approach. The Cryosphere. 2019, 13: 3317–3335. doi: 10.5194/tc-13-3317-2019.
36. *Shahgedanova M., Afzal M., Hagg W., Kapitsa V., Kasatkin N., Mayr E., Rybak O., Saidaliyeva Z., Severskiy I., Usmanova Z., Wade A., Yaitskaya N., Zhumabayev D.* Emptying Water Towers? Impacts of Future Climate and Glacier Change on River Discharge in the Northern Tien Shan, Central Asia. Water. 2020, 12: 627. https://doi.org/10.3390/w12030627.
37. WGMS: Fluctuations of Glaciers Database. World Glacier Monitoring Service, Zürich, Switzerland. 2017. https://doi.org/10.5904/wgmsfog-2017-10.
38. *Cogley J.G.* Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis. Annals of Glaciology. 2009, 50 (50): 96–100. doi: 10.3189/172756409787769744.
39. *Scherler D., Bookhagen B., Strecker M.R.* Spatially variable response of himalayan glaciers to climate change affected by debris cover. Nature Geoscience. 2011, 4 (3): 156–159. doi: 10.1038/ngeo1068.
40. *Gardelle J., Berthier E., Arnaud Y., Kääb A.* Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999–2011. The Cryosphere. 2013, 7 (4): 1263–1286. https://doi.org/10.5194/tc-7-1263-2013.
41. *Gardner A.S., Moholdt G., Cogley J.G., Wouters B., Arendt A.A., Wahr J., Berthier E., Hock R., Pfeffer W.T., Kaser G., Ligtenberg S.R.M., Bolch T., Sharp M.J., Hagen J.O., van den Broeke M.R., Paul F.* A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009. Science. 2013, 340: 852–857. doi: 10.1126/science.1234532.
42. *Zemp M., Huss M., Thilbert E., Eckert N., McNabb R., Huber J., Barandun M., Machguth H., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Thomson L., Paul F., Maussion F., Kutuzov S., Cogley J.G.* Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. Nature. 2019, 568 (7752): 382–386. https://doi.org/10.1038/s41586-019-1071-0.
43. *Shean D.E., Bhushan S., Montesano P., Rounce D.R., Arendt A., Osmanoglu B. A* systematic, regional assessment of High Mountain Asia glacier mass balance. Frontiers in Earth Science. 2020, 7: 363. https://doi.org/10.3389/feart.2019.00363.
44. *Zemp M, Frey H., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S., Hoelzle M., Paul F., Haeberli W., Denzinger F., Ahlstrøm A.P., Anderson B., Bajracharya S., Baroni C., Braun L.N., Cáceres B.E., Casassa G., Cobos G., Dávila L.R., Delgado Granados H., Demuth M.N., Espizua L., Fischer A., Fujita K., Gadek B., Ghazanfar A., Ove Hagen J., Holmlund P., Karimi N., Li Z., Pelto M., Pitte P., Popovnin V.V., Portocarrero C.A., Prinz R., Sangewar C.V., Severskiy I., Sigurđsson O., Soruco A., Usubaliev R., Vincent C.* Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. Journ. of Glaciology. 2015, 61 (228): 745–762. doi: 10.3189/2015JoG15J017.
45. *Radić V., Bliss A., Beedlow A.C., Hock R., Miles E., Cogley J.G.* Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models. Climate Dynamics. 2014, 42 (1–2): 37–58. https://doi.org/10.1007/s00382-013-1719-7.
46. *Berg B.A.* Introduction to Markov chain Monte Carlo simulations and their statistical analysis. Markov Chain Monte Carlo Lect Notes Ser Inst Math Sci Natl Univ Singap. 2005, 7: 1–52.

47. *Renard B., Kavetski D., Kuczera G., Thyer M., Franks S.W.* Understanding predictive uncertainty in hydrologic modeling: the challenge of identifying input and structural errors. Water Resources Research. 2010, 46 (5): 1–22. doi: 10.1029/2009WR008328.
48. *Stone E.J., Lunt D.J., Rutt I.C., Hanna E.* Investigating the sensitivity of numerical model simulations of the modern state of the Greenland ice-sheet and its future response to climate change. The Cryosphere. 2010, 4: 397–417. https://doi.org/10.5194/tc-4-397-2010.
49. *McKay M.D., Beckman R.J., Conover W.J.* Comparison of Three Methods for Selecting Values of Input Variables in the Analysis of Output from a Computer Code. Technometrics. 1979, 21: 239–245.
50. https://oggm.org/2021/02/18/oggm-v140/.
51. *Brun F., Berthier E., Wagnon P., Kääb A., Treichler D.* A spatially resolved estimate of high mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016. Nat. Geosci. 2017, 10 (9): 668–673. https://doi.org/10.1038/ngeo2999.
52. *Braun M.H., Malz P., Sommer C., Farías-Barahona D., Sauter T., Casassa G., Soruco A., Skvarca P., Seehaus T.C.* Constraining glacier elevation and mass changes in South America. Nat. Clim. Change. 2019, 9: 130–136. https://doi.org/10.1038/s41558-018-0375-7.
53. *Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth Ch., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Kääb A.* Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. Nature. 2021, 592: 726–731. https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z.
54. *Giesen R.H., Oerlemans J.* Climate-model induced differences in the 21st century global and regional glacier contributions to sea-level rise. Climate Dynamics. 2013, 41 (11–12): 3283–3300. https://doi.org/10.1007/s00382-013-1743-7.
55. *Slangen A.B.A., Katsman C.A., van de Wal R.S.W., Vermeersen L.L.A., Riva R.E.M.* Towards regional projections of twenty-first century sea-level change based on IPCC SRES scenarios. Climate Dynamics. 2012, 38 (5–6): 1191–1209. https://doi.org/10.1007/s00382-011-1057-6.
56. *Kraaijenbrink P.D.A., Bierkens M.F.P., Lutz A.F., Immerzeel W.W.* Impact of a global temperature rise of 1.5 degrees celsius on Asia's Glaciers. Nature. 2017, 549: 257–260. doi: 10.1038/nature23878.
57. *Anderson B., MacKintosh A.* Controls on mass balance sensitivity of maritime glaciers in the Southern Alps, New Zealand: The role of debris cover // Journ. of Geophys. Research: Earth Surface. 2012, 117 (1): 1–15. https://doi.org/10.1029/2011JF002064.
58. *Sakai A., Fujita K.* Contrasting glacier responses to recent climate change in High-Mountain Asia. Scientific Reports. 2017, 7: 13717. doi: 10.1038/s41598-017-14256-5.
59. *Hock R., Bliss A., Marzeion B., Giesen R.H., Hirabayashi Y., Huss M., Radić V., Slangen A.B.* GlacierMIP–A model intercomparison of global-scale glacier mass-balance models and projections. Journ. of Glaciology. 2019, 65 (251): 453–467. https://doi.org/10.1017/jog.2019.22.
60. *Barnett T.P., Adam J.C., Lettenmaier D.P.* Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. Nature. 2005, 438 (7066): 303–309. https://doi.org/10.1038/nature04141
61. *Jansson P., Hock R., Schneider T.* The concept of glacier storage. A review. Journ. of Hydrology. 2003, 282: 116–129. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00258-0.
62. *Rets E.P., Durmanov I.N., Kireeva M.B., Smirnov A.M., Popovnin V.V.* Past 'peak water' in the North Caucasus: deglaciation drives a reduction in glacial runoff impacting summer river runoff and peak discharges. Climatic Change. 2020, 163: 2135–2151. https://doi.org/10.1007/s10584-020-02931-y
63. *Brunner M.I., Farinotti D., Zekollari H., Huss M., Zappa M.* Future shifts in extreme flow regimes in Alpine regions. Hydrology and Earth System Sciences. 2019, 23 (11): 4471–4489. https://doi.org/10.5194/hess-23-4471-2019.
64. *Parkes D., Goosse H.* Modelling regional glacier length changes over the last millennium using the Open Global Glacier Model. The Cryosphere. 2020, 14: 3135–3153. https://doi.org/10.5194/tc-14-3135-2020.
65. *Leclercq P.W., Oerlemans J., Basagic H.J., Bushueva I., Cook A.J., Le Bris R.* A data set of worldwide glacier length fluctuations. The Cryosphere. 2014, 8 (2): 659–672. https://doi.org/10.5194/tc-8-659-2014.
66. *Raper S.C.B., Braithwaite R.J.* Glacier volume response time and its links to climate and topography based on a conceptual model of glacier hypsometry. The Cryosphere. 2009, 3: 183–194. https://doi.org/10.5194/tc-3-183-2009.
67. *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.
68. https://sites.google.com/view/glaciersrussia/ледниковые-районы/кавказ.
69. https://oggm.org/framework_talk/#/3/4.
70. *Anderson L.S., Anderson R.S.* Modeling debris-covered glaciers: response to steady debris deposition. The Cryosphere. 2016, 10 (3): 1105. https://doi.org/10.5194/tc-10-1105-2016.
71. *Verhaegen Y., Huybrechts P., Rybak O., Popovnin V.V.* Modelling the evolution of Djankuat Glacier, North Caucasus, from 1752 until 2100 AD. The Cryosphere Discuss. 2020, 14 (11): 4039–4061. https://doi.org/10.5194/tc-2019-312.
72. *Zekollari H., Goelzer H., Pattyn F., Wouters B., Lhermitte S.* Towards a 3-D model for large-scale glacier simulations. EGU General Assembly 2020, Online, 4–8 May 2020, EGU2020-10947. https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-10947.
73. https://www.nat.fau.eu/2020/09/07/erc-starting-grant-for-glacier-research/
74. *Kislov A.V., Glazovsky A.F.* Simulation of the dynamics of the Hans tidal glacier (Svalbard) based on a stochastic model. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019, 59 (4): 452–459. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-441. [In Russian].
75. *Kislov A.V., Morozova P.A.* The Grosser Aletschgletscher dynamics: from a «Minimal model» to a stochastic equation. Geography. Environment. Sustainability. 2016, 9 (1): 21–27. https://doi.10.15356/2071-9388_01v09_2016_02.
76. https://oggm.org/2021/02/18/oggm-v140/.
77. *Dehecq A., Gourmelen N., Gardner A.S., Brun F., Goldberg D., Nienow P.W., Berthier E., Vincent Ch., Wagnon P., Trouvé E.* Twenty-first century glacier slowdown driven by mass loss in High Mountain Asia. Nat. Geosci. 2019, 12: 22–27. doi: 10.1038/s41561-018-0271-9.
78. *Brun F., Wagnon P., Berthier E., Shea J.M., Immerzeel W.W., Kraaijenbrink P.D.A., Vincent Ch., Reverchon C., Shrestha D., Arnaud Y.* Ice cliff contribution to the tongue-wide ablation of Changri Nup glacier, Nepal, central Himalaya. Cryosphere. 2018, 12: 3439–3457. doi: 10.5194/tc-12-3439-2018.
79. *Rounce D.R., King O., McCarthy M., Shean D.E., Salerno F.* Quantifying debris thickness of debris-covered glaciers in the Everest region of Nepal through invesion of a subdebris melt model. Journ. of Geophys. Research Letters. 2018, 123: 1094–1115. doi: 10.1029/2017JF004395.

Путешествия, открытия

УДК 551.467 DOI: 10.31857/S2076673422020134, EDN: EPORXC

На льдине через море Уэдделла
(к 30-летию со дня открытия первой антарктической дрейфующей научной станции)

© 2022 г. В.В. Лукин

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

On ice floe across the Weddell Sea
(thirty years since the opening of the first Antarctic drifting station)

V.V. Lukin

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia
lukin@aari.ru

Received February 17, 2022 / Revised February 19, 2022 / Accepted April 1, 2022

Keyword: ***Antarctica, glaciology, hydrobiology, ice camp, oceanography, Russian-American cooperation, surface meteorology, Weddell Sea.***

Summary

The year 2022 marks the 30th anniversary from operation of the Russian-American drifting station in the Antarctic. It was first experience of organizing a research station on sea ice in the South Polar exploration. Russia and the U.S. had the greatest experience in organizing such studies in the Arctic, so the combined efforts of our countries guaranteed the success of this unique scientific mission. The drift of the station named «Weddell-1» was along the continental slope of the east coast of the Antarctic Peninsula from February 12 to June 9, 1992. The joint scientific program was aimed at studying the structure and dynamics of natural processes in the atmospheric boundary layer, in the ocean, ice cover and the biodiversity of surface waters. As a result, unique scientific materials were obtained in an almost unexplored area of the Antarctic. The realization of the Russian-American drifting noticeably strengthened cooperation between our countries, which even in these days of aggravation of interstate relations can become an example of successful cooperation between the world's leading polar nations.

Citation: Lukin V.V. On ice floe across the Weddell Sea (thirty years since the opening of the first Antarctic drifting station). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2022, 62 (2): 305–320. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422020134, edn: eporxc.

Поступила 17 февраля 2022 г. / После доработки 19 февраля 2022 г. / Принята к печати 1 апреля 2022 г.

Ключевые слова: ***Антарктика, гидробиология, гляциология, ледовый лагерь, море Уэдделла, океанология, приземная метеорология, российско-американское сотрудничество.***

Статья посвящена истории создания российско-американской дрейфующей станции в Антарктике «Уэдделл-1». Рассмотрены проблемы, связанные с организацией экспедиции, выбором ледового лагеря, работой станции и взаимоотношениями с американскими коллегами. Приведены краткие научные результаты дрейфа ледовой станции «Уэдделл-1».

Введение

Метод организации научных станций на дрейфующем морском льду был широко распространён в России (СССР) и США для изучения Северного Ледовитого океана. В нашей стране такие научные станции получили названия «Северный полюс», а в США – различные имена собственные – Альфа, Браво, Чарли, АРЛИС и т.д. С помощью таких станций исследовали физико-химические, акустические характеристики, течение и циркуляцию вод, сейсмическое и геологическое строение земной коры и донных отложений, метеорологические параметры приземной и свободной атмосферы, геофизические особенности полярной магнито- и ионосферы, биологическое разнообразие водной толщи, дна и морских льдов Арктики. В Антарктике же продолжительное время основным техническим средством научных исследований акватории Южного океана продолжали оставаться судовые наблюдения, проводимые на чистой воде, в активном ледовом плавании или вынужденном дрейфе.

Наиболее объёмные массивы океанографических данных о состоянии вод Южного океана были получены специалистами Великобритании, США, СССР (России), Германии и Норвегии. Если в первые годы деятельности Советской антарктической экспедиции (САЭ) отечественные океанографические исследования Южного океана носили рекогносцировочный и прикладной характер для поддержки отечественного китобойного промысла, то с 1973 г. они приобрели специализированное научное направление. С этого момента в Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ) было создано новое научное подразделение – отдел Полярного эксперимента (ПОЛЭКС), который имел два географических направления деятельности: ПОЛЭКС-СЕВЕР в Арктике и ПОЛЭКС-ЮГ в Антарктике. Основным географическим объектом исследований по данной программе в Южном океане стало Антарктическое циркумполярное течение (АЦТ). Этот мощный поток вод, направленный на восток, сильно влияет на всю глобальную циркуляцию Мирового океана и определяет фактическое положение северной физической границы Южного океана [1].

19 июня 1973 г. между правительствами СССР и США было заключено Соглашение по совместной деятельности в изучении Мирового океана. Практическая реализация данного соглашения стала активно развиваться между нашими странами именно в Антарктике, где основными исполнителями работ с советской стороны стал ААНИИ, а с американской – Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University (LDGO). Совместные океанографические исследования вели в сезон антарктического лета, в то время как осенне-зимние процессы в антарктических водах были изучены мало. Исключение составляли вынужденные дрейфы различных экспедиционных судов в конце XIX и в XX веках.

Самыми известными такими дрейфами, когда выполняли научные наблюдения, стали следующие экспедиции: на бельгийском судне «Бельджика» в 1898–1899 гг. в море Беллинсгаузена (13 месяцев); на германском судне «Дейчланд» в 1912 г. в море Уэдделла (263 дня); на британском судне «Эндьюранс» в 1915 г. в море Уэдделла (282 дня); на советских судах дизель-электроходе «Обь» в 1973 г. в море Сомова (90 суток) и научно-экспедиционном судне «Михаил Сомов» в 1985 г. в море Росса (133 суток). Но это были не запланированные заранее исследования. Одной из первых специальных экспедиций в осенне-зимнюю Антарктику стал совместный советско-американский рейс НЭС «Михаил Сомов» в октябре–ноябре 1981 г. в восточной части моря Уэдделла в районе поднятия Мод, где формировалась квазистационарная ледовая полынья. Совместное руководство экспедицией выполняли заведующий отделом ПОЛЭКС ААНИИ Э.И. Саруханян и профессор Колумбийского университета А. Гордон. Исследовались океанографические и атмосферные процессы, вызывающие формирование полыньи в ледяном покрове.

Выбор места натурного эксперимента

Море Уэдделла давно привлекало океанологов многих стран с различных позиций. Это – самое крупное антарктическое море с площадью 2909,6 тыс. км^2 было открыто в 1823 г. британским китобоем Джеймсом Уэдделлом. Оно было названо в его честь в 1900 г. С запада море ограничено восточным побережьем Антарктического полуострова, с востока – мысом Норвегия, с юга – шельфовыми ледниками Ронне и Фильхнера. Максимально измеренная глубина составляет 6820 м. Именно в этом море в 1986 г. была измерена максимальная глубина прозрачности вод в Мировом океане – 79 м. В море Уэдделла существует постоянный крупномасштабный циклонический круговорот вод и льдов, существенно влияющий на глобальную циркуляцию вод Южного и сопредельных с ним Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Западная часть этого круговорота была практически не изучена. На шельфовых участках моря Уэдделла формировались холодные донные антарктические воды, активно влияющие на меридиональные процессы движения глубинных и донных вод Мирового океана в Южном полушарии. Западная часть моря Уэдделла на протяжении всего года была покрыта дрейфующими льдами, представляющими собой атлантический ледяной массив, оказывающий существенное климатообразующее влияние на этот район Антарктики.

Для изучения данного процесса требовалась организация натурных исследований по изучению взаимодействия океана и атмосферы через ледяной покров [2]. Физико-химический состав этих вод и льдов, процессы их движения и характер деформаций оставались «белым пятном» в этой области антарктических знаний. Кроме того, была неизвестна сезонная изменчивость биопродуктивности поверхностного слоя вод Южного океана в зимний период под ледяным покровом, что оказывало важное влияние на формирование биоразнообразия вод Антарктики.

В конце 1980-х годов международное антарктическое сообщество, заинтересованное в океанографическом изучении вод Антарктики, пришло к выводу о необходимости организации нового направления исследований районов Южного океана, покрытого льдом. Этот проект получил название «Международные исследования океанографии антарктической зоны» (iAnZone). В СССР эта международная программа стала составной частью проекта «Южный океан» подпрограммы «Антарктика» Государственной научно-технической программы «Мировой океан». Международным координатором программы «iAnZone» с советской стороны стал сотрудник отдела ПОЛЭКС ААНИИ Н.В. Багрянцев. Руководителем проекта в СССР стал академик А.Ф. Трешников, а координатором советской части проекта – заведующий отделом ПОЛЭКС ААНИИ В.О. Ивченко, которого позже сменил А.И. Данилов.

К этому времени наша страна имела мощные современные научно-экспедиционные суда усиленного ледового класса – «Михаил Сомов» и «Академик Федоров». Последнее было построено в августе 1987 г. в Финляндии по заказу Госкомгидромета СССР. Это обстоятельство значительно усиливало роль СССР в новом направлении океанографических исследований Южного океана. Летом 1989 г. планировалось проведение координационного совещания участников проекта «iAnZone», на котором стороны должны были представить свои предложения о планах работ. Весной 1989 г. состоялась предварительная советско-американская встреча по совместному обсуждению таких предложений. Делегацию сотрудников отдела ПОЛЭКС ААНИИ возглавлял заместитель председателя Госкомгидромета СССР Герой Советского Союза А.Н. Чилингаров. Именно ему принадлежала идея создания на морском льду Южного океана первой дрейфующей станции [3]. Эта идея была не нова. Ещё в 1960-е годы молодые в то время сотрудники ААНИИ Н.А. Корнилов, В.Ф. Захаров и Е.Б. Леонтьев, имевшие опыт работы на дрейфующем льду в Арктике и в Советской антарктической экспедиции (САЭ), предложили директору ААНИИ А.Ф. Трешникову разработать проект дрейфующей научной станции на льдах Южного океана. Но этот проект не был поддержан. Директор института отметил, что «учёные ещё недостаточно хорошо знали режим антарктических морей, характер дрейфа льда и другие детали природных явлений, без которых невозможно осуществить такой рискованный эксперимент» [4, 5]. В 1987–1988 гг. новое молодое поколение океанологов ААНИИ во главе с сотрудником лаборатории гидрохимии и охраны вод ААНИИ Ю.П. Гудошниковым вновь сделали подобное предложение, но оно также не нашло поддержки у руководства отдела ПОЛЭКС, который вёл в то время все океанографические исследования института в Антарктике. В 1989 г. эту идею возглавил А.Н. Чилингаров, поэтому она получила необходимые административные ресурсы. Кроме того, американские коллеги выразили заинтересованность в реализации такого предложения.

В июне 1989 г. в LDGO (Нью-Йорк) состоялось Международное координационное совещание по программе «iAnZone». Наиболее перспективным районом исследований по этому проекту был выбран круговорот Уэдделла, а интереснейшим периодом проведения экспедиционных работ – осенне-зимний сезон. Самыми подготовленными для участия в данном проекте стали представители научных кругов СССР, США и Германии. Последние имели прекрасно оснащённое исследовательское оборудование, а также научное судно ледового класса «Поларштерн», построенное в 1982 г. В августе–сентябре 1989 г. была организована совместная Международная экспедиция этих трёх стран в море Уэдделла на НЭС «Академик Федоров» и научном ледоколе (н/л) «Поларштерн». Руководителями этих работ на советском судне стал Н.В. Багрянцев, а на германском – заместитель директора Института морских и полярных исследований им. А. Вегенера (AWI) Э. Аугштайн.

В ходе выполнения этого натурного эксперимента проводили двухнедельные исследования по программе «Мезополигон», когда оба судна пришвартовались к льдине размером 1,8 × 2 км. Учёные, входившие в состав судовых экспедиций, выполняли градиентные измерения потоков тепла, влаги и импульса в прилёдном слое атмосферы, измеряли физико-химические и механические свойства морского льда, вели исследования океанографии подлёдного слоя и морской биологии. Исследователи, работавшие на дрейфующей льдине, жили на экспедиционных судах. Некоторые из участников эксперимента по программе «Мезополигон», имевшие опыт работы на дрейфующем льду в Арктике, высказывали пожелание о проведении в будущем более долговременных, чем в 1989 г., работ на дрейфующем антарктическом морском льду. Общий ход выполнения работ совместной экспедиции и полученные в ней научные результаты показали большую эффективность и дальнейшую перспективу международного сотрудничества в труднодоступных районах Антарктики [3].

В период проведения экспедиционных работ в море Уэдделла В.О. Ивченко доложил на Морском совете Госкомгидромета СССР предварительный план выполнения исследований на дрейфующей станции в Антарктике. Он был поддержан, а председатель Госкомгидромета Ю.А. Израэль поручил общее руководство по проведению этих работ А.Н. Чилингарову. Через некоторое время этот же план был представлен В.О. Ивченко на Совете по проблемам изучения океанов и морей ГКНТ СССР. Единодушного мнения участники Совета не высказали, однако в общем виде план был поддержан [3]. В сентябре 1989 г. в ААНИИ была образована рабочая группа по детальной разработке плана создания дрейфующей станции в море Уэдделла. Руководителем этой группы стал заместитель директора ААНИИ, Герой Социалистического труда Н.А. Корнилов, имевший уникальный экспедиционный опыт проведения работ в Арктике и Антарктике. В ходе заседаний этой рабочей группы был поднят вопрос о возможной кандидатуре начальника дрейфующей станции в Антарктике. На эту должность предлагался главный инженер ААНИИ – начальник комсомольско-молодёжной дрейфующей станции «СП-28» А.Ф. Чернышев. Но он снял свою кандидатуру в пользу океанолога В.В. Лукина, имевшего большой опыт работы на дрейфующих льдах в 14 воздушных высокоширотных экспедициях «Север» и А-317, а также дрейфующих станциях «СП-22» и «СП-29».

В январе 1990 г. в ААНИИ состоялось первое Международное совещание по организации работ на дрейфующей станции в море Уэдделла. В нём, кроме советских участников, представляющих ААНИИ и Институт океанологии АН СССР (ИОРАН), участвовали представители Колумбийского и Вашингтонского университетов (США), AWI (ФРГ), а также Института полярных исследований им. Скотта (Великобритания). В результате обсуждения все участники рабочего совещания поддержали предложение о необходимости выполнения комплексных натурных исследований в практически не изученной западной части круговорота вод и льдов в море Уэдделла, непосредственно примыкающей к восточному побережью Антарктического полуострова. О важности океанографического изучения этого неисследованного региона Антарктики здесь уже сказано. На восточном побережье Антарктического полуострова ранее не было постоянно действующих научных станций, поэтому метеорологический режим региона практически не был изучен. Указанные обстоятельства привели к принятию решения о выборе основных направлений исследований: физическая и химическая океанология, метеорология, ледоведение и морская биология поверхностных вод и льдов.

Было понятно, что ледовые условия плавания в этом районе Южного океана крайне неблагоприятны для выполнения океанографических исследований в режиме активного плавания. Наиболее эффективный метод выполнения подобных исследований – дрейфующее научное судно или аналогичная научная станция, созданная непосредственно на морском льду. Наши западные коллеги в своём большинстве склонялись к использованию в качестве основной наблюдательской платформы дрейфующего судна (НЭС «Академик Федоров» или н/л «Поларштерн»), где участники экспедиции имели бы комфортные условия для проживания и были бы обеспечены необходимыми мерами безопасности. Представленные российской стороной соображения убедительно показали, что с экономической точки зрения, если продолжительность дрейфа составляет более 45 суток, более выгодна

организация научного ледового лагеря на дрейфующем морском льду. При продолжительности дрейфа менее 45 суток экономически выгодным становится использование дрейфующего судна. Приведённые расчёты показали всем участникам совещания, что создание дрейфующего ледового лагеря имеет значительные перспективы. В заключение советская сторона (Н.А. Корнилов) предложила зарубежным коллегам кандидатуру В.В. Лукина в качестве начальника такой станции. Она была поддержана коллегами из США, Германии и Великобритании.

В мае 1990 г. состоялась повторная рабочая встреча предполагаемых участников Международного проекта по созданию антарктической дрейфующей станции. Оно проходило в Департаменте полярных программ Национального научного фонда (ДПП ННФ) США в г. Вашингтон. Советскую делегацию возглавлял Н.А. Корнилов. Её участниками были А.И. Данилов, В.В. Лукин и И.И. Соловьева. Представители Германии и Великобритании отказались от участия в этой встрече. На вопрос В.В. Лукина в адрес директора ДПП ННФ П. Уилкинса: «Почему отсутствуют наши европейские коллеги?» П. Уилкинс ответил: «Прежде чем обсуждать какой-либо вопрос, вначале посмотри, какого цвета деньгами обладают твои партнеры...». Эти слова обозначали, что наши европейские коллеги получили отказ от своих правительств в финансировании их участия в проекте. Дело в том, что, когда правительство ФРГ выделяло деньги на проектирование и строительство научного судна «Поларштерн», администрация AWI уверяла, что это судно станет флагманом мирового научно-исследовательского флота. Участвовать в его экспедиционных рейсах посчитают за честь учёные всех ведущих стран мира, а Германия станет лидером мировой полярной науки.

Подобная ситуация в первую очередь не устраивала США, которые не могли согласиться со своей второстепенной ролью в любых вопросах мировой политики, экономики и науки. Поэтому их предпочтение было отдано советскому предложению об организации совместной дрейфующей станции, где роли участников предусматривали равноправное влияние. В ходе вашингтонской встречи подробно обсуждались вопросы целей и задач научных исследований и необходимого для их реализации логистического обеспечения. По сути дела, это совещание носило характер официальной презентации проекта дрейфующей станции в море Уэдделла перед руководством ННФ США для получения необходимого финансирования. Все участники совещания согласились с необходимостью проведения нескольких океанографических разрезов поперек материкового склона с применением вертолётов, базирующихся непосредственно на станции, а также в ротации части американского персонала с помощью самолёта. Открытие и закрытие ледового лагеря предлагалось осуществить с помощью советского НЭС «Академик Федоров». В ходе рабочей встречи участники советской делегации были приглашены на заключительное мероприятие по случаю подписания ННФ США контракта на строительство специализированного научно-исследовательского ледокола «Нафанаил Палмер» с частной верфью из штата Луизиана. В дальнейшем этот ледокол примет участие в завершении работ на российско-американской дрейфующей станции в море Уэдделла.

Успешное проведение экспедиционных работ в зимний период 1989 г. в море Уэдделла, а также разработка проекта создания советско-американской дрейфующей научной станции в этом регионе послужили убедительной основой для заключения нового Соглашения между правительствами СССР и США по совместному изучению Мирового океана. Оно было подписано Министром иностранных дел СССР Э.А. Шеварднадзе и Государственным секретарем США Дж. Бейкером 1 июня 1990 г. в Вашингтоне. В 1990 г. началась полевая фаза эксперимента по глобальной циркуляции океана (WOCE), представляющая собой составную часть Всемирной программы по изменчивости климата (CLIVAR). Одной из подпрограмм эксперимента WOCE стал проект «iAnZone». Таким образом, проект дрейфующей станции в море Уэдделла стал официальной частью глобального эксперимента, выполняемого в Мировом океане.

Очередное совещание по реализации этого проекта проходило в г. Сиэтл (штат Вашингтон, США). Выбор этого места был неслучаен, так как Лаборатория прикладной физики Университета штата Вашингтон, находившаяся в этом городе, была одним из основных американских исследовательских центров для проведения натурных исследований на дрейфующих льдах в

Арктике. Совещание в основном касалось технических вопросов, связанных с организацией электроснабжения дрейфующей станции, доставкой авиационного топлива для вертолётов, условиями проживания сотрудников станции и т.д. Именно здесь было решено назвать будущую дрейфующую станцию – ледовая станция «Уэдделл-1». К удивлению российских участников, много времени заняло обсуждение юридического статуса этой станции – морская экспедиция или антарктическая станция. Дело в том, что в морских экспедициях США запрещено употребление алкогольных напитков, а на антарктических станциях – разрешено. Решающее значение в этом имел опыт дрейфующих станций в Арктике, где алкоголь не был под запретом. Кроме того, важным аргументом подготовительных операций становилось практическое исследование дрейфующих льдов юго-западной части моря Уэдделла на предмет существования льдин, пригодных для размещения научного лагеря сроком на четыре–шесть месяцев. Эта задача была решена с помощью наших германских коллег, которые в январе–марте 1991 г. планировали провести морские исследования в южной части моря Уэдделла на своём судне «Поларштерн». Представители ДПП ННФ США и ААНИИ обратились в AWI с просьбой обеспечить участие двух советских специалистов в этом рейсе. Ситуация осложнялась тем, что судно «Поларштерн» должно было принять на свой борт участников этого рейса в порту Кейптаун (ЮАР), а СССР в это время не имел дипломатических отношений с этим государством. Необходимые визы с помощью германской стороны были оформлены в посольстве ЮАР в г. Бонн (ФРГ) для сотрудников ААНИИ В.В. Лукина и А.В. Проворкина. В начале января они благополучно прибыли в Кейптаун и на борту германского судна отправились в Антарктику для рекогносцировочных исследований морского дрейфующего льда моря Уэдделла. Работы, выполненные советскими специалистами, показали, что в этом районе можно встретить поля сморозей участков многолетнего и однолетнего льда, сформированных из обломков припая. После возвращении в Ленинград сотрудник отдела океанологии В.В. Лукин получил предложение возглавить САЭ. Он дал согласие при условии, что его персональное участие в экспедиции на дрейфующей станции сохраняется.

В мае 1991 г. в ААНИИ было проведено новое советско-американское совещание по данному проекту. На нём были доложены результаты рекогносцировочных исследований морского льда в море Уэдделла и уточнены различные детали научных проектов и их логистического обеспечения. Сам проект должен был выполняться на основе паритетных вкладов сторон, в котором предусматривалось, что советская сторона представляет для выполнения проекта НЭС «Академик Федоров» и судовые вертолёты, дизельное и авиационное топливо, гусеничный бульдозер, транспортную волокушу, сборные щитовые дома для размещения персонала и лабораторий, камбузное оборудование и постельное бельё, дизель-электростанцию мощностью 30 кВт на советский стандарт электропитания (220 v и 50 Hz), природоохранное оборудование (высокотемпературная мусоросжигательная печь), опреснитель морской воды, противопожарное оборудование, резиново-тканевые резервуары для хранения топлива, кабельную продукцию, медикаменты и медицинский инвентарь, частично продовольствие, лесоматериалы. Американская сторона обеспечивала базирование двух вертолётов типа «Bell-212», авиационную доставку для ротации персонала самолётом DCH-6 «Twin Otter», каркасные палатки для проживания и размещения лабораторий, жидкотопливные печи для обогрева помещений, средства радиосвязи и навигации, частично камбузное оборудование, продукты питания и медикаменты, климатическую одежду для всех участников экспедиции, три снегохода, спасательные пластмассовые лодки, собственную дизельную электростанцию мощностью 20 кВт на американский стандарт электропитания (110 v и 60 Hz), культурно-бытовое оборудование (телевизор, видеомагнитофон, набор видеофильмов), некоторые виды стройматериалов и инструмента. Научное оборудование для выполнения своих программ каждая сторона поставляла самостоятельно.

В октябре 1991 г. состоялась рабочая поездка В.В. Лукина и заместителя директора ААНИИ А.П. Догонова в Нью-Йорк и Сиэтл для ознакомления с конкретными образцами лагерного оборудования, которое представляла американская сторона. Встреча советских и американских участников совместного проекта была назначена на конец января 1992 г. в уругвайском порту Монтевидео.

Создание и дрейф ледовой станции «Уэдделл-1»

30 декабря 1991 г. Советский Союз прекратил своё существование в качестве субъекта международного права. Его правопродолжателем в деятельности Системы Договора об Антарктике стала Российская Федерация. Таким образом, данный натурный эксперимент начинался как советско-американский, а выполнялся как российско-американский. Основные экспедиционные грузы дрейфующей станции «Уэддел-1» были отправлены из Ленинграда на борту НЭС «Академик Федоров» 2 октября 1991 г. Капитаном судна в этом рейсе был В.А. Викторов, начальником 37-й сезонной САЭ Н.А. Корнилов. Личный состав станции и небольшая часть экспедиционного оборудования были доставлены в Монтевидео на борту ещё одного судна ААНИИ – научно-исследовательского судна «Профессор Мультановский», которое вышло из Ленинграда 21 декабря 1991 г. Оба судна встретились в Монтевидео 24 января 1992 г., и все участники дрейфующей станции перешли на борт НЭС «Академик Федоров».

В первых числах января 1992 г. Председатель Президиума Верховного Совета Российской Федерации Р.И. Хасбулатов вручил начальнику ледовой станции «Уэдделл-1» российский триколор и пожелал успехов в выполнении этого сложного и важного государственного задания. На церемонии присутствовали: руководитель Госкомгидромета академик Ю.А. Израэль, заместитель руководителя Госкомгидромета А.Н. Чилингаров, заместитель директора ААНИИ Н.А. Корнилов. В.В. Лукин вылетел в Монтевидео для перехода на борт НЭС «Академик Федоров» рейсовым самолётом.

За день до прихода НЭС «Академик Федоров» в Монтевидео 16 января 1992 г. в этот город прибыли американские участники экспедиции. Уже на следующий день началась погрузка экспедиционного оборудования США, а на вертолётную площадку последовательно приземлились два американских вертолёта «Bell-212». Начался завоз продовольствия, которое американская сторона приобретала в Уругвае. Всё шло по плану, но в ближайшие дни всех участников проекта ожидал неприятный сюрприз – валюту для оплаты необходимого для приобретения в порту Монтевидео дизельного и авиационного топлива для обеспечения ледового лагеря «Уэдделл-1» Минфин России не перевёл. Многие читатели хорошо помнят эти тяжёлые для нашей страны и её государственного бюджета времена, когда во многих предприятиях перестали выплачивать заработную плату, в населённых пунктах – пенсии и детские пособия, стремительно рос государственный долг, а вместе с ним и цены на все виды товаров. Естественно, что перевод валютных средств в далёкую Южную Америку не был первоочередной задачей правительства Российской Федерации, о надёжности правосубъектности и финансовой состоятельности которой в мире ещё не сложилось представление.

Для решения этой проблемы оставался единственный выход – обратиться к Антарктическому институту Уругвая, который был должен САЭ около 80 тыс. долларов США за передачу в прошлые годы его антарктической станции Артигос зимнего дизельного топлива. Однако дирекция института сообщила, что она готова вернуть долг не раньше второго квартала 1992 г., а на наше предложение выступить гарантом перед уругвайской топливной компанией «ANKAP», которая должна была выполнить наш заказ на снабжение ледовой станции, уругвайский институт также ответил отказом. Каждое утро к борту нашего судна подъезжали уругвайские топливозы и возвращались на свои базы после 16 часов по местному времени. Мы все прекрасно понимали, что выхода из этой ситуации нет – деньги ниоткуда не появятся, а работать в долг по заказу не известной никому России местные бизнесмены категорически отказывались. «Струна» напряжения в возможности выполнения проекта была натянута до предела и угрожала лопнуть. В этот момент посол Российской Федерации в Уругвае И.К. Лаптев попросил капитана НЭС «Академик Федоров» В.А. Викторова организовать на борту судна небольшой приём для представителей МИД и Минобороны Уругвая, а также посла США в этой стране. После провозглашения официальных тостов российский и американский послы уединились в углу конференц-зала, где был накрыт фуршет, и стали беседовать о своих дипломатических проблемах. Практически не имея в то время международного опыта, автор этой статьи подошёл к послам и попросил официального представителя США в Уругвае выступить гарантом в получении топлива в Мон-

тевидео для нашей совместной экспедиции. Со своей стороны мы могли гарантировать возврат этих денег в апреле 1992 г. после получения долга от Антарктического института Уругвая. Неожиданно российский посол поддержал эту идею. Его американский коллега заявил, что экономические вопросы не входят в сферу его компетенции, но он постарается помочь нам. Через 20 минут высокий американский гость покинул борт НЭС «Академик Федоров», а ещё через полчаса началась погрузка топлива на наше судно. Таким оригинальным, недипломатическим ходом была решена серьёзная проблема начала нашей уникальной экспедиции.

Выход нашего судна в море не задержался – он произошёл 25 января. После того, как оно вошло в дрейфующие льды 1 февраля, на крышках трюма участники проекта начали собирать сборно-щитовые домики будущей станции. Американские учёные также включились в эту увлекательную работу, конкурируя между собой за право поработать кувалдой – любимым инструментом наших строителей, без которого не обходилась ни одна великая стройка социализма. НЭС «Академик Федоров» уверенно пробивался через льды в южную часть моря Уэдделла, а на палубе рос городок будущей дрейфующей станции.

3 февраля судно пришло в предполагаемый район поиска льдины для дрейфующей станции. Судовые наблюдения за ледяным покровом не внушали оптимизма в решении поставленной задачи, так как в районе преобладали однолетние льды сплочённостью 7–8 баллов. Однако уже первый полёт судового вертолёта Ми-8 с целью поиска подходящей льдины для организации станции, совершённый на следующий день, принёс успех. В точке с координатами 71°37' ю.ш. и 49°45' з.д. было обнаружено поле сморози двух- и однолетнего льда размером 2,5 × 1,6 км. Ещё на подлёте на него одновременно обратили внимание командир вертолёта, Герой Советского Союза Б.В. Лялин и начальник станции В.В. Лукин. После посадки на эту льдину был начат промер её толщин, который показал, что в среднем она составляла 1,48 м, с преобладанием толщин в 0,8–1,0 м, минимальная – 0,8 м, максимальная – 4,0 м. Ледовое поле отличалось значительной торосистостью (3 балла на преобладающей площади) и толщиной снега до 60 см. Это привело к тому, что на обширном участке верхняя граница льда оказалась погружённой под уровень океана. Форма льдины представляла собой эллипс с продольной осью в направлении север–юг. В южной части льдины находился участок ровного однолетнего льда толщиной 115–120 см, пригодный для приёма самолета «Twin Otter». Сплочённость льда в этом районе составляла 9 баллов (5 баллов старого и 4 – однолетнего льда).

Быстрое обнаружение подходящей льдины не внушало доверия нашим американским партнёрам, и они попросили продолжить поиски с помощью вертолёта в более южном направлении. У наших же специалистов сложилось устойчивое мнение, что ничего лучшего мы в этом районе не найдём, поэтому экипаж судна начал готовиться к выгрузке станционного оборудования. Выполнив четыре безрезультативных полёта, в которых участвовал прославленный ледовый разведчик ААНИИ В.И. Шильников, американские коллеги согласились с нашей позицией. Сплочённость льда к югу от обнаруженной льдины составляла 6–8 баллов с преобладанием однолетнего льда и большим количеством айсбергов, что делало невозможным организацию дрейфующей станции в этом районе. Грузовые операции начались 4 февраля. С помощью бульдозера и судовых вертолётов в лагерь доставлялось экспедиционное оборудование, расставлялись домики, прокладывались электросети, создавались аварийные склады имущества и топлива. Последние располагали в трёх различных точках с тем расчётом, чтобы возможные расколы станционной льдины полностью не лишали станцию запасов топливного обеспечения.

Центральную позицию в ледовом лагере занимали помещения кают-кампании и станционной гостиницы. Они были созданы на основе резиново-тканевых медико-эвакуационных комплексов (МЭК), которые применялись в космической отрасли СССР в районе приземления спускаемых аппаратов с космонавтами на борту. Согласно существующим нормативам, такой комплекс принимал эксплуатационное положение из походного в течение 10 минут. Воздушные компрессоры надували сферические дуги комплекса и его двери. Положительная температура внутри помещения обеспечивалась электрическими термопушками. Энергетика для работы компрессоров и термопушек обеспечи-

валась автономными бензоэлектроагрегатами. Помещение кают-кампании состояло из двух соединённых между собой МЭК со сквозным проходом. Одна из надувных дверей обеспечивала вход в кают-кампанию, другая – доступ на камбуз, который был оборудован в стандартном домике ПДКО, имевшем самостоятельный аварийный выход. На камбузе стояла четырёхконфорочная газовая плита, две микроволновые печи, духовой электрошкаф и другое необходимое оборудование. Первоначально помещение кают-кампании располагалось на снежно-ледяной поверхности, что привело к интенсивному её таянию, поэтому через 10 дней после начала её эксплуатации надувные комплексы кают-кампании были установлены на деревянный фундамент, изготовленный из бруса и влагостойкой фанеры. Это создало необходимую жёсткость всей конструкции. Помещение гостиницы состояло из одного надувного МЭК. Все жилые и служебные помещения станции располагались вокруг этих центральных зданий.

Недалеко от них находилась российская дизельная электростанция (ДЭС), состоявшая из двух дизельных генераторов мощностью по 30 кВт каждый. Отработанные газы от дизелей проходили через общую выхлопную трубу, снабжённую досжигателем не полностью сгоревшего топлива. В непосредственной близости от ДЭС находились мастерская и комплекс водоподготовки. Последний состоял из опреснителя морской воды, используемого на отечественных атомных подводных лодках. Рядом с этим помещением позже была построена баня-сауна с раздевалкой. В другом конце лагеря находилась американская ДЭС со своим электрогенератором, который обеспечивал работоспособность американского научного оборудования, требующего других стандартов электропитания. На удалении 100 м от камбуза находился домик ПДКО, в котором располагался тёплый склад. С помощью трамвайных электропечек и электровентиляторов в нём поддерживалась температура плюс 4–5 °С. Для складирования экспедиционного оборудования использовали стандартные пяти- и двадцатифутовые контейнеры. Недалеко от кают-кампании, между двумя пятифутовыми контейнерами, был создан тёплый туалет. Отходы жизнедеятельности собирались в большие полиэтиленовые пакеты, находившиеся в металлической бочке. После заполнения отходы вывозили за пределы лагеря для складирования и последующей утилизации в судовых экологических комплексах при закрытии станции.

Для проживания коллектива сотрудников и организации лабораторных помещений использовались российские сборно-щитовые дома ПДКО и каркасные американские палатки. Забегая вперёд, отметим, что при температурах наружного воздуха ниже −30 °С американские участники экспедиции замерзали в своих палатках и перебирались к своим российским коллегам. Рядом с помещением служебно-жилого комплекса метеорологов (два российских и один американский специалист) была установлена четырёхметровая градиентная мачта для измерения потоков тепла, влаги и импульса, а также турбулентных пульсаций этих характеристик. В 20 метрах от неё находилась каркасная палатка, в которой был оборудован ангар для хранения привязного аэрологического аэростата, с помощью которого проводили температурно-ветровое зондирование 500-метрового приземного слоя атмосферы. Американские и российские океанологи имели самостоятельные тёплые лаборатории, в полу которых были изготовлены лунки для погружения приборов в океанические воды. В лабораториях находились кабельные тросовые лебёдки. Гидробиологи (российский и американский специалисты) имели самостоятельную исследовательскую лунку для сбора образцов флоры и фауны на нижних горизонтах льдины и в приводном к ней слое с применением лёгкой водолазной техники. Этой же лункой пользовались два советских исследователя, которые изучали подводную морфометрию окружающих лагерь станции морских льдов и гряд торосов с помощью лёгководолазного оборудования. Другие российские и американские исследователи, изучавшие физико-механические свойства морского льда и его пластические деформации, расставляли свои измерительные приборы (сейсмографы, тензометры и т.д.) как на самой льдине станции, так и на окружающих её соседних льдинах разного возраста.

В начале создания лагеря станции «Уэдделл-1» определённое опасение вызывали пять невысоких столообразных айсберга, находящихся на удалении от 4 до 10 км к западу от ледового лагеря. Выполненные в период судовых грузовых операций

наблюдения за их дрейфом с помощью радиолокационной станции НЭС «Академик Федоров» показали, что они движутся параллельно с дрейфом льдины станции. Отметим, что в апреле неожиданно для участников экспедиции все айсберги в ночное время с большой скоростью ушли на север за пределы наших визуальных наблюдений.

12 февраля 1992 г. состоялось торжественное открытие российско-американской дрейфующей станции «Уэдделл-1». На флагштоке были подняты государственные флаги наших стран. Российский триколор был доставлен на станцию нашими американскими коллегами из США, и по своим размерам он строго соответствовал звёздно-полосатому флагу США. Российский флаг, который нам вручил Р.И. Хасбулатов в Москве, был намного больше по размеру. По морской традиции с пожеланиями удачного дрейфа крёстная мать нашей станции – начальник планово-производственного отдела ААНИИ Г.Н. Добротина, участвовавшая в рейсе НЭС «Академик Федоров», разбила о бульдозерный нож бутылку шампанского. После небольшого митинга все его участники были приглашены на фуршет в кают-кампанию станции. Переночевав последнюю ночь на борту судна, утром 13 февраля все участники станции вернулись в ледовый лагерь. К их удивлению, заправленная в отопительные печи солярка загустела и перестала поступать через карбюратор в топку. По документам, полученным на топливной базе в Уругвае, мы получили зимнее дизтопливо с температурой загустевания −26 °С. Температура воздуха на станции в это время не опускалась ниже −12 °С. Наши американские коллеги отказывались жить в автономных условиях на дрейфующем льду с использованием такого топлива. Все наши уговоры о том, что, разбавив эту солярку авиакеросином, мы получим абсолютно приемлемый результат, не вызывали никаких положительных эмоций у наших западных партнёров. В ответ мы только слышали вопросы: «Какими документами разрешено применение смеси керосина и дизтоплива для использования?», «Какая будет температура вспышки данной смеси?» и т.д. Естественно, мы не могли дать убедительных ответов, так как никаких документов по этому поводу в России на существовало, а температуру вспышки смеси никто никогда не измерял. Просто мы базировались в своих предложениях на богатом полярном опыте, который подсказывал – чем ниже температура, тем больше керосина надо добавить в дизтопливо. Уговоры продолжались около шести часов, и русский подход был одобрен. Хотя американцы отобрали пробы смеси солярки и керосина и из ближайшего порта захода НЭС «Академик Федоров» отослали их в г. Хьюстон (США) для проведения лабораторных анализов и получения необходимых технических заключений. Через полтора месяца после этого мы получили ответ из США, что данная смесь безопасна для применения и может использоваться в качестве топлива для обогревательных печей. Справедливости ради, отметим, что наши коллеги уже давно освоили этот русский метод и успешно применяли его без всяких экспертных заключений.

Если проблема с дизельным топливом была решена достаточно быстро, то аналогичная ситуация с уругвайским авиакеросином Jet-A имела куда более существенные последствия. В нём при морозе образовывалась эмульсия органического происхождения, которая забивала фильтры тонкой очистки топливных насосов двигателей американских вертолётов. В результате, по просьбе наших партнёров из США, в марте 1992 г. был организован парашютный сброс бочек с авиакеросином с транспортного самолёта ВВС США С-17 из чилийского г. Пунта-Аренас.

Коллектив станции состоял из 15 российских и 17 американских специалистов. Постоянное место работы российских полярников было в ААНИИ (13 человек), Институте океанологии РАН и Институте медико-биологических проблем РАН (по одному человеку). Американскую сторону представляли специалисты Колумбийского, Вашингтонского и Южно-Калифорнийского университетов, а также Лаборатории изучения холодных районов Инженерного корпуса Армии США. Всего 13 человек и четыре авиаспециалиста вертолётной компании Ever Green. В профессиональном плане в составе экспедиции российских участников представляли: два океанолога, два метеоролога, четыре гляциолога, один гидробиолог, один начальник станции, один доктор, три механика, один повар, а американских: шесть океанологов, один метеоролог, один гидробиолог, два гляциолога, один логистический менеджер, один его помощник, один повар, четыре вертолётчика.

Очень быстро жизнь в ледовом лагере вошла в привычное для зимовочных станций русло. Все научные группы много времени отдавали выполнению своих программ. Каждые три часа метеорологи готовили метеосводку о состоянии погоды, которая передавалась через радиостанцию или спутниковый телефон на российскую антарктическую станцию Беллинсгаузен. Функции радиооператора взял на себя начальник станции В.В. Лукин, который, кроме служебной информации, передавал на станцию Беллинсгаузен частную переписку российских сотрудников. Все участники экспедиции могли пользоваться для связи со своими родственниками телефонной связью Международной телекоммуникационной системы ИНМАРСАТ. Американцы оплачивали телефонные переговоры своих российских коллег один раз по 10 минут в месяц, в то время как сами вели эти переговоры за свой счёт. Питание в кают-кампании обеспечивалось по стандартам американской антарктической экспедиции – три раза в день из расчёта 18 долларов на человека в сутки. В воскресенье американский повар отдыхал. В этот день вместо завтрака и обеда готовился бранч – расширенный завтрак. На ужин российский повар по нашим традициям в этот день готовил солянку и горячее второе блюдо. Многие продукты российские коллеги попробовали впервые в жизни. Например, омары и другие виды морепродуктов, которые в настоящее время широко распространены в нашей стране. Вечерами по субботам в кают-кампании организовывался импровизированный бар, который пользовался популярностью в основном у российских коллег. В результате, в американском отчёте о работе станции появился раздел «Русские и алкоголь». Американские коллеги практически не курили, а один из пилотов вертолёта, имеющий эту пагубную страсть и закуривая российский «Беломор», считал, что он курит марихуану.

Дружеские связи между российским и американским персоналом в основном устанавливались только на профессиональной основе и при условии, что россияне пытались говорить по-английски. Безусловно, менталитет наших и американских полярников серьёзно отличался. Конечно, нужно учитывать, что это было ещё самое начало 1990-х годов, когда мы ещё плохо знали друг друга. Всё это проявлялось на жанре видеофильмов, которые смотрели русские и американцы. Если у нас наиболее популярны были боевики и вестерны, то у американцев – документальные сериалы по истории Гражданской войны в США и комедии. Среди американского персонала были три женщины – два океанолога и один гляциолог. Отметим, что они негативно относились к любой попытке оказания помощи со стороны российских мужчин, так как считали, что эти попытки отрицательно отразятся на выполнении принятых ими контрактных обязательств и будут зафиксированы их американскими коллегами-мужчинами.

В марте всех американцев охватил «бум» оплаты налогов. Большую часть своего свободного времени они посвящали заполнению налоговых деклараций за прошедший 1991 год. Тогда нам эта процедура казалась абсолютно непривычной. В конце марта в ледовом лагере была построена баня-сауна, которая работала один раз в неделю. Интересно, что этим видом санитарно-гигиенических услуг пользовались только вертолётчики и те учёные, которые ранее работали на Аляске. Остальная часть американского коллектива использовала примитивный душ, который был оборудован в помещении американской ДЭС. При всей разнице житейских подходов и полярных привычек американцы активно участвовали в любых авральных работах. И даже обижались, когда их не привлекали для этого. Легко понять, что иногда необходимость и сущность такой работы дольше объяснять, чем сделать самому.

В марте и начале мая из г. Пунта-Аренас на льдину станции два раза прилетал самолёт «Twin Otter» и была проведена частичная ротация американского персонала и доставлены свежие овощи и фрукты. Экипаж самолёта отдыхал между рейсами в помещении станционной гостиницы.

Ледовая обстановка на льдине станции в основном менялась крайне незначительно и была связана с появлением новых гряд молодых торосов по внешней границе нашей льдины. Однако 2 мая в северной части льдины образовалась трещина шириной до 1,0–1,5 м. На вновь образовавшемся куске станционной льдины находился один из аварийных топливных складов. Аварийная команда из российских и американских специалистов в течение трёх рабочих дней вернула все бочки с топливом на основную льдину станции. В дальнейшем никаких осложнений ледовая обстановка жизнедеятельности станции «Уэдделл-1» не приносила. В то же время

в американских средствах массовой информации появились панические сообщения о расколе льдины станции «Уэдделл-1» и необходимости срочной эвакуации её персонала.

В начале мая во время своего первого экспериментального рейса в Антарктику к нашему ледовому лагерю пытался самостоятельно подойти недавно сданный в эксплуатацию американский научно-исследовательский ледокол (НИЛ) «Нафанаил Палмер». Вероятно, его цель достигнуть ледового лагеря была связана с желанием провести упомянутую аварийно-спасательную операцию. Однако он не смог преодолеть встреченные на своём пути льды и остановился примерно в 100 км от ледового лагеря. Группа американских специалистов и начальник станции В.В. Лукин были доставлены на борт ледокола станционными вертолётами. На обратном рейсе станцию посетил директор DPP NSF П. Уилкинс.

Приход НИЛ «Нафанаил Палмер» в ледовый лагерь состоялся позже в сопровождении российского НЭС «Академик Федоров». Их встреча произошла 25 мая в точке с координатами 61° ю.ш. и 43° з.д. Совместное ледовое плавание российского и американского судов происходило по разрывам в ледяном покрове, встреченные на пути поля сморози преодолевали ударами корпуса. Подавляющий период совместного плавания функции лидера в этой паре выполняло НЭС «Академик Федоров». Оба судна подошли к льдине станции 4 июня 1992 г. В период с 5 по 9 июня ледовый лагерь был свёрнут, станционное оборудование погружено на российское и американское суда. Ранним утром 10 июня из точки с координатами 65°38' ю.ш. и 52°25' з.д. оба судна покинули место ледового лагеря. Накануне, 9 июня, станция была торжественно закрыта и начальник станции В.В. Лукин и руководитель экспедиции на борту НИЛ «Нафанаил Палмер» А. Гордон обменялись национальными флагами своих стран. НЭС «Академик Федоров» прибыл в порт Монтевидео 23 июня, где его борт покинули американские участники экспедиции, а 30 июля вернулся в родной Ленинград.

Очередная встреча некоторых российских и американских сотрудников ледовой станции «Уэдделл-1» произошла в начале декабря 1992 г. на осенней сессии Американского геофизического союза в г. Сан-Франциско, где на специально организованной секции были рассмотрены предварительные итоги выполненных совместных исследований. Россию на этой сессии представляли Н.А. Корнилов, В.В. Лукин, А.П. Макштас, В.Н. Чурун (ААНИИ) и Игорь Мельников (ИОРАН). Более подробное обсуждение полученных результатов было проведено в сентябре 1993 г. в г. Хельсинки. В этой встрече участвовали специалисты, подготовившие итоговые научные доклады по результатам наблюдений, выполненных в период дрейфа.

Краткие научные результаты дрейфа ледовой станции «Уэдделл-1»

Как уже отмечалось, дрейф станции проходил в практически не изученном районе Антарктики. Он носил преимущественно ветровой характер со средней скоростью 6,6 км/сут., максимальная скорость доходила до 25 км/сут. (24.05.1992 г.), минимальная составляла 0,5 км/сут. (27.02.1992 г.). Суммарный дрейф станции с 12 февраля до 4 июня составил 750 км, генеральный, в северном направлении, – 700 км (рисунок). Для сравнения: среднесуточный дрейф станции «Северный полюс» в Арктическом бассейне составил 6,8 км/сут.

Измерение относительной деформации ледяного покрова с помощью аппаратуры, разработанной в ААНИИ, показало наличие устойчивого взаимодействия деформации ледяного покрова с внешними процессами разных пространственных масштабов – от нескольких сотен метров до нескольких десятков километров. Значительный вклад в нелинейность процессов деформации вносит взаимодействие ледяных полей с айсбергами. Измерение внутренних напряжений в ледяном покрове позволило оценить сложный волновой характер образования трещин, разводий и торосов в дрейфующем морском льду Южного океана.

Метеорологические наблюдения на станции «Уэдделл-1» проводились в практически не изученном районе Антарктики, так как на восточном побережье Антарктического полуострова никогда не было никаких наблюдательских станций. Поэтому полученные в ледовом лагере «Уэдделл-1» метеоданные стали первыми и единственными научно систематизированными материалами для этого региона.

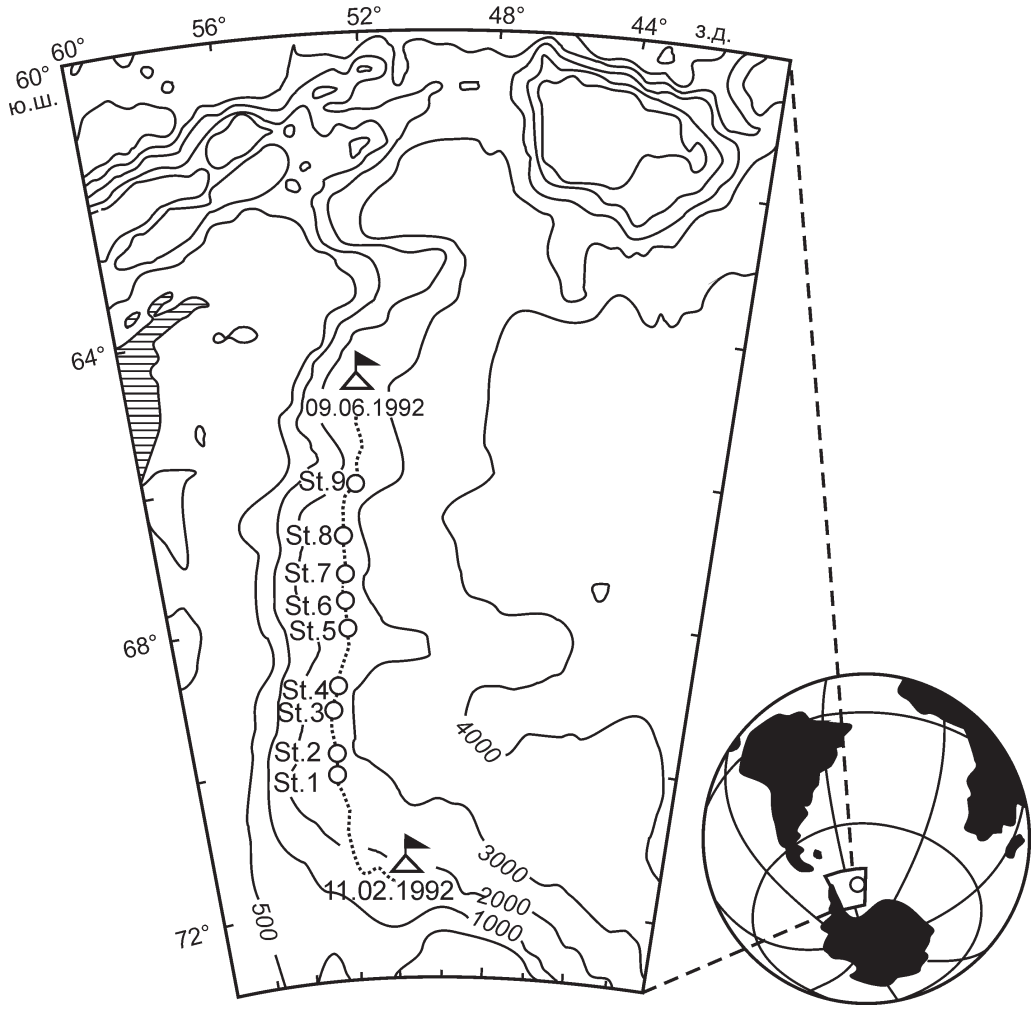


Схема дрейфа станции «Уэдделл-1» [5].
Изобаты показывают глубину моря в метрах
The drift track of «Ice Station Weddell-1» [5].
Contour lines show sea depth, m

Средняя месячная температура воздуха за период дрейфа изменялась от −6,3 до −23,9 °С, максимальная температура составляла минус 0,7 °С, а минимальная – минус 36,7 °С. Атмосферное давление в периоды наблюдений было следующим: среднее – февраль – 999,1, март – 998,7, апрель – 995,0, май – 999,3 ГПа; максимальное – 1000,5, 1001,6, 1018,6 и 1018,1 ГПа; минимальное – 976,1, 967,1, 968,1, 975,1 ГПа соответственно. Средняя скорость ветра по месяцам: февраль – 5,5, март – 5,3, апрель – 5,0, май – 4,5 м/с; максимальный порыв – 13,0, 17,0, 15,0, 18,0 м/с соответственно. Выполненные аэрологические зондирования с помощью привязного аэростата позволили установить наличие квазистационарного слоя прилёдной инверсии температуры воздуха.

Наиболее масштабные исследования были проведены по океанологическому разделу научной программы работ дрейфующей станции. Они состояли из выполнения многоразовых (несколько раз в сутки) CTD-зондирований (CTD – Conductivity, Temperature and Depth) на льдине станции с помощью различных конструкций российской и американской аппаратуры, а также четырёх CTD-разрезов поперёк траектории дрейфа с помощью станционных вертолётов. Структура и интенсивность течений на западной периферии круговорота вод Уэдделла измерялись с помощью автономных самописцев течений на различных горизонтах (25, 50 и 250 м) по маршруту дрейфа и на выносных точках к западу (в 50 и 100 км) и к востоку (50 км) на

горизонтах 50 и 250 м от него. Характеристики дрейфа на льдине определяли с помощью приёмоиндикатора американской спутниковой навигационной системы GPS, а на автономных точках измерений течений – дрейфующих буёв ARGOS. С помощью нескольких турбулиметров исследовалась структура турбулентного перемешивания в прилёдном слое океана.

В результате полученных измерений удалось определить вертикальную структуру водных масс западной части моря Уэдделла и выяснить особенности образования холодных вод на шельфе, примыкающем к восточному побережью Антарктического полуострова, их последующее стекание по материковому склону и формирование холодных донных вод, существенно влияющих на глубинную циркуляцию вод Мирового океана в Южном полушарии.

Установлена сезонная пространственная изменчивость вертикальной структуры термохалинных характеристик вод по мере движения ледового лагеря в направлении юг–север. В пикноклине выделялись существенные вертикальные неоднородности, с помощью которых тепло передавалось от глубинных тёплых вод к квазиперемешанному поверхностному слою. Характер турбулентного перемешивания непосредственно подо льдом в значительной мере определялся изменчивостью скоростей дрейфовых течений.

Структура потока в Западном пограничном течении носит преимущественно баротропный характер, с проявлением бароклинной моды в тонком природном слое. Средняя скорость течения в поверхностном слое составляет 5 см/с, вертикальный перепад между горизонтами 50 и 250 м – 0,5 см/с с преимущественным квазипостоянным направлением течения на север. В структуре течений зарегистрированы кратковременные увеличения модуля скорости до 10–20 см/с, обусловленные приливными и инерционными эффектами мезомасштабных вихревых структур. Оценка расходов вод в Западном пограничном течении круговорота вод Уэдделла показала, что в южной части потока расход вод составляет 11,3–11,4 Св (1 Св = 1 млн $м^3$/с), а в северной – 18,5–19,3 Св. Для сравнения напомним, что расходы вод Гольфстрима на створе поперек Флоридского течения составляют 26 Св.

Изучение биологической продуктивности поверхностных вод в прилёдной части моря Уэдделла показало, что в нижних слоях льда она в десятки раз превышает продуктивность подлёдных слоёв воды, а их продуктивность в сотни раз превышает аналоги на 1000-метровой глубине. Таким образом, нижние слои морского льда представляют собой ареал обитания различных видов микроорганизмов, фито- и зоопланктона в экстремальных климатических условиях антарктических вод в зимний период.

Заключение

Дрейф ледового лагеря «Уэдделл-1» стал заключительным аккордом в легендарной, более чем полувековой истории советских арктических исследовательских станций «Северный полюс» («СП»). Хотя он проходил в Антарктике и в первые месяцы после распада СССР, его организация и подготовка выполнялись в советский период по отработанным для создания станций «СП» методикам и процедурам. 13 из 15 российских участников этого натурного антарктического эксперимента имели богатый экспедиционный опыт работы на дрейфующих льдах в Арктике, поэтому выбор льдины станции «Уэдделл-1», размещение на ней лагеря и авариных топливных складов, организация энерго- и водоснабжения, бытовых условий и жизнедеятельности персонала стали надёжной гарантией безопасности выполнения научных программ и необходимых станционных работ.

Другой важный фактор успеха – использование опыта российских полярников по широкому использованию ими различных образцов приборов и оборудования, созданных отечественной оборонной промышленностью. Некоторые из таких образцов эксплуатировались и на станции «Уэдделл-1». Среди них отметим: комплекс приборов для измерений деформации и напряжений в ледяном покрове; всплывающий CTD-зонд для измерений термохалинных и турбулентных характеристик поверхностного прилёдного слоя вод; телеуправляемый подводный аппарат для изучения подлёдного рельефа льда; надувные служебно-жилые комплексы и резиново-тканевые топливные ёмкости; высокопроизводительные опреснители морской воды; малогабаритные инсинераторы для закрытого сжигания твёрдых отходов; уникальное противопожарное оборудование (которое, к счастью, не пришлось применять).

Наши американские коллеги подобные изделия видели, конечно, впервые и искренне удивлялись, откуда это всё появилось в России. Они очень верили, что наша страна может предложить для сотрудничества в полярных регионах только надёжные научно-экспедиционные суда ледового класса, а что касается приборов – это только американские изделия... Безусловно, отечественные измерительные приборы не выпускались серийно и носили экспериментальный характер, но они демонстрировали реальный существующий научно-технический потенциал России. Поэтому не случайно, что некоторые из российских специалистов – участников дрейфа станции «Уэдделл-1» – по окончании совместного эксперимента получили приглашение для работы в различных исследовательских учреждениях США. Кроме того, ННФ США через специальный Фонд поддержки российских учёных предоставил материальную помощь двум российским сотрудникам дрейфующей станции. Это были современные научные приборы, вычислительная и оргтехника, подписка на научные издания США. Авторитет и опыт российских полярников был высоко оценён не только американскими коллегами по совместному дрейфу, но и руководителями ННФ и Госдепа США. На торжественном саммите по случаю 50-летия подписания Договора об Антарктике 1959 г., который был организован Смитсоновским центром в Вашингтоне в начале декабря 2009 г., директор ДПП ННФ США К. Эрб в своём докладе отметил, что российско-американский дрейф станции «Уэдделл-1» стал одним из самых выдающихся примеров международного научного сотрудничества в Антарктике за всю историю Договора.

Возвращение в Россию участников первой дрейфующей станции в Антарктике «Уэдделл-1» прошло буднично, без организации специальных мероприятий и государственных наград. Россия в период приобретения государственного суверенитета имела много проблем и первоочередных задач, в которых Антарктика не занимала доминирующих позиций. В это время государственные награды СССР были отменены, а собственно российские награды находились только в стадии их создания. Не поднимались даже вопросы об издании трудов этой экспедиции в нашей стране. Поэтому мероприятия по подведению научных итогов этого уникального российско-американского совместного эксперимента в основном проводили научные круги США. Итоги экспедиции были подведены в нескольких научных статьях, опубликованных в нашей стране, но они не получили широкого распространения и внимания. В 1993 г. петербургское телевидение выпустило в эфир научно-популярный фильм «По следам дрейфа «Эндьюранс»», который был снят в период проведения экспедиции её участником гляциологом В.Д. Грищенко по сценарию В.В. Лукина.

12 февраля 2017 г. сотрудники ААНИИ – участники работ на станции «Уэдделл-1» – организовали мероприятие, посвященное 25-летнему юбилею открытия этого ледового лагеря в Антарктике. Для участия в этой встрече были приглашены четверо наших американских коллег по совместному дрейфу. Возглавляющий их профессор А. Гордон в своём официальном выступлении по поводу этой юбилейной даты выразил надежду, что в ближайшее время наши страны смогут организовать новый подобный эксперимент в антарктической зоне Южного океана.

И всё же, работа российско-американской дрейфующей станции «Уэдделл-1» в 1992 г. стала видным событием в изучении Антарктики. В этой экспедиции были получены уникальные научные результаты по различным разделам метеорологии, океанологии, гляциологии и гидробиологии в практически не изученном районе Южного океана. Это стало возможным благодаря объединению усилий в организации экспедиционных работ ведущих антарктических держав мира – России и США. В очередной раз сотрудничество учёных и логистических специалистов наших стран показало международному сообществу, что объединение научно-технических возможностей этих мировых держав позволяет достигать выдающихся результатов, как это было в космосе при проведении совместных экспериментов «Аполлон–Союз» в 1975 г. и работе международной космической станции с 1998 г. по настоящее время. Антарктика и космос стали теми регионами, в которых Россия и США могут успешно сотрудничать вне зависимости от сложного характера наших межгосударственных отношений. Хотелось бы полагать, что эти убедительные примеры сотрудничества наших стран могут стать основой нормализации сложных российско-американских отношений, сложившихся в последние годы.

Литература

1. *Ионов В.В., Лукин В.В.* Южный океан: не общепризнанный гидроним или самостоятельный географический объект? // Изв. РАН. Сер. геогр. 2017. № 5. С. 129–136.
2. *Саруханян Э.И.* Структура изменчивости Антарктического циркумполярного течения. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 117 с.
3. *Антипов Н.Н., Багрянцев Н.В., Данилов А.И. Клепиков А.В.* Зимние исследования антарктической зоны Южного океана. К 25-летию организации советско-российско-американской дрейфующей станции «Уэдделл-1» // Российские полярные исследования. 2017. № 1. С. 7–12.
4. *Борисов Б.Г., Корнилов Н.А., Папченко В.С.* Научно-исследовательский и экспедиционный флот ААНИИ. СПб.: ААНИИ, 2006. 232 с.
5. *Корнилов Н.А., Кессель С.А, Лукин В.В., Меркулов А.А., Соколов В.Т.* История организации и проведения исследований с дрейфующих льдов. СПб.: ААНИИ, 2017. 742 с.

References

1. *Ionov V.V., Lukin V.V.* Southern Ocean: an unrecognized hydronym or an independent geographical object? *Izvestiya Rossiyskoy Akademii Nauk*. Proc. of the Russian Academy of Sciences. Geographic Series. 2017, 5: 129–136. [In Russian].
2. *Sarukhanyan E.I. Struktura izmenchivosti Antarkticheskogo tsirkumpolyarnogo techeniya*. Variability structure of the Antarctic Circumpolar Current. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1980; 117 p. [In Russian]
3. *Antipov N.N., Bagryantsev N.V., Danilov A.I., Klepikov A.V.* Winter studies of the Antarctic zone of the Southern Ocean. To the 25th anniversary of the organization of the Soviet-Russian-American drifting station «Weddell-1». *Rossiyskie polyarnye issledovaniya*. Russian Polar Studies. 2017, 1: 7–12. [In Russian].
4. *Borisov B.G., Kornilov N.A., Papchenko V.S. Nauchno-issledovatelkiy i ekspeditcionny flot AANII*. Research and expedition fleet of the AARI. Saint-Petersburg: The Arctic and Antarctic Research Institute, 2006: 232 p. [In Russian].
5. *Kornilov N.A., Kessel S.A., Lukin V.V., Merkulov A.A., Sokolov V.T. Istoriya organizatsii i provedeniya issledovaniy s dreyfuyushchikh ldov.* History of organization and conduct of research from drifting ice. St. Petersburg: AARII, 2017: 742 p. [In Russian].

Подписано в печать 10.05.2022 г. Дата выхода в свет 24.06.2022 г. Формат $60 \times 88^{1}/_{8}$. Цифровая печать.
Усл.печ.л. 19.56. Уч.-изд.л. 20.0. Бум.л. 10.0. Тираж 21 экз. Бесплатно. Заказ 5236.

Свидетельство о регистрации средства массовой информации ПИ № ФС 77-76744 от 24 сентября 2019 г.,
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор).

Учредители: Российская академия наук, Институт географии Российской академии наук, Русское географическое общество.

Оригинал-макет подготовлен в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
Институт географии Российской академии наук.
Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14.
Исполнитель по госконтракту № 4У-ЭА-131-21 ООО «Тематическая редакция»,
125252, г. Москва, ул. Зорге, д. 19, этаж 3, помещ. VI, комн. 44.

16+ Отпечатано в типографии «Book Jet» (ИП Коняхин А.В.), 390005, г. Рязань, ул. Пушкина, 18, тел. (4912) 466-151.