

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.578.46

doi:10.15356/2076-6734-2016-2-149-160

Гидротермическая структура политермического ледника на Шпицбергене по данным измерений и численного моделирования

© 2016 г. А.В. Сосновский*, Ю.Я. Мачерет, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев

Институт географии РАН, Москва

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Hydrothermal structure of a polythermal glacier in Spitsbergen by measurements and numerical modeling

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

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

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Article accepted for publication on December 25, 2015

Keywords: numerical modeling, polythermal glacier, snow cover, Spitsbergen, thickness of cold layer.

Summary

Thickness of the upper cold ice layer in the ablation area of the polythermal glacier Grønfordbreen (Spitsbergen) was estimated by means of numerical modeling. The results were compared with data of radio-echo sounding of the same glacier obtained in 1979 and 2012. Numerical experiments with changing water content in the lower layer of temperate ice and surface snow cover thickness made possible to compare calculated and modeled cold ice thicknesses and to estimate their changes for 33-year period caused by regional climate change. According to data of radio-echo sounding, thickness of the cold ice layer decreased, on average, by 34 m. Numerical modeling shown similar results: the cold ice layer became thinner by 31 m and 39 m at altitudes 100–300 a.s.l. under the snow cover thickness of 1 m and 2 m. We explain this by rising of annual mean air temperature by 0,6 °C as compared to data of the nearest meteorological station Barentsburg in the same period. We believe that changes in cold ice layer thickness in polythermal glaciers can be used for estimation of changes in such regional climatic parameter as mean air temperature at different altitudes of the glacier surface in the ablation area.

Статья принята к печати 25 декабря 2015 г.

Ключевые слова: математическое моделирование, политермический ледник, снежный покров, толщина холодного слоя, Шпицберген.

Для политермического ледника Восточный Грэнфьорд на Шпицбергене выполнены численное моделирование толщины верхнего слоя холодного льда в области абляции и сравнение полученных результатов с данными радиозондирования за 1979–2012 гг. Согласно данным радиозондирования, слой холодного льда за 33-летний период стал тоньше в среднем на 34 м. Численное моделирование показало аналогичные результаты: среднее сокращение слоя холодного льда на высоте 100–300 м над ур. моря составило 31 и 39 м при толщине снежного покрова соответственно 1 и 2 м, что объясняется повышением средней положительной температуры воздуха на 0,6 °C.

Введение

Архипелаг Шпицберген – один из районов полярного оледенения, где по данным радиозондирования установлено широкое распространение политермических ледников [6, 12]. В работе [9] приведена разработанная математическая модель, позволяющая оценить влияние различных внешних и внутренних факторов на

толщину верхнего слоя холодного льда в политермических ледниках. Для ледника Восточный Грэнфьорд на западе Шпицбергена оценено влияние параметров снежного покрова, климатических условий и характеристик ледника на толщину этого слоя. Показано, что толщина холодного слоя – результат многолетних взаимодействий комплекса внешних и внутренних факторов, и она может быть оценена по данным измере-

ний на леднике и материалам многолетних наблюдений на ближайшей метеостанции (ГМС). К внешним факторам относятся: температура воздуха на разных высотах; скачок температуры воздуха между неледниковой и ледниковой поверхностями; скорость поверхностной абляции; толщина снежного покрова; к внутренним — содержание воды (влажность) в нижнем слое тёплого льда. Моделирование показало, что даже небольшое (доли процента) изменение влажности льда заметно влияет на толщину слоя холодного льда, поэтому для более достоверной оценки влияния этого параметра требуются более точные данные о влажности тёплого льда.

На практике для получения таких данных требуются измерения градиента температуры в достаточно глубоких скважинах, пробуренных до нижнего слоя тёплого льда, либо точные измерения скорости распространения радиоволн в леднике радиолокационными методами по гиперболическим отражениям от включений воды в тёплом льду или методом наклонного радиозондирования, используя отражения от поверхности раздела холодного и тёплого льда и ложа [4]. Эти дистанционные методы имеют ограниченную точность и могут давать большие ошибки при измерении скорости распространения радиоволн и соответственно при оценке содержания воды в тёплом льду, которые могут составлять от $\pm 0,2$ до $\pm 2,4\%$ [11, 13]. Задачи нашей работы — сравнить результаты расчётов толщины холодного слоя ледника Восточный Грэнфьорд с данными радиолокационных измерений, полученными в 2010–2013 гг. [1], и на этой основе оценить влажность тёплого слоя ледника и возможные изменения гидротермической структуры политермического ледника при изменениях регионального климата.

Основные положения модели

При расчёте толщины холодного слоя ледника мы использовали математическую модель, приведённую в работе [9]. 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 промерзания влажного льда в области

абляции ледника с учётом снежного покрова. На границе холодного и талого слоёв задаётся условие Стефана. В такой постановке в результате расчётов определяются положение нижней границы холодного слоя и её динамика в зависимости от различных параметров процесса. При этом можно задавать как слой холодного льда определённой толщины и рассчитывать её динамику, так и предполагать изначально отсутствие холодного слоя льда, а его толщину находить из расчёта промерзания тёплого льда с нулевой температурой и заданной влажностью. В обоих случаях путём расчёта устанавливается равновесная толщина холодного слоя.

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. Входные параметры в модели адаптированы для условий Западного Шпицбергена. В основе модели лежит предположение, что толщина холодного слоя ледника определяется путём сравнения скорости промерзания влажного льда на нижней границе холодного слоя и средней годовой скорости абляции. Если средняя годовая скорость абляции превышает скорость промерзания, то холодный слой ледника становится толще. В противном случае, при небольшой скорости абляции, толщина холодного слоя растёт за счёт большей скорости промерзания. В начальный момент скорость промерзания влажного льда значительно превышает среднюю годовую скорость абляции. В дальнейшем, с ростом толщины холодного слоя ледника, скорость промерзания снижается и наступает момент, когда скорости абляции и промерзания сравниваются. Толщина холодного слоя ледника в этом случае приблизительно соответствует среднему многолетнему значению, так как присутствуют меж- и внутригодовые колебания параметров, определяющих процессы тепло- и массообмена на дневной поверхности и в самом леднике.

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 абляцию. С увеличением толщины снежного покрова растёт его термическое сопротивление [8], уменьшаются тепловой поток через снежный покров, выхолаживание приповерхностного слоя льда и скорость промерзания влажного льда. Однако при этом сокращаются период и величина абляции, что особенно актуально в условиях небольших положительных температур воздуха на леднике.

Температура снега зависит как от температуры воздуха, так и от его теплофизических параметров. При расчёте распределения температуры в снежном покрове учитывались следующие его параметры: толщина и плотность снега, а также их динамика, коэффициент теплопроводности снега, период снегонакопления, величина сдвига времени установления снежного покрова относительно времени перехода средней суточной температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

При расчёте температуры ледника учитывалось тепловыделение за счёт вертикальных и горизонтальных напряжений, определяемых адвекцией и внутренним трением. Тепловыделение, связанное с внутренним трением, зависит от угла наклона поверхности ледника, тогда как тепловыделение за счёт адвекции определяется величиной абляции и толщиной ледника. При этом значение абляции зависит от максимальной толщины снежного покрова, периода абляции, солнечной радиации и температуры воздуха на леднике на рассматриваемой высоте. Следует учитывать также динамику температуры воздуха, высотный градиент и температурный скачок в период абляции при переходе с грунтовой поверхности у края ледника на фирново-ледяную поверхность.

Распределение температуры в леднике определяет температурный градиент на границе холодного и тёплого (с нулевой температурой) слоёв ледника. По этому градиенту и влажности льда рассчитывается скорость движения фазового фронта на нижней границе холодного слоя. В области аккумуляции скорость промерзания обусловлена отрицательными температурами воздуха, толщиной сухого и влажного фирнового слоя, его влажностью, параметрами снежного покрова и динамикой снегонакопления. При этом основные затраты холода могут быть связаны с промерзанием влажного фирна.

Распределение температуры в снежном покрове и в холодном слое ледника в рамках од-

номерной модели находилось по уравнению Фурье. На первом этапе рассчитывались составляющие внешнего теплообмена с ледяной и снежной поверхностями. В период с отрицательными температурами вычислялись параметры снежного покрова и распределение температуры в снеге. Температура холодного слоя ледника рассчитывалась из условия равенства температур и потоков тепла на границе снежного и ледяного покровов и нулевой температуры на нижней границе холодного слоя.

При известном распределении температуры в холодном слое ледника определялся её градиент на нижней границе и из условия Стефана с учётом влажности тёплого льда рассчитывалось положение границы раздела тёплого и холодного слоёв льда. Зная динамику положения фазовой границы, можно оценить скорость промерзания ледника, которая уменьшается с ростом толщины холодного слоя. В период с положительными температурами рассчитывалась абляция, которая сокращает толщину холодного слоя. Если средняя годовая скорость промерзания на нижней границе холодного слоя больше средней годовой скорости абляции, то происходит рост толщины холодного слоя до того момента, когда скорости абляции и промерзания сравняются. Период вычислений толщины холодного слоя был ограничен сроком 150 лет. При больших значениях абляции время достижения равновесного значения толщины холодного слоя может не превышать 10 лет.

Входные параметры модели

Влажность льда – входной параметр в модель, влияющий на скорость промерзания. По данным работы [4], влажность льда может достигать 3–5%, поэтому при численных экспериментах влажность льда изменялась от 0,1 до 5%. Толщина снега принималась равной 1 и 2 м. Температура воздуха при вычислениях соответствовала данным ГМС Баренцбург за периоды 1932–2014 и 2001–2010 гг. При этом средние положительная и отрицательная температуры воздуха на леднике на разной высоте над уровнем моря (все значения высот в статье даны над уровнем моря) за эти периоды корректировались в соответствии с измерениями на леднике в 2014–2015 гг. При расчётах

на каждой высоте ледника принят синусоидальный ход температуры воздуха. Солнечная радиация аппроксимировалась по данным работы [3] для широты ледника Восточный Грэнфьорд. Скорость ветра принималась равной 5 м/с. Альбедо снега и льда в период таяния равны соответственно 0,5 и 0,4. Коэффициент эффективной теплопроводности снега и другие входные параметры модели даны в работе [9].

Температура воздуха над ледниковой поверхностью – ещё один входной параметр модели. Для её определения рассмотрим температуру воздуха на ГМС Баренцбург. На рис. 1 приведены средние суточные положительные и отрицательные температуры воздуха на данной ГМС за 1932–2014 гг. Продолжительность периода с положительными температурами принята равной 122 суткам. За период 1932–2014 гг. средняя положительная температура воздуха имела положительный линейный тренд $0,012\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$, а средняя отрицательная температура – $0,007\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$. С начала 1990-х годов рост этих температур усилился. Для положительных температур (с 1981 по 2014 г.) он составил $0,038\text{ }^{\circ}\text{C}$, а для отрицательных – $0,119\text{ }^{\circ}\text{C}$. При этом средние положительная и отрицательная температуры воздуха в целом за период 1932–2014 гг. были $3,7$ и $-9,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответственно, а в первую декаду XXI в. они выросли до $4,3$ и $-7,8\text{ }^{\circ}\text{C}$.

В 2014 г. на языке и ледоразделе ледника Восточный Грэнфьорд были установлены автоматические метеостанции (АМС), с помощью которых измеряли температуру воздуха с шагом 15 мин. до весны 2015 г. Для определения высотного градиента температур использованы записи АМС, расположенных на морене на высоте 23 м и в верхней части ледника на высоте 456 м на скальной поверхности. Данные по температуре воздуха были осреднены с шагом 10 суток. Температура воздуха на этих высотах с 21 апреля 2014 г. по 1 апреля 2015 г. представлена на рис. 1, б. Температурный градиент между мореной и скальной поверхностью в верхней части ледника летом и зимой равен соответственно $0,65$ и $0,48\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. При этом температура воздуха на морене на высоте 23 м ниже, чем на ГМС, расположенной на высоте 75 м. Летом и зимой эта разность составляет $0,54$ и $0,74\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответственно. Учитывая разницу в высоте между АМС и ГМС Баренцбург равную 52 м и выше-

указанный высотный градиент, получим, что температура воздуха на ГМС выше, чем на морене на $0,98\text{ }^{\circ}\text{C}$ зимой и $0,87\text{ }^{\circ}\text{C}$ летом.

Другой расчётный параметр, влияющий на температуру воздуха над ледником, – температурный скачок Δt_f между грунтовой и ледниковой поверхностями. В условиях небольших положительных температур воздуха над фирново-ледяной поверхностью температурный скачок Δt_f в значительной степени определяет величину абляции. Анализ величины Δt_f полученной разными авторами, приведён в работе [9]. Он показал, что значение Δt_f зависит от площади ледника, его размера и температуры воздуха вне ледниковой поверхности. В случае роста этих параметров температурный скачок увеличивается. При этом существуют зависимости температурного скачка как от размеров ледника, так и от температуры воздуха.

Турбулентная составляющая абляции пропорциональна температуре воздуха. По формуле В.Г. Ходакова [10] температурный скачок определяется как [9]

$$\Delta t_f = t_a(1 - x^{-0,1}),\text{ }^{\circ}\text{C}, \quad (1)$$

где t_a – температура воздуха вне ледниковой поверхности; x – характерный размер ледника (половина средней ширины ледника).

По формуле Н.В. Давидович [5]

$$\Delta t_f = 0,15t_a + 1,2. \quad (2)$$

По данным работы [7], температурный скачок Δt_f на леднике Альдегонда (Западный Шпицберген) в 2007 г. на высоте 75 м при температуре воздуха на ГМС Баренцбург $4,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ составил $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$; на высоте 300 м при температуре воздуха $2,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ он был равен $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, а на высоте 500 м при температуре воздуха $1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ – около $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. На рис. 2 приведены значения температурного скачка при разных температурах воздуха над внеледниковой поверхностью по формулам (1) и (2), а также по измерениям на леднике Альдегонда (Западный Шпицберген) и результатам наблюдений на ряде ледников Тянь-Шаня и Кавказа [2].

При небольшой положительной температуре воздуха отличие температуры воздуха над ледником и вне ледниковой поверхности снижается и температурный скачок Δt_f уменьшается. При этом расчёты по формуле (2) в случае небольшой

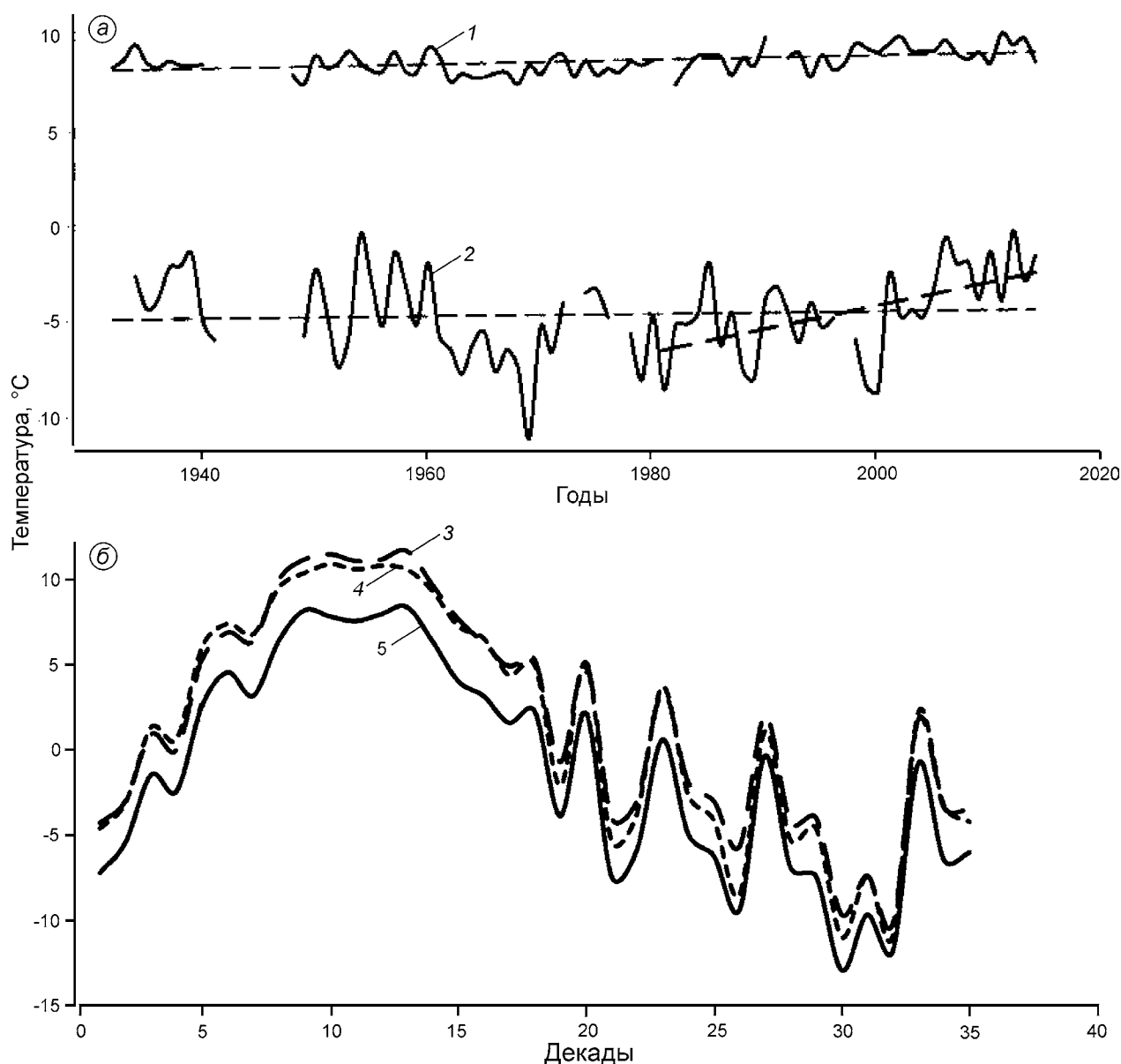


Рис. 1. Средняя суточная температура воздуха (а) для дней с положительными (1) и отрицательными температурами (2) на ГМС Баренцбург за период 1932–2014 гг., а также средняя декадная температура воздуха в районе ледника Восточный Грэнфьорд (б) за период с 11 апреля 2014 г. по 9 апреля 2015 г. на высоте 75 м (3), 23 м (4) и 456 м (5).

На рис. 1, а штриховыми линиями показаны тренды температур

Fig. 1. Daily mean air temperature (a) for positive (1) and negative temperature (2) days at Barentsburg weather station in 1932–2014, and ten-day mean air temperature at Austre Grønfiordbreen (b), 11 April 2014 – 9 April 2015, at glacier surface elevation 75 m (3), 23 m (4) and 456 m a.s.l. (5).

Temperature trends are shown with dashed lines (see Fig. 1, a)

температуры воздуха дают значительные величины температурного скачка. Необходимо учитывать, что температурный скачок влияет на величину абляции из-за турбулентной составляющей теплообмена. Вклад турбулентной составляющей в абляцию рассмотрен в работе [7].

Абляция — важный параметр теплового режима ледника. Она определяет тепловыделение при адвекции и условия стабилизации толщины холодного слоя политермического ледника. Интенсивность абляции зависит от температуры воздуха над ледниковой поверхностью, на

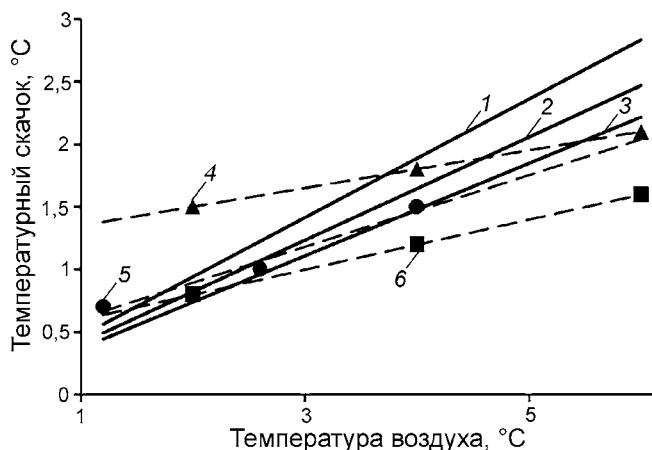


Рис. 2. Температурный скачок при разных температурах воздуха над внеледниковой поверхностью: по формуле (1) при ширине ледника: 1 – 1200 м, 2 – 600 м, 3 – 400 м; 4 – по формуле (2); 5 – по измерениям на леднике Альдегонда (Западный Шпицберген); 6 – по результатам наблюдений на ряде ледников Тянь-Шаня и Кавказа

Fig. 2. Air temperature change at the ice-rock interface estimated for different outside-glacier air temperatures: from (Eq. 1) with glacier width: 1 – 1200 m, 2 – 600 m, 3 – 400 m; 4 – from (Eq. 2); 5 – from measurements on Aldegondabreen in Spitsbergen; 6 – from measurements on glaciers in Caucasus and Tien-Shan

которую влияют разные факторы. При расчётах будем использовать значения температурного скачка по измерениям на леднике Альдегонда (Западный Шпицберген), которая аппроксимируется зависимостью $\Delta t_f = 0,29t_a + 0,32$ °C.

Продолжительность периода абляции τ_a – также входной параметр модели. Методика её определения на любой высоте над уровнем моря рассмотрена в работе [9]. При этом температурный скачок не влияет на изменение периода с положительной температурой на данной высоте, так как при близких к нулю температурах воздуха вне ледниковой поверхности температурный скачок невелик. Продолжительность периода с положительными температурами воздуха, средняя положительная и отрицательная температуры воздуха в районе ледника Восточный Грёнфьорд показаны на рис. 3.

Толщина снежного покрова влияет на величину абляции. Это влияние наиболее значимо при небольших положительных температурах воздуха. На рис. 4, а приведена максимальная толщина снежного покрова на ГМС Баренцбург в 1984–2014 гг. Средняя многолетняя толщина снежного покрова за этот период составляет

174 см. При расчётах необходимо задавать динамику снегонакопления. Так, на рис. 4, б показана внутригодовая динамика снегонакопления при максимальной толщине снежного покрова от 135 до 198 см в период с 2003 по 2006 г. Динамику толщины снежного покрова h_s будем принимать по данным ГМС Баренцбург за 2005 г. в зависимости от времени τ по формуле (при $\tau < 200$ суток)

$$h_s = (0,0089\tau + 0,013)h_{max}/1,8,$$

где h_{max} – максимальное значение толщины снежного покрова, которое изменяется от 0,5 до 3 м.

При $h_{max} = 1,8$ м получим динамику толщины снежного покрова в 2005 г. Через 200 суток от начала снегонакопления толщина снежного покрова принимается равной $h_s = h_{max}$. Такая динамика толщины снежного покрова близка к средней многолетней. В условиях Шпицберге-

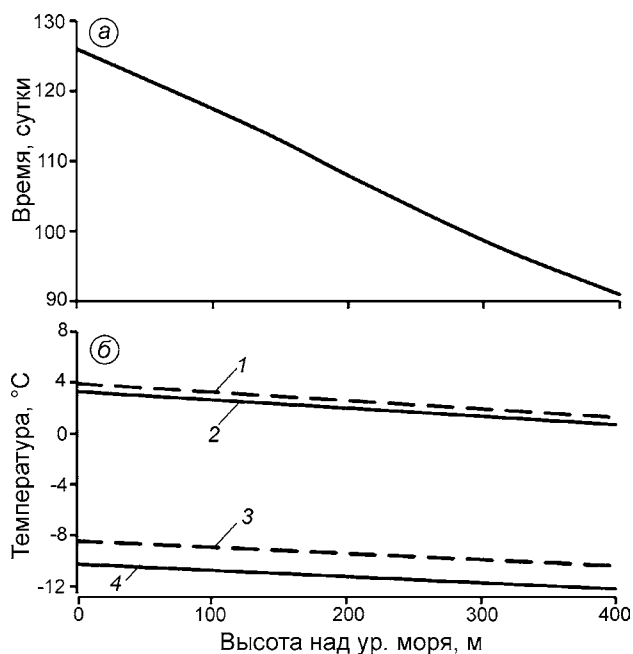


Рис. 3. Продолжительность периода с положительными температурами воздуха (а) и температура воздуха (б) в зависимости от высоты в районе ледника Восточный Грёнфьорд:

1, 2 – средняя суточная положительная температура; 3, 4 – средняя суточная отрицательная температура; за периоды: 1, 3 – с 2001 по 2010 г.; 2, 4 – с 1932 по 2014 г.

Fig. 3. Austre Grönfjordbreen area. (a) Duration of period with daily mean positive air temperature with altitude; and (b) daily mean air temperature with altitude for positive (1, 2) and negative temperature (3, 4) days in 2001–2010 (1, 3) and 1932–2014 (2, 4)

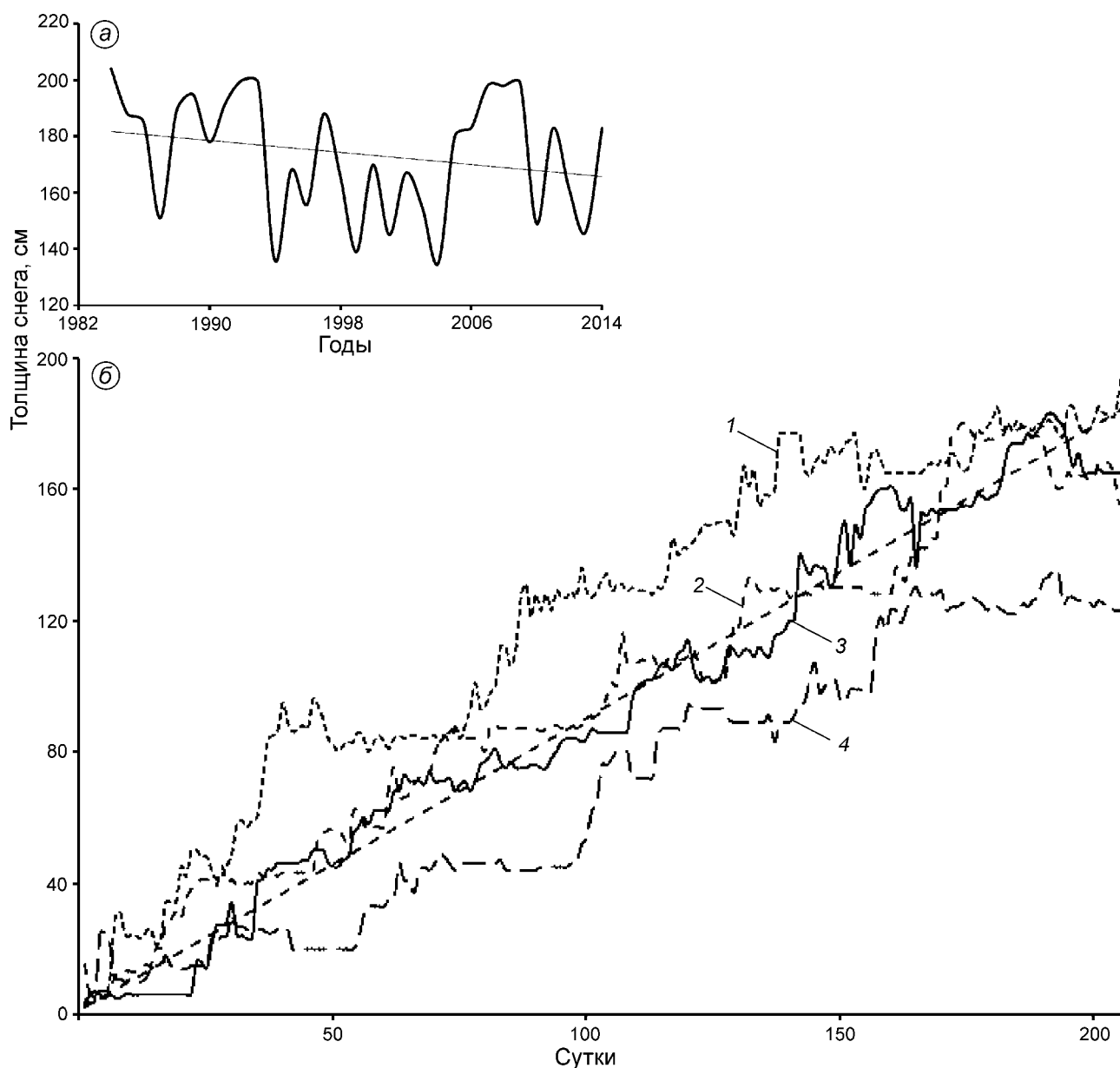


Рис. 4. Максимальная толщина снежного покрова на ГМС Баренцбург за период 1984–2014 гг. (а), динамика и тренд (штриховая линия) толщины снежного покрова на леднике Восточный Грэнфьорд в 2003–2006 гг. (б): 1 – 2006 г., 2 – 2004 г., 3 – 2005 г., 4 – 2003 г.

Fig. 4. Maximum snow depth at Barentsburg weather station, 1984–2014 (a), dynamics and trend (dashed line) of snow depth at Austre Grønfyordbreen in 2003–2006 (b): 1 – 2006, 2 – 2004, 3 – 2005, 4 – 2003

на с частыми ветрами и оттепелями плотность снега достаточно высока. Зависимость плотности снега ρ_s от толщины снежного покрова h принимается в виде $\rho_s = 150 + 250h$, и при толщине снежного покрова 1 м плотность достигает 400 кг/м^3 . При дальнейшем росте толщины снега плотность принимается постоянной и равной 400 кг/м^3 .

Результаты измерений толщины ледника и слоя холодного льда

Для выяснения влияния региональных климатических условий на гидротермическую структуру ледника Восточный Грэнфьорд весной 2010 г. и весной 2012–2015 гг. экспедицией Института географии РАН был выполнен комплекс

Высота поверхности, общая толщина ледника, толщина холодного льда по данным радиозондирования, а также толщина снежного покрова по данным снегомерной съёмки на леднике Восточный Грэнфьорд

| Номер точки | Координаты | | Высота над ур. моря, м | Толщина | | |
|-------------|------------|--------------|------------------------|--------------------------------|--------------------------|------------------|
| | UTM X | UTM Y | | ледника общая H_{Σ} , м | холодного льда H_c , м | снега h_s , см |
| 1 | 486 472,33 | 8 645 395,56 | 446 | 54 | 19 | 176 |
| 2 | 485 714,29 | 8 646 510,78 | 309 | 121 | 121 | 167 |
| 3 | 485 343,87 | 8 647 264,84 | 267 | 145 | 75 | 159 |
| 4 | 484 518,37 | 8 649 079,89 | 153 | 113 | 95 | 115 |
| 5 | 484 344,29 | 8 648 252,78 | 206 | 115 | 115 | 153 |
| 6 | 484 733,23 | 8 648 276,59 | 210 | 144 | 129 | 144 |
| 7 | 485 110,26 | 8 648 355,97 | 207 | 81 | 73 | 129 |
| 8 | 484 579,23 | 8 647 203,99 | 308 | 109 | 29 | 214 |
| 9 | 484 700,94 | 8 646 714,51 | 356 | 109 | 20 | 205 |
| 10 | 485 016,45 | 8 645 865,86 | 410 | 142 | 43 | 219 |
| 11 | 484 313,07 | 8 649 858,93 | 95 | 71 | 71 | 93 |
| 12 | 484 160,54 | 8 650 491,32 | 56 | 17 | 17 | 88 |

исследований [1], предусматривающий: 1) радиолокационные измерения по сети профилей; 2) бурение и термометрию серии скважин глубиной 10–20 м; 3) измерения толщины снежного покрова по сети точек и профилей; 4) измерения толщины и плотности снежного покрова в шурфах, на дне которых велось бурение скважин. На профилях радиозондирования, кроме отражений от ложа, зарегистрированы отражения от внутреннего отражающего горизонта (ВОГ), которые, с учётом экстраполированных данных термометрии скважин, интерпретированы как отражения от границы раздела холодного и тёплого льда.

По данным радиолокационных измерений вдоль сети продольных и поперечных профилей на полученных радарных записях выделялись отражения от ложа и границы раздела холодного и тёплого льда, а также измерялись их времена запаздывания τ_B и τ_R . По временам отражений от ложа τ_B вычислена общая толщина ледника $H_{\Sigma} = V\tau_B/2$ в предположении, что скорость распространения радиоволн во всей толще ледника $V = 168$ м/мкс, т.е. равна скорости в холодном льду с плотностью 917 кг/м³. По временам запаздывания τ_R вычислялась толщина холодного льда H_c . Построены также карты общей толщины ледника и толщины холодного льда [1], по которым определялись толщины H_{Σ} и H_c в заданных точках (в нашем случае – в точках бурения температурных скважин со dna шурфов, в которых измерялись плотность, температура и толщина сезонного снежного покро-

ва до поверхности абляции предыдущего года). Положение и высоту этих точек определяли с помощью GPS-измерений. Результаты измерения общей толщины ледника Восточный Грэнфьорд, толщины его холодного слоя по данным радиолокации и толщины снежного покрова на нём приведены в таблице. Расположение на леднике Восточный Грэнфьорд точек, указанных в таблице, показано на рис. 5.

Результаты моделирования толщины холодного льда

Результаты расчётов динамики промерзания и толщины холодного слоя льда на высоте 300 м при средней многолетней температуре воздуха за периоды 1932–2014 и 2001–2010 гг. даны на рис. 6. При расчётах принимались максимальная толщина снежного покрова 1 и 2 м и влажность льда 0,1 и 3% соответственно. Сравнение кривых 2 и 4, полученных при расчёте толщины холодного слоя ледника при толщине снежного покрова 2 м, влажности льда 0,1% и средней температуре воздуха за разные периоды, показало следующее. При средней температуре воздуха за 2001–2010 гг. толщина холодного слоя льда при абляции 0,58 м (кривая 2) составляет 61 м, она достигается за 12 лет. При средней температуре воздуха за период 1932–2014 гг. толщина холодного слоя льда за 150 лет достигает 124 м (кривая 4), причём квазистационарный режим

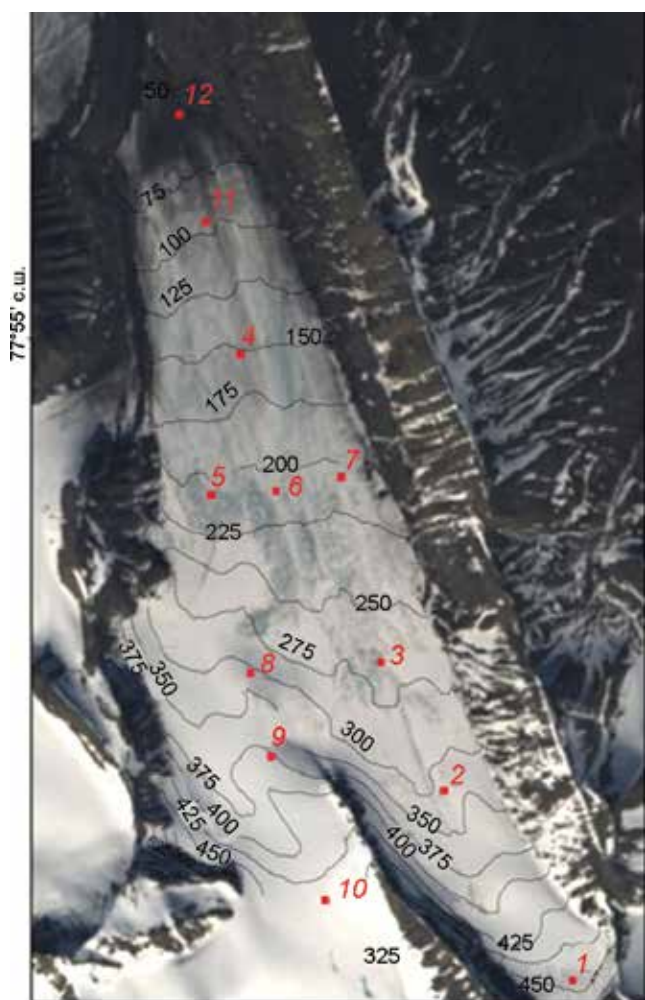


Рис. 5. Расположение точек измерений (см. таблицу) на леднике Восточный Грэнфьорд
Fig. 5. Location of measurement points (see Table) at Austre Grønfyordbreen

возникает через 50–70 лет и в дальнейшем толщина холодного слоя меняется мало. Так, если за 20 лет в расчётный период от 50 до 70 лет толщина холодного слоя увеличилась на 5 м – с 113 до 118 м, то за следующий отрезок времени с 70 до 150 лет промерзание увеличится на 6 м. Это вызвано тем, что абляция льда отсутствует, и растущая толщина холодного льда не сокращается. При толщине снега 1 м, влажности льда 0,1% и средней температуре воздуха за период 1932–2014 гг. толщина холодного слоя льда при абляции 0,5 м составляет 108 м, которая достигается за 32 года (кривая 5). При толщине снега 1 м, влажности тёплого слоя льда 3% и средней температуре воздуха за период 1932–2014 гг. толщина холодного слоя льда составит 31 м (кривая 1)

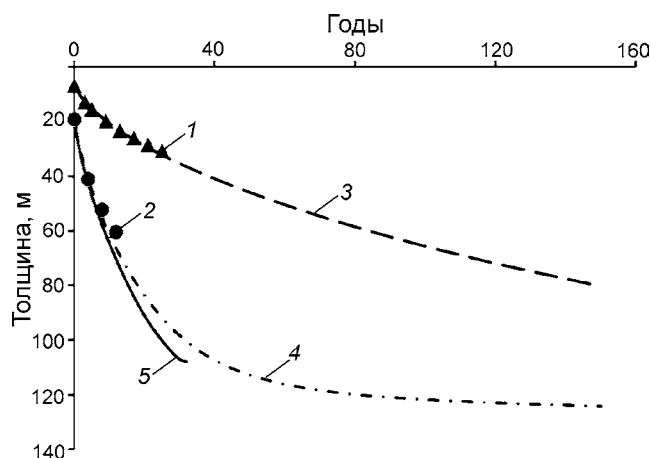


Рис. 6. Динамика промерзания и толщина холодного слоя льда ледника Восточный Грэнфьорд на высоте 300 м над ур. моря при разной максимальной толщине снежного покрова h_s и влажности льда p : 1 – 1 м и 3%; 2 – 2 м и 0,1%; 3 – 2 м и 3%; 4 – 2 м и 0,1%; 5 – 1 м и 0,1% для периодов времени: 1, 3–5 – 1932–2014 гг.; 2 – 2001–2010 гг.

Fig. 6. Dynamics of freezing and thickness of cold ice layer on Austre Grønfyordbreen at 300 m a.s.l. with different maximum snow depth h_s and water content p in temperate ice:

1 – $h_s = 1$ m, $p = 3\%$; 2 – $h_s = 2$ m, $p = 0.1\%$; 3 – $h_s = 2$ m, $p = 3\%$; 4 – $h_s = 2$ m, $p = 0.1\%$; 5 – $h_s = 1$ m, $p = 0.1\%$ for different time periods: 1, 3–5 – 1932–2014; 2 – 2001–2010

при времени адаптации (времени установления квазистационарного режима) 25 лет. В этом случае средняя годовая скорость промерзания на нижней границе холодного слоя будет равна средней годовой скорости абляции. После летнего таяния толщина холодного слоя сократится на величину абляции, но за счёт промерзания на нижней границе холодного слоя его толщина восстановится. При толщине снега 2 м толщина холодного слоя ледника за 150 лет составит 80 м и промерзание будет продолжаться (кривая 3).

Таким образом, влажность тёплого слоя ледника определяет скорость роста толщины холодного слоя и его величину. Так, при небольшой влажности льда скорость промерзания будет значительна и снизится до величины абляции на большой глубине (кривые 1 и 5), что увеличит толщину холодного слоя. При росте толщины снежного покрова сокращаются и период, и величина абляции. Более низким значениям абляции соответствует большая толщина холодного слоя (кривые 4 и 5). Результаты расчётов и измерений толщины холодного слоя льда представ-

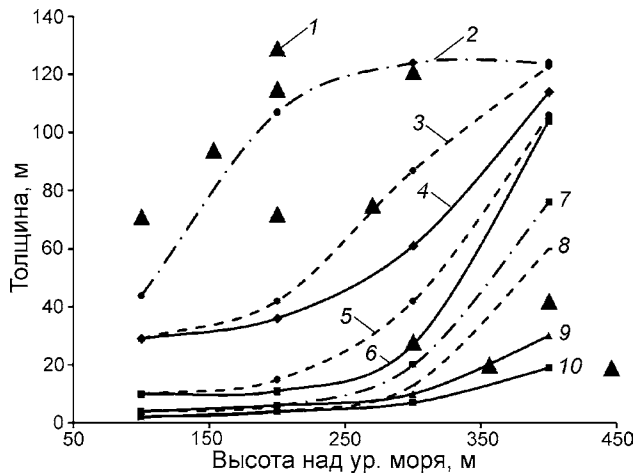


Рис. 7. Толщина холодного слоя ледника Восточный Грэнфьорд по данным радиозондирования (1 — треугольники) и модельных расчётов при средней положительной и отрицательной температуре воздуха за периоды 1932–2014 гг. (2) и 2001–2010 гг. (3–10), максимальной толщине снежного покрова $h_s = 1$ м (4, 6, 9, 10), $h_s = 2$ м (2, 3, 5, 7, 8) и влажности льда $p = 0,1\%$ (2–4), 1% (5–7, 9), 3% (7, 9), 5% (8, 10)

Fig. 7. Thickness of cold ice layer in Austre Grønfyordreen by data of radio-echo sounding (1 — triangles) and numerical modeling at mean positive and negative air temperatures in 1932–2014 (2) and 2001–2010 (3–10); maximum snow thickness $h_s = 1$ m (4, 6, 9, 10), and 2 m (2, 3, 5, 7, 8) and water content p in temperate ice 0.1% (2–4), 1% (5–7, 9), 3% (7, 9), and 5% (8, 10)

лены на рис. 7. Они показывают, что в *нижней и центральной частях* ледника на высотах 100–250 м при влажности его тёплого слоя более 1% толщина холодного слоя не должна превышать 20 м (кривые 5–10). Это обусловлено тем, что при таких значениях влажности скорость промерзания невелика и на глубинах 10–20 м составляет 1–2 м/год, что соответствует значениям абляции на таких высотах 1–2 м. Но, судя по радиолокационным измерениям, толщина холодного слоя льда здесь превышает 70 м. Вероятно, в этих частях ледника, где время существования льда довольно значительно, он успел осушиться. В то же время в *верхней части* ледника на высотах 300–400 м, вблизи влажной фирновой зоны, измеренные значения толщины холодного слоя — 20–30 м, что соответствует значениям влажности тёплого льда 3–5%.

Согласно расчётам, при увеличении высоты над уровнем моря и одинаковой влажности толщина холодного слоя льда растёт, что обусловле-

но снижением абляции. При этом с увеличением толщины снежного покрова в верхней части ледника за счёт сокращения периода таяния ледникового льда снижается абляция, и это вызывает дополнительный рост толщины холодного слоя ледника (кривые 7 и 9, 8 и 10).

Таким образом, результаты измерений при высоте над уровнем моря от 100 до 300 м наиболее соответствуют расчётам при средней температуре воздуха за период 1932–2014 гг., толщине снежного покрова 2 м и влажности тёплого льда 0,1% (кривая 2 на рис. 7). На высотах от 300 м и более данные измерений соответствуют расчётам при влажности тёплого льда от 3 до 5%. Результаты расчёта толщины холодного слоя при средней положительной и отрицательной температурах воздуха за период 1932–2014 гг., толщине снега $h_s = 1$ м и влажности льда $p = 5\%$ приблизительно совпадают с расчётами при $h_s = 2$ м и $p = 3\%$ при температуре воздуха за период 2001–2010 гг. (кривая 7).

Изменение термической структуры ледника и региональное изменение климата

Сравнение данных аэроадиозондирования ледника Восточный Грэнфьорд в 1979 г. на частоте 620 МГц и термометрии неглубоких (15–20 м) скважин в 2012 г. с данными наземного радиозондирования 2010–2012 гг. продемонстрировало [1] значительное сокращение толщины слоя холодного льда за 33-летний период. Сравнение расчётов толщины слоя холодного льда на высоте 300 м при толщине снежного покрова 2 м, влажности тёплого льда 0,1% и температуре воздуха за периоды 1932–2014 и 2001–2010 гг. (кривые 2 и 3 на рис. 7) показывает, что толщина слоя холодного льда уменьшилась на 37 м. При этом сравнение данных измерений толщины слоя холодного льда вдоль продольного профиля ледника за 1979 и 2012 г. [1] свидетельствует о сокращении толщины слоя холодного льда на 34 м. По данным моделирования, сокращение слоя холодного льда на высотах 100–300 м составило 31 и 39 м при толщине снежного покрова 1 и 2 м соответственно, что объясняется повышением средней положительной температуры воздуха на 0,6 °С. Это отвечает росту средней годовой температуры

воздуха на ближайшей ГМС в пос. Баренцбург на $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, поскольку в расчётах принята средняя положительная температура воздуха $3,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ за период 1932–2014 гг. и $4,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ за период 2001–2010 гг. Такая же разница положительных температур соответствует периодам 1932–1979 и 1979–2013 гг. — $3,4$ и $4,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответственно.

Выводы

Для политермического ледника Восточный Грэнфьорд на Шпицбергене выполнены численные моделирование толщины верхнего слоя холодного льда в области абляции и сравнение полученных результатов с данными радиозондирования за 1979–2012 гг. Установлено, что толщина слоя холодного льда зависит от соотношения средней годовой скорости абляции и средней годовой скорости промерзания на границе холодного льда с придонным слоем тёплого льда. Средняя годовая скорость абляции в значительной степени определяется положительной температурой воздуха над ледниковой поверхностью и толщиной снежного покрова, а скорость промерзания — отрицательной температурой воздуха и содержанием воды (влажностью) в тёплом льду.

Численные эксперименты с тёплым льдом разной влажности позволили сравнить измеренные и вычисленные толщины холодного льда, а также оценить её изменения за 33-летний период и связанные с ними изменения регионального климата. Согласно данным радиозондирования, средняя толщина этого слоя уменьшилась на 34 м, а по данным моделирования на высоте 100–300 м сокращение составило 31 и 39 м при толщине снежного покрова 1 и 2 м и связано с ростом средней положительной температуры воздуха на $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ по данным ближайшей ГМС в пос. Баренцбург. При этом такая же разница положительных температур соответствует периодам 1932–1979 и 1979–2013 гг.: $3,4$ и $4,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответственно.

При анализе входных параметров модели получена динамика температуры воздуха на ГМС Баренцбург за период 1932–2014 гг. Сравнение с периодом 2001–2010 гг. показало рост средней положительной температуры с $3,7$ до $4,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, а отрицательной — с $-9,6$ до $-7,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Измерения температуры воздуха автоматическими метео-

станциями в 2014–2015 гг., установленными на морене и в верхней части ледника, позволили определить высотный градиент, который составил $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ летом и $0,48\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ зимой.

Расчёты динамики промерзания влажного льда на высоте 300 м над ур. моря показали, что при средней температуре воздуха в периоды 2001–2010 гг. толщина слоя холодного льда при толщине снежного покрова 2 м, влажности льда $0,1\%$ и абляции $0,58\text{ м}$ составляет 61 м и достигается за 12 лет. При средней температуре воздуха за период 1932–2014 гг. толщина холодного слоя льда за 150 лет достигает 124 м. При этом на квазистационарный режим она выходит через 50–70 лет, и дальнейшие изменения толщины холодного слоя относительно невелики. За период с 70-го до 150-го года промерзание увеличивается на 6 м. При толщине снега 1 м, влажности льда $0,1\%$ и средней температуре воздуха за период 1932–2014 гг. толщина слоя холодного льда при абляции $0,5\text{ м}$ составляет 108 м и достигается за 32 года. При толщине снега 1 м, влажности тёплого слоя льда 3% и средней температуре воздуха за период 1932–2014 гг. толщина холодного слоя льда составляет 31 м при времени адаптации 25 лет. В данном случае скорость промерзания на нижней границе холодного слоя будет равна величине абляции. Таким образом, влажность тёплого слоя ледника определяет скорость роста толщины слоя холодного льда и его величину. При росте толщины снежного покрова сокращаются период абляции и её величина. Более низким значениям абляции соответствует большая толщина холодного слоя.

Результаты расчётов показывают, что в нижней и центральной частях ледника на высотах 100–250 м при влажности тёплого слоя более 1% толщина слоя холодного льда не превышает 20 м. Это обусловлено тем, что при больших значениях влажности скорость промерзания невелика и на глубинах 10–20 м составляет всего 1–2 м/год, что соответствует значениям абляции на таких высотах равным 1–2 м. Однако измеренные значения толщины холодного слоя превышают 70 м. Это показывает, что в нижней и центральной частях ледника влажность тёплого слоя льда значительно меньше 1% , т.е. произошло его осушение. В то же время в верхней части ледника на высотах 300–400 м, вблизи от влажной фирновой зоны, измеренные значения

толщины холодного слоя составляют 20–30 м, что соответствует значениям влажности тёплого льда 3–5%. Результаты измерений на высоте от 100 до 300 м больше всего соответствуют расчётам при средней температуре воздуха за период 1932–2014 гг., толщине снежного покрова 2 м и влажности тёплого льда 0,1%. На высотах 300 м и выше данные измерений соответствуют расчётам при влажности тёплого льда 3–5%.

Таким образом, гидротермический режим ледников Шпицбергена в значительной степени подвержен влиянию климатических изменений. В условиях небольших положительных температур воздуха даже незначительные колебания температуры вызывают существенное сокращение слоя холодного льда и как следствие — толщины ледника. Наши исследования показали, что выявленные изменения толщины слоя холодного льда в политермических ледниках могут использоваться для оценки длиннопериодных изменений регионального климата, в частности, температуры воздуха на разных высотах в области абляции таких ледников.

Численные эксперименты с применением математического моделирования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ 14-05-00022а, а натурные измерения по определению толщины холодного слоя и других параметров — при поддержке программы ФНИ государственных академий наук на 2013–2020 годы № 01201352474 и Российского научного центра на архипелаге Шпицберген.

Литература

1. *Василенко. Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я.* Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Грэнфьорд и Фритьоф на Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2014. № 1 (125). С. 5–19.
2. *Волошина А.П.* Метеорология горных ледников // МГИ. 2002. Вып. 92. С. 5–148.
3. *Гаврилова М.К.* Радиационный климат Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 223 с.
4. *Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я.* Вода в ледниках: Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.
5. *Давидович Н.В.* Поле летней температуры в горно-ледниковых бассейнах // МГИ. 1982. Вып. 45. С. 56–65.
6. *Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Игнатьева И.Ю., Красс М.С., Константинова Т.Н., Ларина Т.Б., Москалевский М.Ю.* Строение, гидротермическое состояние и режим субполярных ледников // *Режим и эволюция полярных ледниковых покровов / Ред. В.М. Котляков.* СПб.: Гидрометеиздат, 1992. С. 48–115.
7. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Чернов Р.А.* Оценка абляции на ледниках архипелага Шпицберген в начале XXI века // *Лёд и Снег*. 2010. № 3 (111). С. 13–19.
8. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В.* Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // *Лёд и Снег*. 2013. № 1 (121). С. 93–103.
9. *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.
10. *Ходаков В.Г.* Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М.: Наука, 1978. 196 с.
11. *Barrett B.E., Murray T., Clark R.* Errors in Radar CMP velocity estimates due to survey geometry, and their implication for ice water content estimation // *Journ. of Environmental and Engineering Geophysics*. 2007. V. 12. № 1. P. 101–111.
12. *Jiscoot H., Murray T., Boyle P.* Controls on distribution of surge-type glaciers in Svalbard // *Journ. of Glaciology*. 2000. V. 46. № 154. P. 218–222.
13. *Navarro F.J., Macheret Yu. Ya., Benhumea B.* Application of radar and seismic methods for the investigation of temperate glaciers // *Journ. of Applied Geophysics*. 2005. V. 57. P. 193–211.