

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.324.3

doi: 10.31857/S2076673421010072

Влияние снежного покрова на охлаждение поверхностного слоя ледника Восточный Грэнфьорд (Шпицберген)

© 2021 г. А.В. Сосновский*, Р.А. Чернов

Институт географии РАН, Москва, Россия

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Effect of snow cover on cooling of the surface layer of the East Grenfjord (Austre Grønfyordbreen) Glacier (Svalbard)

A.V. Sosnovsky*, R.A. Chernov

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

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

*Received July 29, 2020 / Revised September 10, 2020 / Accepted December 22, 2020***Keywords:** *storage of cold, glacier, snow depth, Svalbard, rain-on-snow, thaws, stratigraphy, thermal conductivity.*

Summary

The purpose of this research is to estimate the effect of snow cover on the store of cold of the glacier surface layer. The store of cold is a complex parameter that shows the degree of cooling of the surface layer of the glacier at the end of the cold period. This value is determined with regard to the dynamics of air temperature and snow cover, changes in the density and structure of snow, and the moisture content (water store) in the snow and firn layer by the beginning of the cold period. Analysis of data from measurements of the thermal regime of the upper 11-meter layer of the East Grenfjord Glacier demonstrated that effect of the snow cover depth (thickness) on the store of cold is ambiguous: when the depth increases, the store of cold can both increase and decrease. For example, in the colder winter of 2013, the store of cold in the upper 11-meter layer of the glacier was smaller than the similar value in the warmer and snowier winter of 2014. It was found that this was caused by influence of thaws and rains in the winter of 2014. They could produce changes in the structure of the snow cover: an increase in its density and hardness after freezing of ice grains, as well as increase thermal conductivity that could result in more significant cooling of the surface layer of the glacier this winter. Numerical experiments made possible to establish the dependence of the store of cold in the upper layer of the glacier on meteorological conditions and the snow depth. Calculations have shown that with the depth of 50 cm, a rise of winter air temperature by 1 °C reduces the store of cold, on average, by 8.5 MJ/m², whereas with a snow thickness of 200 cm, the decrease is 6 MJ/m². Increasing the snow thickness from 50 to 100 cm reduces the store of cold by 11 MJ/m² at –6 °C, and by 15 MJ/m² at –10 °C. And growth of snow thickness from 150 to 200 cm decreases the store of cold by 4 MJ/m² at the temperature of –6 °C, and by 3 MJ/m² at –10 °C. According to calculations for the compact snow with a thickness of 150 cm at –10 °C, the store of cold increases by 12% as compared with the average snow hardness. A more significant difference in the value of the store of cold happens when the stratigraphy of the snow cover is not taken into account. Note also, that when modeling the temperature regime and estimating the store of cold in the ice at the end of the cold period, one should take into account the moisture content of the upper 1-m ice layer at the end of the ablation period.

Citation: Sosnovsky A.V., Chernov R.A. Effect of snow cover on cooling of the surface layer of the East Grenfjord (Austre Grønfyordbreen) Glacier (Svalbard). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021. 61 (1): 75–88. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421010072.

Поступила 29 июля 2020 г. / После доработки 10 сентября 2020 г. / Принята к печати 22 декабря 2020 г.

Ключевые слова: *хладозапас, ледник, толщина снега, Шпицберген, зимние дожди, оттепели, стратиграфия, теплопроводность.*

На основе математического моделирования оценено влияния параметров снежного покрова и температуры воздуха на запас холода поверхностного слоя ледника Восточный Грэнфьорд. При увеличении толщины снежного покрова может происходить как уменьшение, так и увеличение запаса холода. Причина этого заключается в разной стратиграфии снежного покрова из-за оттепелей и жидких осадков. Рассмотрено влияние твёрдости снега и стратиграфии снежного покрова на запас холода верхнего слоя ледника.

Введение

Полярные районы, наряду с горными ледниками, остаются одними из самых уязвимых регионов мира при глобальном потеплении. Самые быстрые и сильные изменения климата отмечаются в Арктике [1, 2]. Скорость потепления в Арктике в течение трёх десятилетий (с начала 1980 г.) более чем в 2 раза превышала скорость потепления в Северном полушарии [3]. Ледники и ледниковые покровы как одни из ключевых компонентов криосферы сильно реагируют на изменения климата и служат своеобразным климатическим индикатором. Так, потепление климата изменяет гидротермическую структуру политермических ледников Шпицберга [4]. При этом картина изменений отличается от других районов, отражая региональные особенности рельефа и климата. Одна из причин такого разнообразия, которое проявляется даже в пределах одного ледника, — неоднородность параметров снежного покрова [5, 6]. Снежный покров — важный фактор, определяющий гидротермический режим ледника. В работе [7] отмечается, что политермическая структура ледника обусловлена временными изменениями толщины снежного покрова на его поверхности, которая представляет собой один из факторов, определяющих толщину холодного слоя и скорость промерзания тёплого слоя политермического ледника [8].

В условиях глобального потепления изменчивость снежного покрова в значительной степени определяет реакцию оледенения на климатические изменения. Рост температуры воздуха, числа оттепелей и количества жидких осадков [9, 10] влияет на толщину снежного покрова, его стратиграфию (формирование ледяных корок, рост плотности и твёрдости снега), динамику снегонакопления [11] и, как следствие, на теплозащитные свойства снежного покрова и теплообмен подстилающей поверхности с атмосферой. Таким образом, наличие оттепелей и жидких осадков может привести к обратному эффекту — усилению выхолаживания подстилающего основания [12].

Термическое сопротивление снежного покрова в значительной степени обусловлено его стратиграфией, которая зависит как от температуры воздуха, так и от толщины снежной толщи. Установлено [13], что в течение сезона с боль-

шой толщиной снежного покрова преобладали округлые кристаллы, возникающие в результате метаморфизма замерзания—таяния, однако в сезон с небольшим снегозапасом из-за более высокого температурного градиента господствовали ограниченные кристаллы и слои глубинной изморози, что и определяло температуру поверхности ледника. В работе [8] показано, что толщина снежного покрова влияет на толщину холодного слоя политермического ледника Восточный Грэнфьорд на Шпицбергене. Это влияние сказывается как на скорости промерзания влажного льда на нижней границе холодного слоя, так и на величине абляции. С ростом толщины снежного покрова уменьшается скорость промерзания влажного льда и снижается выхолаживание приповерхностного слоя льда. Вместе с тем при большой толщине снежного покрова сокращаются продолжительность и интенсивность абляции льда. Исследования реакции ледников на изменения климата с учётом неоднородности снежного покрова и его параметров предусматривают оценку термического режима приповерхностного слоя ледника в зависимости от параметров снежного покрова.

Приповерхностный слой ледника — это пограничная зона, в которой ледник активно взаимодействует с окружающим пространством. В этом слое толщиной до 15 м затухают сезонные колебания температуры и трансформируются тепловые потоки [6, 14]. Температурный режим приповерхностного слоя определяется влиянием как внешних (теплообмен между поверхностью ледника и атмосферой, процессы аккумуляции и абляции), так и внутренних (процессы льдообразования, степень проницаемости льда талыми водами, трещиноватость поверхности) факторов. Процессы теплообмена зависят также от теплофизических свойств льда в верхнем слое ледника. Действие этих факторов в разные сезоны и на разных частях ледника неодинаково. Исследования на леднике Восточный Грэнфьорд показали, что снежный покров препятствует проникновению холода с поверхности и во многом определяет запас холода во льду к началу периода таяния [5]. Установлено, что увеличение толщины снежного покрова способствует повышению температуры льда и уменьшению запаса холода.

С влиянием снежного покрова на температурный режим приповерхностного слоя лед-

ника в значительной степени связано воздействие климатических изменений на термическое состояние всего ледника. При этом температура приповерхностного слоя ледника достаточно точно измеряется термозондированием скважин [6]. Комплексный параметр, показывающий термическое состояние приповерхностного слоя ледника в конце холодного периода, — запас холода этого слоя Q_i , который рассчитывается по средней температуре данного слоя [5]. Эта величина — результирующий параметр, определяющий степень охлаждения поверхностного слоя ледника и учитывающий такие параметры, как динамика температуры воздуха и снежного покрова, изменение плотности и структуры снега, запас воды в снежном и фирновом слое к началу холодного периода. В работах [5, 6] представлены результаты измерения температуры верхнего 11-метрового слоя ледника в разных точках его поверхности при разной толщине снежного покрова и рассчитан запас холода этого слоя. Измерения показали, что влияние толщины снежного покрова на запас холода неоднозначно: с ростом толщины снежного покрова запас холода может как увеличиться, так и уменьшиться. Например, в более холодную зиму 2013 г. запас холода верхнего 11-метрового слоя ледника оказался меньше, чем в более тёплую и снежную зиму 2014 г.

Задачи настоящего исследования — оценка влияния параметров снежного покрова на запас холода приповерхностного слоя ледника по данным моделирования, сопоставление результатов расчётов с данными измерений и анализ факторов, влияющих на запас холода приповерхностного слоя ледника.

Исходные данные и анализ результатов измерений

В работах [5, 6] приведены результаты измерений термического режима приповерхностного 11-метрового слоя льда ледника Восточный Грэнфьорд. Работы выполняли сотрудники Шпицбергенской гляциологической экспедиции Института географии РАН в 2012–2014 гг. Ледник Восточный Грэнфьорд расположен в западной части Земли Норденшельда на о. Западный Шпицберген в верховьях залива Грэнфьорд. Длина ледника — около 6 км при средней ши-

рине 1–1,2 км [4]. Ледник состоит из двух потоков льда, сливающихся в средней части на высоте 300–360 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря). В верховьях ледник имеет широкий ледораздел с ледником Фритьоф (420 м), с которого берёт начало левый поток льда, и небольшую область фирнового питания в истоках правого потока. Язык ледника спускается к северу до высоты 40 м. Особенно заметные изменения произошли в последние 10–12 лет, когда в летний период снеговая линия поднималась выше отметки 500 м и ледник полностью оказывался в области абляции [6]. Мы выполнили бурение ряда неглубоких скважин в разных частях ледника Восточный Грэнфьорд, в них была измерена температура льда на разных глубинах в весенний и летний периоды 2012–2014 гг. [5, 6]. Снегомерная съёмка на леднике проведена с шагом 300 м. Рядом со скважинами были пройдены снежные шурфы, в которых определялась плотность снега. По результатам термометрических измерений рассчитывался запас холода верхнего 11-метрового слоя ледника. Инструментальная погрешность измерений температуры льда с помощью термисторов, соединённых в термокосу из 12 датчиков, составляла $\pm 0,05$ °C; погрешность вертикального положения термисторов в термокосу ± 2 см. В результате относительная погрешность измерений не превышала 4,5%.

Термометрические измерения в скважинах на леднике Восточный Грэнфьорд показали сложную пространственную картину распределения температуры в его приповерхностном слое. Самые низкие температуры в скважинах отмечены на языке ледника, а самые высокие — в верховьях ледника, в области накопления фирна. Материалы термометрии показали, что на глубине 6–8 м весенние и летние температуры практически одинаковы. Это позволяет считать, что на данной глубине сезонные колебания температуры почти полностью затухают [6] и именно поэтому температура на таких глубинах может характеризовать пространственные изменения температуры в приповерхностном слое ледника. При расчёте зимнего запаса холода в 11-метровом слое льда установлены заметные отличия данных из разных скважин. Результаты исследований 2013 г. показали статистически значимую зависимость запаса холода в скважинах в области абляции от толщины снеж-

Таблица 1. Средняя температура воздуха за холодный период, толщина снега в конце периода аккумуляции и запас холода в 11-метровом слое льда в апреле 2013 и 2014 гг.

Номер скважины	Абсолютная высота над уровнем моря, м	Средняя температура воздуха за холодный период, °С	Толщина снега в конце периода аккумуляции, см	Запас холода в 11-метровом слое льда в апреле, МДж/м ²
<i>2013 г.</i>				
1	422	-9,60	150	50,6
3	368	-9,20	151	46,8
4	323	-8,90	165	46,3
5	268	-8,30	112	67,4
6	192	-7,90	110	67,8
6а	171	-7,80	98	70,2
7	225	-8,10	117	64,9
11	226	-8,10	104	66,9
12	440	-9,7	178	35,4
<i>Средние значения</i>		-8,6	131,7	57,4
<i>2014 г.</i>				
1	422	-7,7	187	57,9
3	368	-7,4	144	56,2
4	323	-7,2	225	56,3
5	268	-6,9	150	71,5
6	192	-6,6	130	70,2
6а	171	-6,5	120	68,2
7	225	-6,7	152	65,2
10	228	-6,7	146	75,9
11	226	-6,7	140	69,3
12	440	-7,8	184	40,3
14	280	-7,0	145	76,8
15	335	-7,2	165	83,3
<i>Средние значения</i>		-7,0	157,3	65,9

ного покрова. Результаты измерений и расчёта запаса холода в скважинах 2013 и 2014 гг. по данным работ [5, 6] приведены в табл. 1.

Полученные результаты показывают неоднозначную картину соотношения запаса холода, толщины снега и температуры воздуха. Так, в 2014 г. при приблизительно равной температуре воздуха и высоте над уровнем моря запас холода в скв. 3 и 4 практически одинаков (соответственно 56,2 и 56,3 МДж/м²), тогда как максимальная толщина снега в скв. 3 – 144 см – отличалась на 56% от толщины 225 см в скв. 4. В 2014 г. в скв. 5 с более высокой температурой воздуха и большей толщиной снега запас холода оказался равным 71,5 МДж/м² против 56,2 МДж/м² в скв. 3 с более суровыми условиями. Максимальный запас холода отмечен в скв. 15, где условия не были самыми суровыми (температура воздуха приблизительно соот-

ветствует средним значениям, а толщина снега выше средних значений) по сравнению с данными по другим скважинам.

Отдельно следует рассматривать результаты по скважинам на высотах порядка 400 м, которые имеют небольшой запас холода. Это объясняется наличием слоя влажного фирна к концу сезона абляции, на промерзание которого затрачиваются ресурсы холода [5]. Средние значения запаса холода по всем скважинам в 2013 и 2014 гг. составляют 57,4 и 65,9 МДж/м² соответственно. Это не согласуется с суровостью климата в эти годы: зима 2013 г. была более холодной при существенно меньшей толщине снега по сравнению с зимой 2014 г. Средняя температура воздуха за холодный период и толщина снега в конце периода аккумуляции в эти годы равны соответственно: -8,6 °С и 132 см в 2013 г. и -7,0 °С и 157 см в 2014 г. (см. табл. 1). Зависи-

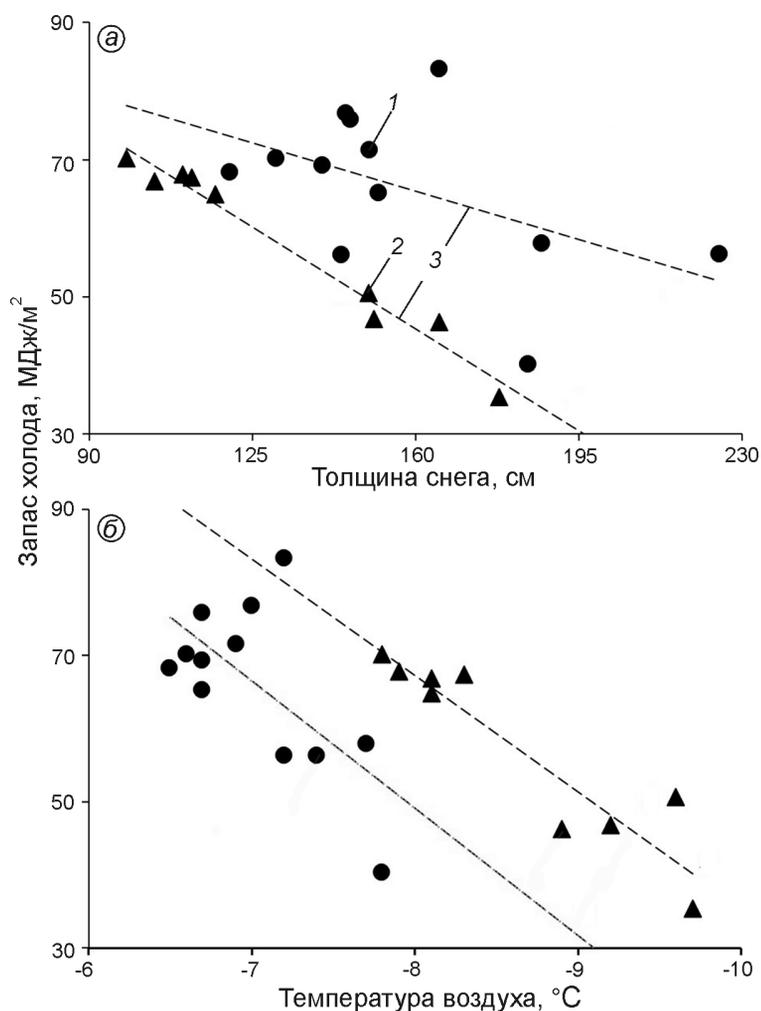


Рис. 1. Запас холода верхнего 11-метрового слоя ледника Восточный Грэнфьорд в зависимости от толщины снега (а) и средней температуры воздуха (б).

Данные измерений: 1 – 2014 г., 2 – 2013 г.; 3 – линейная аппроксимация

Fig. 1. The storage of cold of the near-surface 11-meter layer of Austre Grønffjordbreen Glacier depending on snow thickness (а) and an average air temperature (б).

Measurement data: 1 – 2014, 2 – 2013; 3 – linear approximation

мости запаса холода от толщины снежного покрова и температуры воздуха в 2013 и 2014 гг. представлены на рис. 1.

Зависимость запаса холода Q_i от толщины снега H_s (м) в 2013 и 2014 гг. аппроксимируется соответственно зависимостями: $Q_i = -0,4244H_s + 113,25$ МДж/м² ($R^2 = 0,9732$, где коэффициент достоверности R^2 определялся в соответствии с программой Excel) и $Q_i = -0,2013H_s + 97,599$ МДж/м² ($R^2 = 0,2498$);

Запас холода от температуры воздуха в эти годы соответственно аппроксимируется зависимостями:

$$Q_i = 15,93 T + 194,72 \text{ МДж/м}^2 \text{ (} R^2 = 0,8646 \text{) и } Q_i = 17,419 T + 188,44, \text{ МДж/м}^2 \text{ (} R^2 = 0,4155 \text{).}$$

Коэффициент достоверности этих зависимостей R^2 в 2013 г. в 4 и 2 раза больше, чем в 2014 г. (R^2 равно 0,97 и 0,86 в 2013 г. и 0,25 и 0,42 в 2014 г.). В 2013 г. с ростом толщины снега запас холода снижается, тогда как в 2014 г. при толщи-

не снежного покрова в диапазоне 120–165 см наблюдается обратная зависимость. Ещё более сложная ситуация отмечается с зависимостью запаса холода от температуры воздуха. Отметим, что для всей области температур со снижением температуры воздуха запас холода уменьшается. И только в 2014 г. при температурах воздуха до $-7,2$ °C зависимость соответствует физическим соображениям – с понижением температуры запас холода увеличивается.

Для анализа этих результатов рассмотрим метеорологические условия в 2012–2014 гг. На рис. 2 представлена температура воздуха и толщина снежного покрова на гидрометеостанции (ГМС) Баренцбург. Анализ данных этой ГМС, которая находится на высоте 75 м, показал, что продолжительность периодов с отрицательными температурами воздуха в 2013 и 2014 гг. составила соответственно 231 и 229 сут. Из рис. 2, а видно, что в середине зимы 2014 г. была отте-

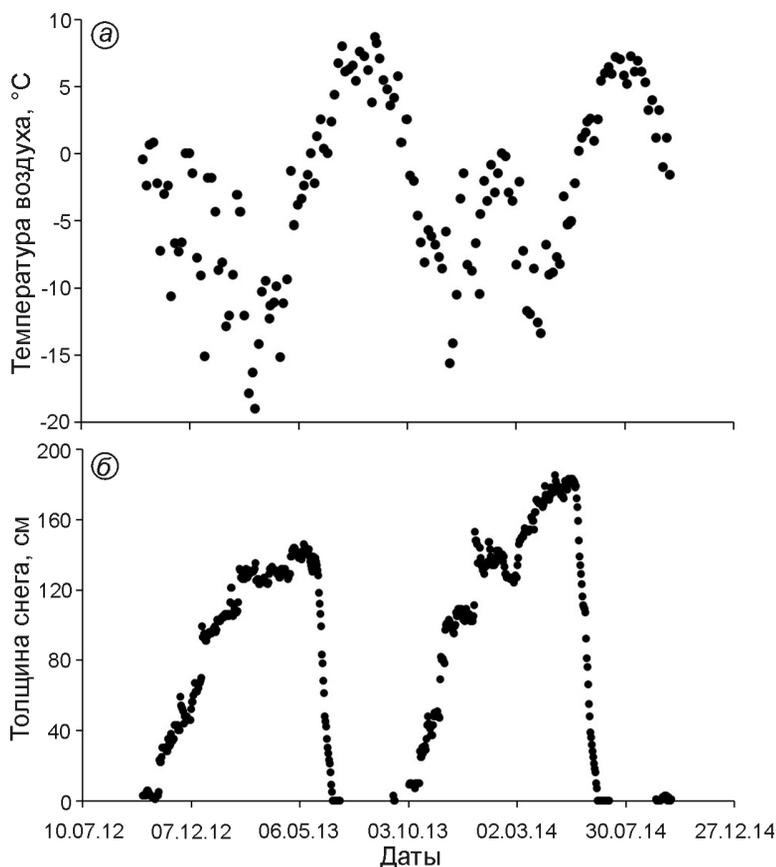


Рис. 2. Температура воздуха, осреднённая за пять суток (а), и средняя суточная толщина снега (б) на метеостанции Баренцбург в 2012–2014 гг.

Fig. 2. Air temperature averaging over 5 days (a), and average daily snow thickness (b) at the Barentsburg weather station in 2012–2014

пель. Средняя температура воздуха в течение 2,5 сут. (22–24 января) составила 1,3 °С, и за это время выпало 26 мм жидких осадков, а толщина снега уменьшилась с 147 до 134 см. В период с 9 по 13 февраля выпало 12 мм жидких осадков при средней температуре воздуха 1,4 °С, и толщина снега уменьшилась с 139 до 129 см. В целом с 3 января по 26 февраля толщина снега на ГМС Баренцбург уменьшилась при оттепелях с 153 до 124 см. При оттепели изменяется структура снега: увеличивается плотность, формируются ледяные прослойки, упрочняются контакты между зёрнами при их смерзании, что приводит к росту теплопроводности [15, 16]. Это может быть одной из причин большего запаса холода в 2014 г., несмотря на более тёплые зимние условия.

В работе [5] отмечается, что только скв. 12 находилась за пределами области абляции. В ней под слоем сезонного снега лежали слои фирна с ледяными прослойками. Очевидно, что, кроме снежного покрова, слои фирна также препятствуют зимнему охлаждению за счёт теплоты, выделяющейся при замерзании в снеге капиллярной воды. При толщине фирна около 1 м

запас холода в скв. 12 оказался в 1,5–2,0 раза меньше, чем в других скважинах. Затраты холода на промерзание 1 м фирна плотностью 600 кг/м³ и влажностью 6–9 % составляют 12–18 МДж/м². Это компенсирует разницу в запасе холода в 15 МДж/м² между скв. 1 (без слоя фирна) на высоте 422 м и скв. 12 на высоте 440 м в 2013 г. В 2014 г. разница в запасе холода между этими скважинами составляла 18 МДж/м². Данные наблюдений показывают, что условия прогрева льда во многом зависят как от пространственных факторов, изменяющихся в масштабе ледника, — абсолютной высоты, запаса холода во льду, так и от локальных факторов — схода снежного покрова, толщины наложенного льда, микрорельефа поверхности, содержания воды в коре таяния и др.

Для оценки влияния изменения параметров снежного покрова при современном климате на термический режим приповерхностной части ледника было проведено математическое моделирование, а также выполнены численные эксперименты. Полученные данные сравнивали с результатами полевых измерений.

Математическое моделирование влияния снежного покрова на запас холода приповерхностного слоя ледника

Основы математической модели влияния снежного покрова на термический режим ледника приведены в работе [8]. Модель была доработана применительно к диагностике термического режима приповерхностного слоя ледника и определению его запаса холода в конце холодного периода в зависимости от параметров снежного покрова, температуры воздуха, продолжительности холодного периода и других величин. В модели рассматривается задача промерзания ледника с небольшой скоростью движения, влиянием которого на термическое состояние ледника в первом приближении можно пренебречь. При этом решается задача исследования промерзания влажного льда в области абляции ледника с учётом снежного покрова. На границе холодного и талого слоя задаётся условие Стефана. В такой постановке в результате расчётов находится положение нижней границы холодного слоя и устанавливается её динамика в зависимости от различных параметров процесса. При численной реализации модели рассчитывается глубина промерзания ледника (толщина слоя холодного льда) до установления квазистационарного состояния (в период абляции толщина холодного слоя уменьшается и в течение года восстанавливается до равновесного значения) при принятых климатических и гидротермических условиях.

Распределение температуры в снежном покрове и в холодном слое ледника в рамках одномерной модели находилось по уравнению Фурье. На первом этапе рассчитывались составляющие внешнего теплообмена с ледяной и снежной поверхностью. В период с отрицательными температурами вычислялись параметры снежного покрова и определялось распределение в нём температуры. Температура холодного слоя ледника рассчитывалась на основе равенства температур и потоков тепла на границе снежного и ледяного покрова и нулевой температуры на нижней границе холодного слоя. Проведена серия расчётов термического режима приповерхностного слоя ледника при разных температуре воздуха и толщине снежного покрова. Входные параметры в модели адаптированы для условий Западного Шпицбергена.

Рассмотрим параметры, определяющие процессы тепло- и массообмена на леднике. Снежный покров – важный фактор в теплообмене между приземным слоем атмосферы и ледниковой поверхностью. Он влияет как на скорость промерзания, так и на величину абляции. С увеличением толщины снежного покрова уменьшаются такие параметры, как тепловой поток через снежный покров, выхолаживание приповерхностного слоя льда и скорость промерзания влажного льда. Вместе с тем сокращаются период и величина абляции, что особенно актуально в условиях небольших положительных температур воздуха на леднике. Температура снежной толщине зависит от температуры воздуха и теплофизических параметров снега. При расчёте распределения температуры в снежном покрове учитывались следующие его параметры: толщина и плотность снега, их динамика, коэффициент теплопроводности снега, период снегонакопления. При расчёте температуры ледника принималось во внимание также тепловыделение за счёт вертикальных и горизонтальных напряжений, связанных с адвекцией и внутренним трением. Отметим, что тепловыделение, обусловленное внутренним трением, зависит от угла наклона поверхности ледника, тогда как тепловыделение за счёт адвекции определяется величиной абляции и толщиной ледника. При этом величина абляции тесно связана с максимальной толщиной снежного покрова, периодом абляции, солнечной радиацией и температурой воздуха на леднике на рассматриваемой высоте. В процессе исследований учитывались динамика температуры воздуха, высотный градиент, температурный скачок в период абляции при переходе с грунтовой поверхности у края ледника на фирново-ледяную [8]. Результаты расчётов запаса холода от толщины снежного покрова и температуры воздуха представлены на рис. 3.

Аппроксимирующие зависимости расчётных значений запаса холода от температуры воздуха и толщины снежного покрова и их коэффициенты достоверности R^2 приведены в табл. 2 и 3 соответственно. Результаты расчётов показали, что в диапазоне толщины снега от 50 до 100 см его влияние на запас холода будет наибольшим. При толщине снежного покрова 50 см рост зимней температуры воздуха на 1°C уменьшает запас холода в среднем на $8,5 \text{ МДж/м}^2$,

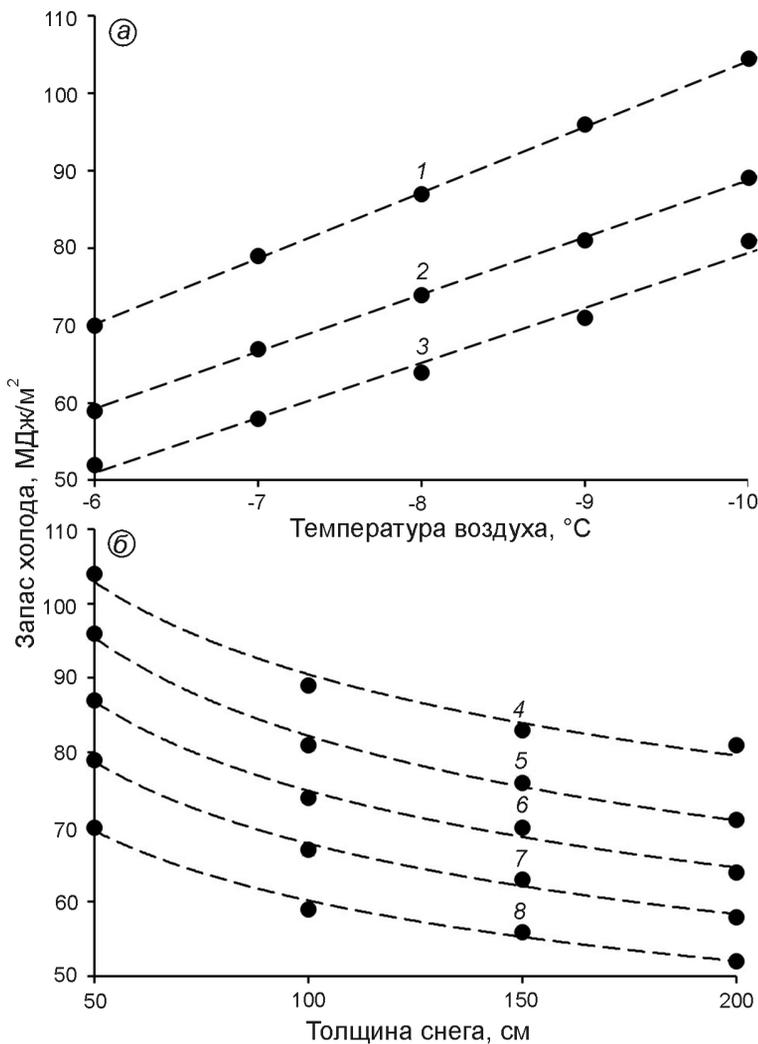


Рис. 3. Запас холода верхнего 11-метрового слоя ледника в зависимости от температуры воздуха (а) и толщины снега (б) по данным моделирования:

при толщине снега, см: 1 – 50, 2 – 100, 3 – 200; при температуре воздуха, °C: 4 – -10, 5 – -9, 6 – -8, 7 – -7, 8 – -6

Fig. 3. The storage of cold of the near-surface 11-meter glacier layer depending on air temperature (a) and snow thickness (b) according to modeling data:

at snow thickness, cm: 1 – 50, 2 – 100, 3 – 200; at air temperature, °C: 4 – -10, 5 – -9, 6 – -8, 7 – -7, 8 – -6

Таблица 2. Аппроксимирующие зависимости расчётных значений запаса холода от температуры воздуха при разной толщине снежного покрова в конце периода аккумуляции и их коэффициенты достоверности*

Толщина снега, см	Аппроксимирующие зависимости	Коэффициент достоверности R ²
50	$Q_i = -8,5T + 19,2$	0,9996
100	$Q_i = -7,4T + 14,8$	0,9993
200	$Q_i = -7,1T + 8,4$	0,9869

* Q_i – запас холода, МДж/м²; T – температура воздуха, °C.

тогда как при толщине снега 200 см снижение составит 6 МДж/м². Рост толщины снега с 50 до 100 см уменьшает запас холода на 11 МДж/м² при температуре воздуха -6 °C и на 15 МДж/м² при -10 °C. Однако при росте толщины снега от 150 до 200 см запас холода уменьшается на 4 МДж/м² при температуре воздуха -6 °C и на 3 МДж/м² при -10 °C.

Таблица 3. Аппроксимирующие зависимости расчётных значений запаса холода от толщины снежного покрова в конце периода аккумуляции при разной температуре воздуха и их коэффициенты достоверности*

Температура воздуха, °C	Аппроксимирующие зависимости	Коэффициент достоверности R ²
-10	$Q_i = 212,27H_s^{-0,185}$	0,9782
-9	$Q_i = 220,66H_s^{-0,214}$	0,9933
-8	$Q_i = 200,11H_s^{-0,213}$	0,9881
-7	$Q_i = 183,92H_s^{-0,217}$	0,9924
-6	$Q_i = 157,37H_s^{-0,209}$	0,9876

* Q_i – запас холода, МДж/м²; H_s – толщина снежного покрова, см.

Результаты и их обсуждение

Расчётные и измеренные значения запаса холода приповерхностного 11-метрового слоя ледника от толщины снежного покро-

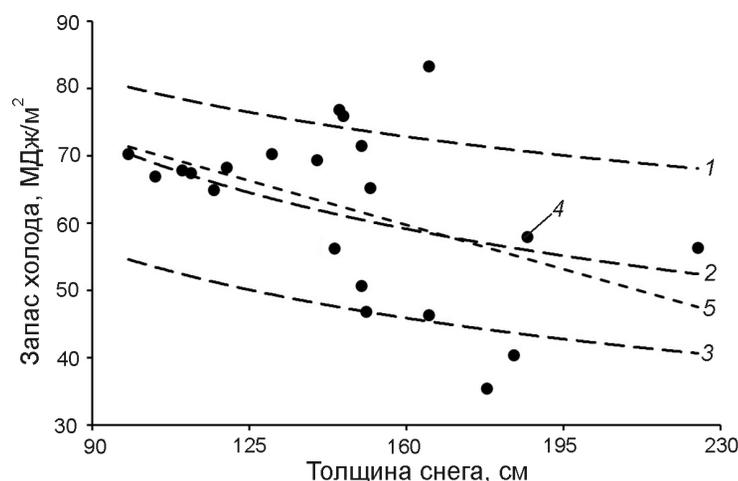


Рис. 4. Запас холода приповерхностного 11-метрового слоя ледника в зависимости от толщины снега.

Расчётные зависимости (1–3) при температуре воздуха, °С: 1 – –10, 2 – –8, 3 – –6; 4 – данные измерений в 2013 и 2014 гг.; 5 – аппроксимация данных измерений

Fig. 4. The storage of cold in the near-surface 11-meter layer of the glacier depending on the snow thickness.

Calculated dependences (1–3) at air temperature, °С: 1 – –10, 2 – –8, 3 – –6; 4 – measurement data in 2013 and 2014; 5 – approximation of measurement data

ва представлены на рис. 4, из которого видно, что расчётные значения при температуре воздуха $-6 \div -10$ °С охватывают основной диапазон измеренных значений запаса холода. Диапазон измеренной температуры воздуха составляет $-6,5 \div -9,7$ °С [5, 6]. Зависимость, аппроксимирующая запаса холода от толщины снега по данным измерений 2013 и 2014 гг. (см. рис. 4), имеет следующий вид: $Q_i = -0,1878H_s + 89,741$ ($R^2 = 0,2184$); в диапазоне изменения толщины снега от 50 до 200 см соответствует расчётам при температуре воздуха -8 °С (кривая 5 на рис. 4). При этом средняя температура воздуха над скважинами составляла $-7,8$ °С.

Температура льда в верхнем метровом слое льда во всех скважинах в августе составляла 0 °С [6]. Это возможно только, когда в этом слое есть вода. В сухом льду при нулевой температуре поверхности всегда существует градиент температуры. Вода образовывалась из-за проникающей солнечной радиации. Влажность такого слоя может превышать 3% [17]. Расчёты показали, что для промерзания слоя влажностью 3% потребуется отвод тепла величиной 9 МДж/м², что снижает запаса холода приповерхностного слоя ледника. Расчётные кривые запаса холода на рис. 4 построены с учётом 3%-й влажности метрового слоя льда приповерхностной части ледника. На выхолаживание подстилающего основания может влиять динамика снегонакопления [18]. Однако в данном случае этот фактор практически не влияет, так как динамика толщины снега в холодные периоды 2012/13 и 2013/14 гг. достаточно близка (см. рис. 1, б): рост толщины снега с 4 до 99 см составил 90 суток в

2012/13 г. и 85 суток при росте толщины снега с 3 до 99 см в 2014 г.

Анализ факторов, влияющих на запаса холода

Для анализа факторов, влияющих на запаса холода, рассмотрим приведённый запаса холода Q_{it} , т.е. величину запаса холода приповерхностного 11-метрового слоя ледника, приведённого к 1 градусу отрицательной температуры воздуха. На рис. 5 приведены величина Q_{it} и толщина снежного покрова от высоты над уровнем моря в 2014 и 2013 гг. Из рис. 5 следует, что с ростом высоты над уровнем моря H_a (м) растёт толщина снега H_s (см) в соответствии с зависимостями: а) $H_s = 0,2221H_a + 92,965$ см при $R^2 = 0,4586$ в 2014 г.; б) $H_s = 0,2671H_a + 53,452$ см при $R^2 = 0,8188$ в 2013 г. Это приводит к снижению величины приведённого запаса холода приповерхностного 11-метрового слоя льда от высоты над уровнем моря согласно следующим зависимостям: а) $Q_{it} = -0,0171H_a + 14,43$ МДж/м² при $R^2 = 0,5891$ в 2014 г.; б) $Q_{it} = -0,0188H_a + 12,31$ МДж/м² при $R^2 = 0,9067$ в 2013 г.

В 2013 г. величина Q_{it} снижается с ростом высоты над уровнем моря из-за увеличения толщины снега. Зависимость величины Q_{it} от высоты над уровнем моря в 2014 г. неоднозначна: например, до высоты 300 м происходит рост величины Q_{it} , несмотря на увеличение толщины снега. Причиной этого может быть уплотнение снега из-за оттепели (см. рис. 2). В 2014 г. во время оттепелей средняя температура воздуха на ГМС Баренцбург составляла $1,3-1,4$ °С. При высотном перепаде

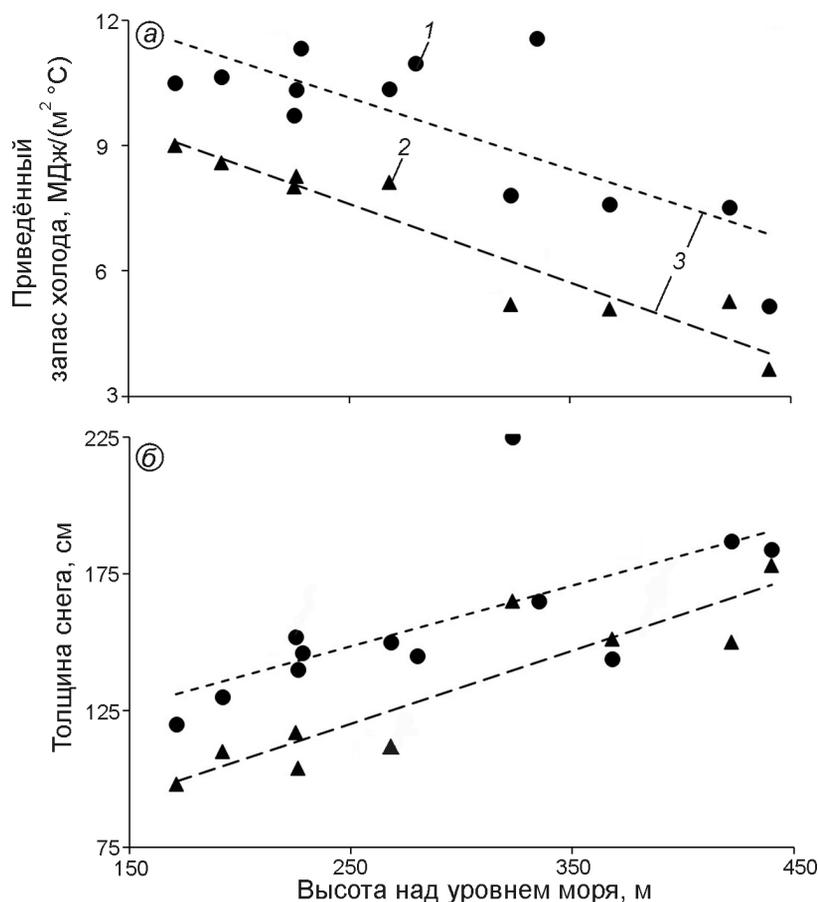


Рис. 5. Запас холода приповерхностного 11-метрового слоя льда, приведённого к 1 градусу отрицательной температуры воздуха (а), и толщина снежного покрова (б) в зависимости от высоты над уровнем моря.

Данные измерений: 1 – 2014 г.; 2 – 2013 г.; 3 – линейная аппроксимация

Fig. 5. The storage of cold in the near-surface 11-meter layer of the glacier per 1 degree of negative air temperature (a), and the thickness of the snow cover (b), depending on the height above sea level.

Measurement data: 1 – 2014; 2 – 2013; 3 – linear approximation

температур $0,7^{\circ}\text{C}$ на 100 м на высотах более 350 м оттепели могли не проявиться, так как температура воздуха была ниже 0°C . Поэтому влияние оттепелей на стратиграфию снега на высотах более 350 м невелико, снег не уплотнялся и запас холода был ниже. Измерения показали, что в шурфах, пройденных на высотах более 300 м ледяных корок и смёрзшихся слоёв снега было значительно меньше, чем в нижней части ледника.

Как отмечалось ранее, одна из причин более высоких значений запаса холода в 2014 г. – структурная перестройка снежной толщи после оттепелей, в частности увеличение твёрдости снега и, как следствие, коэффициента теплопроводности [15]. Исследования последних лет показали, что для определения термического сопротивления снежного покрова необходимо, наряду с плотностью снега, измерять и твёрдость снега, которая влияет на его теплопроводность [15]. Описание стратиграфии снега может быть недостаточно для определения его теплозащитных свойств. Например, мелкозернистый снег может быть как рыхлым с небольшой теплопроводностью, так и

твёрдым, смёрзшимся, с более высокой теплопроводностью при одной и той же плотности.

Теплопроводность снега определяется главным образом двумя составляющими – конвективной и кондуктивной теплопроводностью. Кондуктивная теплопроводность снега зависит от контактов между кристаллами льда. Чем больше площадь контактов, тем лучше передаётся тепло от одного слоя к другому. Но от связей между кристаллами льда зависят и прочностные характеристики снега, в частности его твёрдость. Поэтому и теплопроводность, и твёрдость снега определяются структурой снега [15]. При этом измерения твёрдости снега менее трудоёмки, чем измерения его теплопроводности. Расчёты, приведённые на рис. 5, выполнены с учётом зависимости коэффициента теплопроводности снега от плотности, полученной при осреднении значений по 20 известным формулам [8]. При средней измеренной плотности снега 370 кг/м^3 [5] значения коэффициента теплопроводности снега, равное $0,28\text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$, соответствуют плотности для среднего по твёрдости

снега [15]. Расчёты для твёрдого снега толщиной 150 см со значением коэффициента теплопроводности снега $0,35 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ при температуре воздуха $-10 \text{ }^\circ\text{C}$ показали рост запаса холода на 12% по сравнению со средним по твёрдости снегом. При этом средние значения запаса холода в 2013 и 2014 гг. равны соответственно 57,4 и 65,9 МДж/м², т.е. отличаются на 13%. Однако этого недостаточно, чтобы компенсировать большее отличие в метеоусловиях данных лет.

Особенности стратиграфии снежного покрова — наличие ледяных корок, слоёв глубинной изморози, слоёв рыхлого снега — влияют на теплозащитную способность снежного покрова. В работе [19] на примере описания шурфа в районе ГМС Баренцбург на о. Западный Шпицберген дана оценка термического сопротивления снежного покрова с учётом его стратиграфии. При этом рассмотрены значения термического сопротивления снежного покрова с учётом и без учёта структуры снега. Для каждого слоя снега в зависимости от его плотности и твёрдости рассчитывался коэффициент теплопроводности с учётом эмпирических зависимостей работы [15]. Так, термическое сопротивление снежного покрова R_s высотой 1,45 м при средней по глубине плотности снега без учёта структуры снега составляет $4,08 \text{ м}^2\cdot\text{К}/\text{Вт}$. При учёте послойной плотности снега величина R_s увеличивается на 4%, а при учёте структуры снега (плотности и твёрдости) рост величины R_s составляет 30%.

Такая разница в значениях термического сопротивления снежного покрова аналогична росту его толщины на 30% — с 1,45 до 1,89 см. Следовательно, недоучёт стратиграфии снежного покрова может привести к занижению термического сопротивления снежного покрова и увеличению запаса холода. В результате под снежным покровом одинаковой толщины, но разной стратиграфии запас холода приповерхностного слоя льда будет значительно отличаться. Оттепели 2014 г. привели к изменениям стратиграфии снежной толщи, уменьшению её термического сопротивления и росту запаса холода. Такие аномалии будут проявлять всё чаще, так как климатические изменения, наряду с повышением температуры воздуха и увеличением частоты экстремальных явлений, вызывают рост числа оттепелей, количества жидких осадков и их интенсивности [20–22]. Современные климатические

изменения на Шпицбергене [23] вызвали увеличение числа оттепелей и количества жидких осадков [10]. Продолжительность оттепелей за холодный период с 1984 по 2015 г. в районе ГМС Баренцбург возросла с 12 до 22 сут., а количество жидких осадков с 60 до 120 мм. При этом многократный рост продолжительности оттепелей (в 7 раз) и жидких осадков (в 8 раз) отмечается в январе и феврале [24]. Это изменяет стратиграфию снежного покрова и способствует росту его теплопроводности. В результате термический режим поверхностного слоя ледника будет меняться под влиянием как изменений температуры воздуха, так и параметров снежного покрова. Отметим, однако, что рост температуры воздуха, числа оттепелей и жидких осадков может приводить к обратному эффекту — увеличению запаса холода верхнего слоя ледника.

Заключение

Климатические изменения влияют на состояние ледников и ледниковых покровов. В первую очередь эти изменения сказываются на термическом состоянии поверхностного слоя ледников. При этом картина изменений отличается существенным разнообразием, отражая региональные особенности рельефа и климата. Причины такого разнообразия, которое может происходить в пределах одного ледника, — неоднородность параметров снежного покрова, его толщины, динамики снегонакопления, термического сопротивления, обусловленная стратиграфией снежного покрова. Безусловно, климатические изменения служат одним из важных факторов неоднородности и изменчивости снежного покрова. Комплексный параметр, показывающий степень охлаждения приповерхностного слоя ледника в конце холодного периода, — запас холода этого слоя.

Анализ данных измерений запаса холода верхнего 11-метрового слоя ледника Восточный Грэнфьорд показал, что толщина снежного покрова влияет на запас холода неоднозначно: с ростом толщины снежного покрова запас холода может как вырасти, так и уменьшиться. Например, в более холодную зиму 2013 г. запас холода верхнего 11-метрового слоя ледника оказался меньше, чем в более тёплую и снежную зиму

2014 г. Возможная причина этого – наличие оттепелей и жидких осадков зимой 2014 г., которые привели к изменению структуры снежного покрова: росту его плотности и твёрдости после смерзания ледяных зёрен, увеличению теплопроводности и более значительному охлаждению приповерхностного слоя ледника зимой 2014 г.

Численные эксперименты по модели позволили установить зависимость запаса холода в верхнем слое ледника от метеорологических условий и толщины снежного покрова. Результаты расчётов показали, что при толщине снежного покрова 50 см рост зимней температуры воздуха на 1 °С снижает запас холода в среднем на 8,5 МДж/м², тогда как при толщине снежного покрова 200 см снижение составит 6 МДж/м². Рост толщины снежного покрова с 50 до 100 см уменьшает запас холода на 11 МДж/м² при температуре воздуха –6 °С и на 15 МДж/м² при –10 °С. Вместе с тем рост толщины снега со 150 до 200 см снижает запас холода на 4 МДж/м² при температуре воздуха –6 °С и на 3 МДж/м² при –10 °С. Расчёты запаса холода для твёрдого снега толщиной 150 см при температуре воздуха –10 °С показали его рост на 12% по сравнению со средним по твёрдости снегом. Более значительное отличие в величине запаса холода происходит из-за недоучёта стратиграфии снежного покрова. При мо-

делировании температурного режима и оценки запаса холода во льду в конце холодного периода необходимо учитывать влажность верхнего метрового слоя льда в конце периода абляции.

Благодарности. Математическое моделирование проводилось в рамках темы Государственного задания № 0148-2019-0004; обработка и анализ архивных материалов – по проекту РФФИ № 17-55-80107 БРИКС_a; численные эксперименты и их анализ – при поддержке гранта РФФИ № 18-05-60067; экспедиционные исследования на архипелаге Шпицберген выполнялись при финансовой поддержке Государственного задания № 0127-2019-0009 и логистической помощи Российского научного центра на Шпицбергене (РНЦШ).

Acknowledgments. The mathematical modeling carried out according to the framework of fundamental scientific studies within the project reg. № 0148-2019-0004, processing and analysis of experimental data carried out according to the Russian Foundation for Basic Research (RFBR) № 17-55-80107 BRICS_a project; numerical experiments and their analysis supported by the RFBR, grant № 18-05-60067; field studies on Svalbard conducted with financial support from the state assignment № 0127-2019-0009 and logistical assistance of the Russian Scientific Center on Spitsbergen (RSCS).

Литература

1. Forland E.J., Benestad R.E., Flatoy F., Hanssen-Bauer I., Haugen J.E., Isaksen K., Sorteberg A., Ådlandsvik B. Climate development in North Norway and the Svalbard region during 1900–2100. Tromsø: Norsk Polar-institutt, Rapportserie. 2009. № 128. 44 p.
2. Graham R.M., Cohen L., Petty A.A., Boisvert L.N., Rinke A., Hudson S.R., Nicolaus M., Granskog M.A. Increasing frequency and duration of Arctic winter warming events // *Geophys. Research Letters*. 2017. V. 44. № 13. P. 6974–6983. doi: 10.1002/2017GL073395.
3. Мохов И.И. Современные изменения климата в Арктике // *Вестн. РАН*. 2015. Т. 85. № 5–6. С. 478–484.
4. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я. Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Гренфьорд и Фритьоф на Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2014. № 1 (125). С. 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.
5. Вишивцева Т.В., Чернов Р.А. Особенности пространственного распределения снежного покрова и

References

1. Forland E.J., Benestad R.E., Flatoy F., Hanssen-Bauer I., Haugen J.E., Isaksen K., Sorteberg A., Ådlandsvik B. Climate development in North Norway and the Svalbard region during 1900–2100. Tromsø: Norsk Polar-institutt, Rapportserie. 2009, 128: 44 p.
2. Graham R.M., Cohen L., Petty A.A., Boisvert L.N., Rinke A., Hudson S.R., Nicolaus M., Granskog M.A. Increasing frequency and duration of Arctic winter warming events. *Geophys. Research Letters*. 2017, 44 (13): 6974–6983. doi: 10.1002/2017GL073395.
3. Mokhov I.I. Modern climate change in the Arctic. *Vestnik Rossiyskoy akademii nauk. Bulletin of the Russian Academy of Sciences*. 2015, 85 (5–6): 478–484. [In Russian].
4. Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Yu.Ya. Changes of hydrothermal structure of Austre Gronfjordbreen and Fridtjovbreen Glaciers in Svalbard. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2014, 1 (125): 5–19. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.
5. Vshivtseva T.V., Chernov R.A. Spatial distribution of snow cover and temperature in the upper layer of a polythermal

- поля температур в верхнем слое политермического ледника // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 3. С. 373–380. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-373-380.
6. Чернов Р.А., Васильева Т.В., Кудиков А.В. Температурный режим приповерхностного слоя ледника Восточный Грэнфьорд (Западный Шпицберген) // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 3. С. 38–46. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46.
 7. Gilbert A., Vincent C., Wagnon P., Thibert E., Rabatel A. The influence of snow cover thickness on the thermal regime of Tête Rousse Glacier (Mont Blanc range, 3200 m a.s.l.): Consequences for outburst flood hazards and glacier response to climate change // *Journ. of Geophys. Research*. 2012. V. 117. F04018. doi: 10.1029/2011JF002258.
 8. Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И. Влияние снежного покрова на термический режим политермического ледника в условиях Западного Шпицбергена // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 3. С. 27–37.
 9. Cohen Judah, Ye Hengchun and Jones Justin. Trends and variability in rain-on-snow events // *Geophys. Research Letters*. 2015. № 42. P. 7115–7122. doi: 10.1002/2015GL065320.
 10. Łupikasza E.B., Ignatiuk D., Grabiec M., Cielecka-Nowak K., Laska M., Jania J., Luks B., Uszczyk A., Budzik T. The role of winter rain in the glacial system on Svalbard // *Water*. 2019. № 11. P. 334. doi: 10.3390/w11020334.
 11. Floyd W., Weiler M. Measuring snow accumulation and ablation dynamics during rain-on-snow events: innovative measurement techniques // *Hydrol. Process*. 2008. № 22 (24). P. 4805–4812.
 12. Сосновский А.В., Осокин Н.И. Влияние оттепелей на снежный покров и промерзание грунта при современных изменениях климата // *Лёд и Снег*. 2019. Т. 59. № 4. С. 475–482. doi: 10.15356/2076-6734-2019-4-433.
 13. Margherita Maggioni, Michele Freppaz, Paolo Piccini, Mark W. Williams, Ermanno Zanini. Snow cover effects on glacier ice surface temperature // *Journ. of Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2009. V. 41. № 3. P. 323–329. doi: 10.1657/1938-4246-41.3.323.
 14. Zagorodnov V., Thompson L.G., Nagornov O. Influence of air temperature on a glacier's active-layer temperature // *Annals of Glaciology*. 2006. T. 43. P. 285–291. doi: 10.3189/172756406781812203.
 15. Котляков В.М., Осокин Н.И., Сосновский А.В. Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 3. С. 343–352. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-343-352.
 16. Sellers S. Theory of water transport in melting snow with a moving surface. *Cold Regions Science and Technology*. 2000, 31: 47–57.
 17. Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya. *Voda v lednikakh. Metody i rezultaty geofizicheskikh i distantsionnykh issledovaniy*. Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. Moscow: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].
 - glacier. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 373–380. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-373-380.
 6. Chernov R.A., Vasilieva T.V., Kudikov A.V. Temperature regime of upper layer of the glacier East Gronfjorden (West Svalbard). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (3): 38–46. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46.
 7. Gilbert A., Vincent C., Wagnon P., Thibert E., Rabatel A. The influence of snow cover thickness on the thermal regime of Tête Rousse Glacier (Mont Blanc range, 3200 m a.s.l.): Consequences for outburst flood hazards and glacier response to climate change. *Journ of Geophys. Research*, 2012, 117: F04018. doi: 10.1029/2011JF002258.
 8. Sosnovsky A.V., Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I. Influence of snow cover on the thermal regime of a polythermal glacier in Western Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (3): 27–37. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46.
 9. Cohen Judah, Ye Hengchun, Jones Justin. Trends and variability in rain-on-snow events. *Geophys. Research Letters*. 2015, 42: 7115–7122. doi: 10.1002/2015GL065320.
 10. Łupikasza E.B., Ignatiuk D., Grabiec M., Cielecka-Nowak K., Laska M., Jania J., Luks B., Uszczyk A., Budzik T. The role of winter rain in the glacial system on Svalbard. *Water*. 2019, 11: 334. doi: 10.3390/w11020334.
 11. Floyd W., Weiler M. Measuring snow accumulation and ablation dynamics during rain-on-snow events: innovative measurement techniques. *Hydrol. Process*. 2008, 22 (24): 4805–4812.
 12. Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Effect of thaws on snow cover and soil freezing under the contemporary climate change. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (4): 475–482. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-4-433.
 13. Margherita Maggioni, Michele Freppaz, Paolo Piccini, Mark W. Williams, Ermanno Zanini. Snow Cover Effects on Glacier Ice Surface Temperature. *Journ. of Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2009, 41 (3): 323–329. doi: 10.1657/1938-4246-41.3.323.
 14. Zagorodnov V., Thompson L.G., Nagornov O. Influence of air temperature on a glacier's active-layer temperature. *Annals of Glaciology*. 2006, 43: 285–291. doi: 10.3189/172756406781812203.
 15. Kotlyakov V.M., Sosnovsky A.V., Osokin N.I. Estimation of thermal conductivity of snow by its density and hardness in Svalbard. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (3): 343–352. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-343-352.

17. Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.
18. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 99–105.
19. Сосновский А.В., Осокин Н.И. К оценке термического сопротивления снежного покрова на Западном Шпицбергене // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Тез. докл. XIV Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Мурманск, 30 октября – 2 ноября 2018 г. Мурманск: ФИЦ КНЦ РАН Апатиты, 2018. С. 108–109. doi: 10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.3.185-191.
20. Semenov V.A., Bengtsson L. Secular trends in daily precipitation characteristics: greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM // Climate Dynamics. 2002. № 19. P. 123–140. doi: 10.1007/s00382-001-0218-4.
21. Westermann S., Boike J., Langer M., Schuler T.V., Etzelmuller B. Modeling the impact of wintertime rain events on the thermal regime of permafrost // The Cryosphere. 2011. № 5. P. 945–959.
22. Dae Il Jeong, Laxmi Sushama. Rain-on-snow events over North America based on two Canadian regional climate models // Climate Dynamics. 2018. № 50. P. 303–316. doi: 10.1007/s00382-017-3609-x.
23. Eirik J. Forland, Rasmus Benestad, Inger Hanssen-Bauer, Jan Erik Haugen, Torill Engen Skaugen. Temperature and Precipitation Development at Svalbard 1900–2100 // Hindawi Publishing Corporation Advances in Meteorology. 2011. Article ID 89379. 14 p. doi: 10.1155/2011/893790 Research Article.
24. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Динамика параметров снежного покрова, влияющих на устойчивость многолетней мерзлоты на архипелаге Шпицберген // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 189–198. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-189-198.
18. Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Impact of dynamics of air temperature and snow cover thickness on the ground freezing. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2015, XIX (1): 99–105. [In Russian].
19. Sosnovskii A.V., Osokin N.I. *Kotsenke termicheskogo soprotivleniya snezhnogo pokrova na Zapadnom Shpitsbergene. Kompleksnye issledovaniya prirody Shpitsbergena i priliegayushchego shelf'a: tezisy dokladov. XIV Vseross. nauch. konf. s mezhdunar. uchastiem*. On the assessment of the thermal resistance of the snow cover in Western Svalbard. Complex studies of the nature of Svalbard and the adjacent shelf: abstracts of the reports. XIV All-Russia scientific conf. from intern. participation. Murmansk, October 30 – November 2, 2018. Murmansk: Publishing house of FRC KSC RAS Apatity, 2018: 108–109. [In Russian]. doi: 10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.3.185-191.
20. Semenov V.A., Bengtsson L. Secular trends in daily precipitation characteristics: greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM. *Climate Dynamics*. 2002, 19: 123–140. doi: 10.1007/s00382-001-0218-4.
21. Westermann S., Boike J., Langer M., Schuler T.V., Etzelmuller B. Modeling the impact of wintertime rain events on the thermal regime of permafrost. *The Cryosphere*. 2011, 5: 945–959.
22. Dae Il Jeong, Laxmi Sushama. Rain-on-snow events over North America based on two Canadian regional climate models. *Climate Dynamics*. 2018, 50: 303–316. doi: 10.1007/s00382-017-3609-x.
23. Eirik J. Forland, Rasmus Benestad, Inger Hanssen-Bauer, Jan Erik Haugen, Torill Engen Skaugen. Temperature and Precipitation Development at Svalbard 1900–2100. *Hindawi Publishing Corporation Advances in Meteorology*. 2011. Article ID 89379: 14 p. doi: 10.1155/2011/893790 Research Article.
24. Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Dynamics of snow cover characteristics exerting influence on stability of the Svalbard permafrost. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (2): 189–198. [In Russian]. doi: org/10.15356/2076-6734-2016-2-189-198.