

Пространственное распределение снежного покрова и поле температур в верхнем слое политермического ледника

© 2017 г. Т.В. Вшивцева*, Р.А. Чернов

Институт географии РАН, Москва, Россия

*kras_varan@mail.ru

Spatial distribution of snow cover and temperature in the upper layer of a polythermal glacier

T.V. Vshivtseva*, R.A. Chernov

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

*kras_varan@mail.ru

Received October 25, 2016

Accepted April 5, 2017

Keywords: active layer, borehole, ice temperature, snow depth, warm (temperate) ice.

Summary

The thermal regime of the upper layers of any glacier largely determines the thermal structure of its entire thickness. Its formation is influenced by both, external and internal factors and the most important one among them is the snow cover. Playing the role of a heat insulator in winter and preventing the ablation of ice in summer, the snow cover mainly determines the winter storage of cold in the ice, and the temperature at the bottom of the active layer. In 2011–2015, the close relationship between the thickness of snow and temperatures in the upper horizons of ice had been found in the course of researches carried out on the glacier East Grønford (Svalbard). Comparison of snow measurement survey data, obtained for different years of the period under investigation, did show that, in every year, the maximum snow accumulation took place within the left branch of the glacier, while the snow thickness within the right branch was comparable to that on the glacier tongue. Thus, observed differences in the snow accumulation cause differences in the temperature structure of the upper layers of the ice. Inter-annual variations of the snow cover thickness indicate that conditions of freezing remain stable over the greater part of the glacier. Only in the upper reaches of the glacier left branch the great snow accumulation creates conditions unfavorable for freezing. This part of the glacier is more inert to changes in climate, and due to that a wide area of warm ice still remains at the bottom of the glacier.

Citation: Vshivtseva T.V., Chernov R.A. Spatial distribution of snow cover and temperature in the upper layer of a polythermal glacier. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2017. 57 (3): 373–380. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-373-380

Поступила 25 октября 2016 г.

Принята к печати 5 апреля 2017 г.

Ключевые слова: активный слой, скважина, температура льда, тёплый лёд, толщина снежного покрова.

Представлены данные термометрии скважин на политермическом леднике Восточный Грэнфьорд в конце периода аккумуляции 2013/14 г. Запас холода во льду ледника тесно связан с толщиной снежного покрова. Для ледника характерна устойчивая асимметрия снегонакопления между ветвями, вызывающая неоднородности температурного поля активного слоя. Ледник термически неоднороден: правая ветвь и язык ледника стабильно выхолаживаются, а левая ветвь за счёт большего снегонакопления промерзает медленнее и в её основании ещё сохраняется тёплый лёд.

Введение и объект исследования

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 идёт трансформация тепловых потоков. Температурный режим приповерхностного слоя складывается под влиянием сочетания внешних (теплообмен между поверхностью ледника и атмосферой, процессы аккумуляции и

абляции) и внутренних (процессы льдообразования, степень проницаемости льда талыми водами, трещиноватость поверхности) факторов. Процессы теплообмена зависят также от теплофизических свойств самого льда. 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 [1]. В летний период толщина

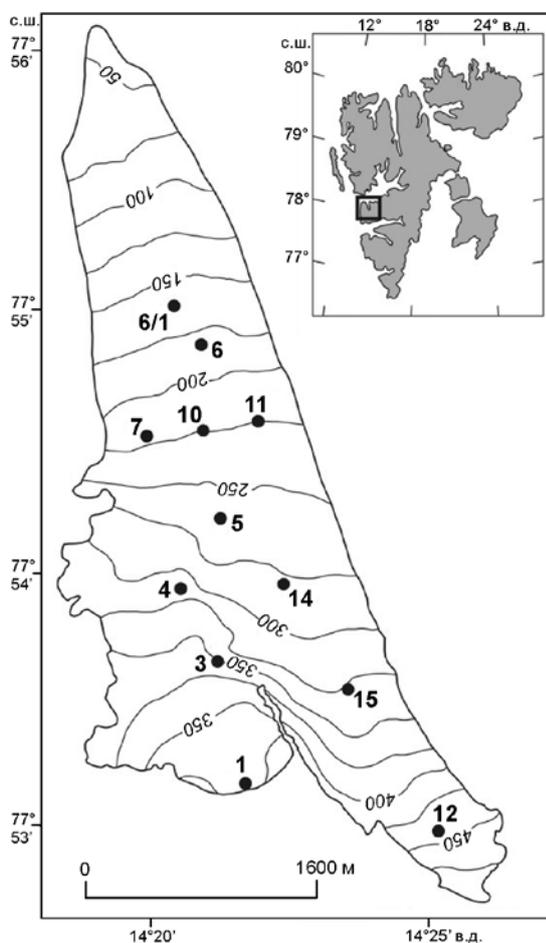


Рис. 1. Схема положения ледника Восточный Грэнфьорд.

Цифры на схеме обозначают номера скважин

Fig. 1. Scheme of East Grönfjordbreen.

The numbers in the Scheme indicate boreholes

снежного покрова влияет на величину абляции, особенно в условиях небольших положительных температур, отмечаемых в районе исследований. Имея высокую пространственную и межгодовую изменчивость, снежный покров обуславливает значительную неоднородность температурного поля верхних горизонтов льда даже в пределах небольших площадей.

Ледник Восточный Грэнфьорд расположен на архипелаге Шпицберген в западной части Земли Норденшельда (рис. 1) и представляет собой северную часть перемётного комплекса Фритьоф – Восточный Грэнфьорд. Ледник занимает площадь около 7,6 км² и находится в диапазоне высот 40–490 м [1]. В верхней части он разделён скальной перемычкой на две ветви, которые в средней части, на уровне около

320–360 м, сливаются, формируя единый язык. Левая ветвь берёт начало с ледораздельной зоны, общей с ледником Фритьофа, а правая спускается по узкому и длинному каньону. До места слияния левая ветвь располагается гипсометрически выше правой ветви на 40–50 м (см. рис. 1).

В последние десятилетия для ледника Восточный Грэнфьорд характерно значительное сокращение площади и объёма. Особенно заметные изменения наблюдаются с начала XXI в.: в отдельные годы ледник почти полностью оказывался в области абляции, что и приводило к его сокращению. Прирост массы происходил лишь за счёт небольших по площади участков, на которых сохранялся фирновый остаток и наложенный лёд. При радиолокационном зондировании ледника установлено его политермическое строение [2]. В настоящее время исследования показывают климатически обусловленное уменьшение толщины холодного и тёплого льда, что наблюдается и на некоторых других ледниках Шпицбергена [3, 4]. Тёплое ядро, лежащее в основании ледника, всё в большей степени концентрируется в верховьях левой ветви, в то время как правая ветвь состоит практически исключительно из холодного льда [5].

В 2012–2015 гг. на леднике Восточный Грэнфьорд Шпицбергенской гляциологической экспедицией Института географии РАН проводились наблюдения за температурным режимом верхней толщи льда по сети скважин (см. рис. 1), результаты которых и послужили основой данного исследования. Ранее в работе [1] была представлена количественная оценка сезонных изменений температур и изменений в теплосодержании верхнего слоя ледника Восточный Грэнфьорд. В настоящей работе анализируется влияние распределения снежного покрова на поле температур в активном слое ледника в конце периода аккумуляции.

Методика исследования

В процессе полевых исследований на леднике Восточный Грэнфьорд в апреле–мае 2011–2015 гг. проводился достаточно большой комплекс работ: неглубокое бурение и термозондирование скважин; измерение снегонакопления; определение стратиграфии и плотности снега в шурфах, а также фиксирование координат скважин и абляционных рек с помощью GPS-приёмника. *Неглубокое бу-*

рение велось по сети скважин в различных частях ледника. Всего пробурено 12 основных скважин (глубиной до 15–20 м) и несколько дополнительных, затрагивающих самые верхние горизонты льда. Место бурения маркировалось деревянной рейкой, фиксировались координаты GPS. Для бурения использовались шнековые штанги с буровой головкой Kovacs диаметром 50 мм. Температура в скважинах измерялась с помощью термодатчиков. В рабочем диапазоне температур от -15 до 0 °C погрешность измерений составляла $0,01$ °C. Измерения температуры в скважине проводились после стабилизации температурного профиля. Снегомерная съёмка на леднике велась совместно с Арктическим и Антарктическим научно-исследовательским институтом (АНИИ) и при поддержке Российского научного центра на Шпицбергене (РНЦШ). В 2011–2013 гг. измерения выполнялись с помощью зонда по сети точек. Шаг снегосъёмки составлял около 300 м. В местах положения скважин рыли снежные шурфы, в которых описывали структуру снежной толщи и определяли плотность снега. В 2014–2015 гг. измерение снегонакопления вели по профилям с применением георадара Pulse ЕККО с антеннами 500 МГц. Все измерения проводили в период максимально-

го снегонакопления и до начала таяния снежного покрова. Интерполяция данных снегомерных съёмок и представление её в виде картосхем выполнены в программных пакетах ArcGIS методом IDW (метод обратных взвешенных расстояний).

Результаты

Бурение и термозондирование скважин охватило наибольшую площадь ледника в 2014 г. (см. рис. 1). Данные по скв. № 1, 3 и 4 позволяют оценить распределение температур в пределах левой ветви ледника, по скв. № 12, 14 и 15 – в пределах правой ветви, а по скв. № 5, 6, 6/1 – в пределах языка. Скв. № 7, 10 и 11 находятся на одном высотном уровне, ниже слияния двух ветвей (потоков льда), и были заложены для рассмотрения различий в температуре льда при влиянии локальных факторов. Характеристики скважин (высота, средняя температура воздуха за холодный период, толщина снега, градиент температур и др.) приведены в таблице. Результаты термозондирования скважин показали сложную картину распределения температур льда в пространстве (рис. 2 и таблица). На поверхности льда (в основании

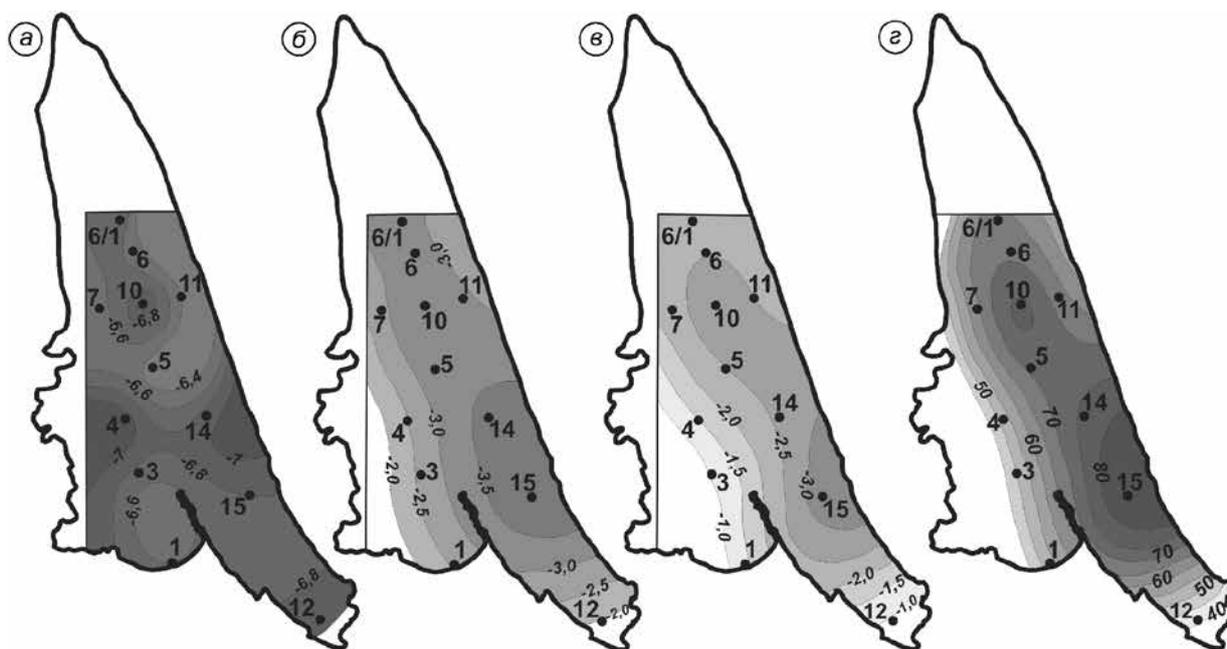


Рис. 2. Температуры (°C) на поверхности льда (а), на глубинах 5 м (б) и 10 м (в) и запас холода (МДж) в верхней 11-метровой толще льда на леднике в конце периода аккумуляции 2013/14 г. (г)

Fig. 2. Temperature (°C) of ice on the depth 0 (a), 5 (b), 10 (c) meters, and winter cold storage (MJ) in the upper 11 m of ice on the glacier in the end of 2013/14 accumulation season (d)

Характеристики скважин в весенний период 2014 г.

Номер скважины	Абсолютная высота, м	Средняя температура воздуха за холодный период (октябрь–май)*, °С	Толщина снега в конце периода аккумуляции, см	Градиент температуры, °С/м		Запас холода в верхней 11-метровой толще льда, МДж
				в верхних 5 м льда	в верхних 10 м льда	
1	422	-7,7	187	0,80	0,53	57,9
3	368	-7,4	144	0,83	0,57	56,2
4	323	-7,2	225	0,91	0,56	56,3
5	268	-6,9	150	0,60	0,38	71,5
6	192	-6,6	130	0,67	0,40	70,2
6/1	171	-6,5	120	0,73	0,44	68,2
7	225	-6,7	152	0,70	0,41	65,2
10	228	-6,7	146	0,69	0,42	75,9
11	226	-6,7	140	0,65	0,39	69,3
12	440	-7,8	184	1,05	0,64	40,3
14	280	-7,0	145	0,66	0,43	76,8
15	335	-7,2	165	0,58	0,37	83,3

*Средняя температура воздуха за холодный период (октябрь–май) вычислена на основе данных ГМС Баренцбург с учётом высотного температурного градиента, принятого равным $-0,48$ °С/100 м [4].

снежной толщи) в целом наблюдается некоторое понижение температуры по мере движения вверх по леднику. Разница между данными по верхним и нижним скважинам составляет $0,2-0,3$ °С.

Другая картина наблюдается на глубинах 5 и 10 м. Выделяются две характерные особенности в распределении температур льда. Во-первых, по продольному профилю ледника, как и в 2013 г. [1], самые высокие температуры наблюдались в верховьях ледника, а самые низкие — на языке ледника. Во всех горизонтах температура льда в «тёплых» (с более высокими температурами льда) и «холодных» (с более низкими температурами льда) скважинах различалась на $1,0-1,5$ °С, а запас холода — на $15-20$ МДж. Во-вторых, что более интересно, выявлена асимметрия в распределении температур по поперечному профилю ледника: правая ветвь, находящаяся гипсометрически ниже, оказалась тем не менее холоднее левой, причём разница температур и запаса холода по скважинам была даже больше по сравнению с продольным профилем — до $2,2$ °С и 25 МДж соответственно. Максимальные отличия между ветвями наблюдаются на высоте около $250-350$ м, выше различия постепенно сглаживаются.

Отдельно выделим скв. № 12, для которой характерны самые высокие температуры во льду и наименьший запас холода. Она расположена в верховьях правой ветви ледника, однако данные по ней не вписываются в общую картину распределения температур. Обусловлено это тем, что

скважина расположена в пределах зоны сохранения фирнового остатка незначительной толщины, препятствующего зимнему охлаждению за счёт низкого коэффициента теплопроводности и тепловыделения при замерзании капиллярной влаги. Отметим, что градиент температуры в верхних горизонтах льда также неоднороден по леднику: в его верховьях (скв. № 1, 3, 4 и 12) он до $1,3$ раз больше, чем на языке (скв. № 6, 6/1). Однако в пределах средней части правой ветви градиент температур во льду с высотой даже несколько уменьшается (скв. № 14, 15). Все эти пространственные различия, очевидно, связаны с воздействием внешних факторов. Поскольку ледник Восточный Грэнфьорд расположен в пределах относительно небольшого перепада высот (около 400 м), влияние высотного градиента температуры воздуха слабо сказывается на различиях в температурах льда в холодный период и практически полностью перекрывается теплоизолирующим эффектом снежного покрова. Из таблицы следует, что уменьшение запаса холода во льду согласуется с увеличением толщины снега.

Рассмотрим подробнее распределение снежного покрова на леднике в конце холодного периода 2013/14 г. (рис. 3, з). Высотный градиент твёрдых осадков обуславливает постепенное увеличение толщины снежного покрова вверх по леднику от 70 до $220-230$ см. Средняя плотность снега в шурфах по результатам полевых измерений изменяется в пределах ледника незначитель-

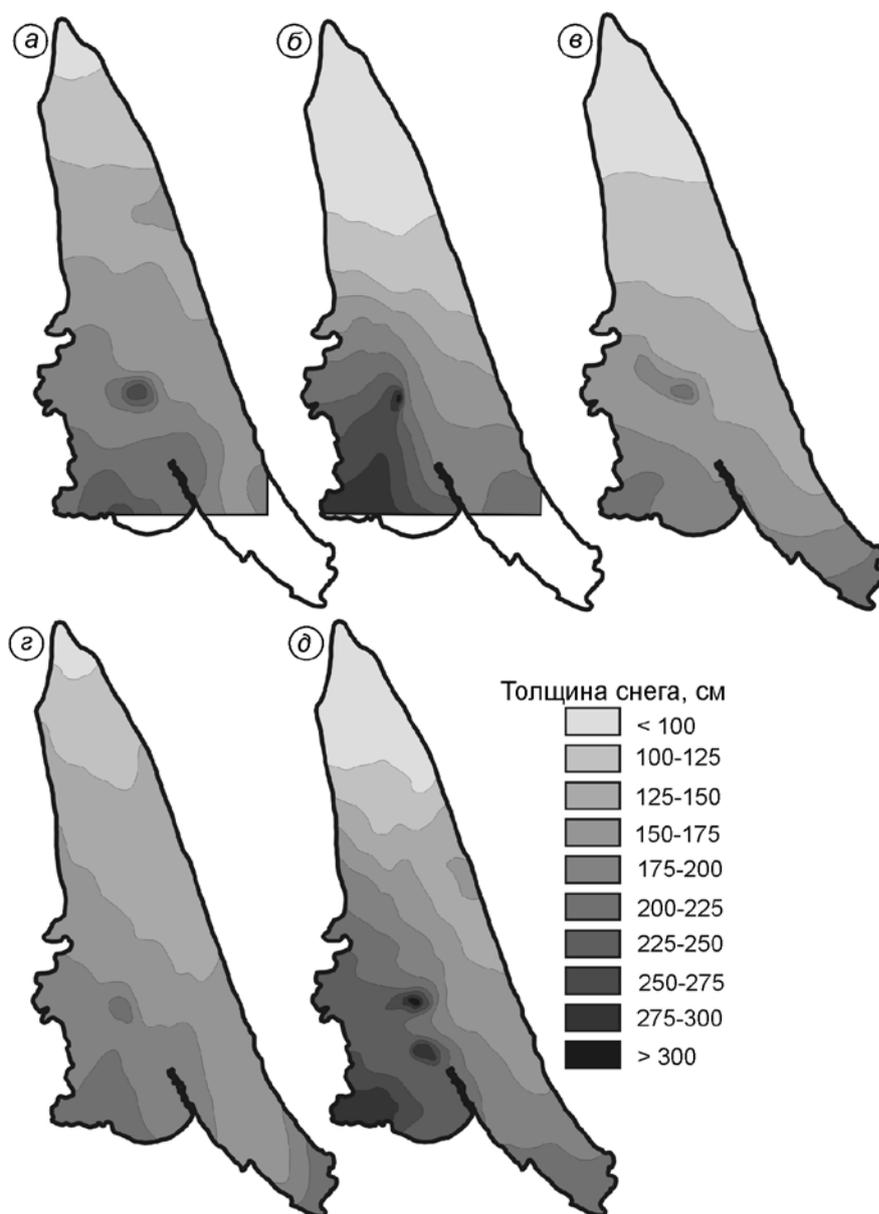


Рис. 3. Толщина снежного покрова на леднике в конце холодного периода:

a – 2010/11; *б* – 2011/12; *в* – 2012/13; *г* – 2013/14; *д* – 2014/15 гг.

Fig. 3. Snow cdepth on glacier in the end of winter:

a – 2010/11; *б* – 2011/12; *в* – 2012/13; *г* – 2013/14; *д* – 2014/15

но (от 360 до 390 кг/м³). Это – довольно высокое значение, которое связано с ветровым уплотнением и частыми оттепелями, характерными для этой части Шпицбергена. Картину высотного распределения снежного покрова нарушает различие в толщине снега на правой и левой ветвях ледника. Как видно из рис. 3, *г*, на одном и том же гипсометрическом уровне разница в толщине снега между ветвями в отдельных точках достигает 60–70 см, что обуславливает разницу в термическом сопротивлении снега при средней плотности около 370 кг/м³ в 1,2–1,4 м²·К/Вт. В целом, для левой ветви характерно большее снегонакопление, чем для правой. Асимметрия в снегозапасе

объясняется метелевым переносом и перераспределением снега. Верхняя часть левой ветви открыта для южных и юго-западных ветров, преобладающих в этом регионе [6] и концентрирующихся в долине ледникового массива Фритьюф – Восточный Грэнфьорд. По мере движения к языку контраст между ветвями уменьшается и в основании ледника постепенно нивелируется. Сравнение данных снегомерных съёмок, выполненных в 2011–2015 гг., показало, что тенденция в асимметричном распределении снега на леднике Восточный Грэнфьорд сохраняется из года в год (см. рис. 3). Изменяется лишь толщина снега в зависимости от снежности зимы.

Обсуждение

Проанализировав данные термозондирования скважин, мы получили картину пространственного распределения температур приповерхностного слоя льда на леднике Восточный Грэнфьорд. Самые тёплые скважины характерны для верхней части ледника, а более холодные — для языка. По мере приближения к языку увеличивается и запас холода. Закономерные изменения температуры льда согласуются с высотным приростом снегозапаса на леднике. В пределах левой ветви коэффициент корреляции R^2 между толщиной снега и запасом холода в верхней 11-метровой толще составляет 0,78, а между толщиной снега и температурами льда на глубине 5 и 10 м — около 0,73. Однако мы обнаружили пространственные различия в температурном строении верхних горизонтов льда левой и правой ветвей ледника. Левая ветвь ледника, хотя и расположена гипсометрически выше, оказалась на 1,5–2 °С теплее правой.

Толщина снега на леднике увеличивается по мере роста высоты поверхности, а также при движении от правой ветви к левой. Уже отмечалось, что подобная неоднородность в распределении снежного покрова сохраняется из года в год (см. рис. 3). На основании данных снегомерных съёмов определена средняя толщина снега на леднике в 2011–2015 гг. (рис. 4, а). Для исследуемого периода рассчитано также среднеквадратичное отклонение этой величины (см. рис. 4, б). Эти данные иллюстрируют не только пространственную, но и временную изменчивость поля снегонакопления на леднике.

С высотой толщина снега на Восточном Грэнфьорде увеличивается на 40–45 см/100 м. Высотный градиент величины снегозапаса неоднороден в пределах ледника. В правой ветви толщина снега увеличивается постепенно примерно на 35–40 см/100 м высоты. Для левой ветви характерен более значительный высотный градиент снегозапаса — до 47 см/100 м высоты. Со сравнительно выположенной седловины снег сдувается вниз по склону и накапливается в нижней части относительно крутого (до 15°) склона вблизи области слияния ветвей. Для этой области, площадью около 0,1 км² (здесь расположена скв. № 4), характерна аномально большая толщина снега (в 2012 г. она составляла 320 см, см. рис. 3, б). Сезонный снег стаивает здесь только в конце авгу-

ста — начале сентября, а в отдельные годы здесь сохраняются небольшие участки фирна. На основании данных о толщине снега и расчёта среднеквадратичного отклонения величины снегозапаса на леднике можно выделить три участка.

Первый участок охватывает язык ледника, для которого характерна небольшая толщина снега (около 100–125 см), поэтому этой области свойственны низкие температуры льда в приповерхностном слое.

На *втором участке* — правая ветвь ледника — толщина снега также незначительна (до 175 см) и практически не изменяется от года к году (среднеквадратичное отклонение составляет 0–20 см). За исключением некоторых областей вблизи края ледника, где вариации в снегозапасе может вносить лавинный снег, из года в год здесь стабильно накапливается относительно мало снега. Наряду с влиянием высотного градиента температуры, на высоте около 280–350 м наблюдаются самые низкие температуры льда. Минимум температур отмечается в средней части этой ветви, несколько ниже границы питания. Лишь в самой верхней части ветви установлены относительно высокие температуры льда за счёт большего снегонакопления и сохранения фирнового остатка. Именно в этой области обнаружен тёплый лёд у основания ледника [7].

В пределах *третьего участка* — левая ветвь ледника — наблюдаются самые высокие температуры льда и наибольшая межгодовая изменчивость снегозапасов. Толщина снега здесь больше, чем в любой другой области ледника, и зависит от ветрового переноса. Левая ветвь находится в более выгодном положении по отношению к преобладающим южному и юго-западному переносу воздушных масс в зимнее время. Даже без учёта метелевого снега, в пределах левой ветви, вероятно, выпадает большее количество осадков, чем в пределах правой, более восточной ветви, отделённой скальной перемышкой. Большое количество снега препятствует охлаждению льда. При среднем значении 175–250 см среднеквадратичное отклонение толщины снега здесь достигает 50–60 см. Для ледника характерны малые скорости движения льда, поэтому влияние этого фактора на термическое состояние ледника незначительно. В процессе исследований установлено, что скорость движения льда на поверхности составляет менее 10 м/год. Это показывает, что годовые вариации толщины снега влияют на терми-

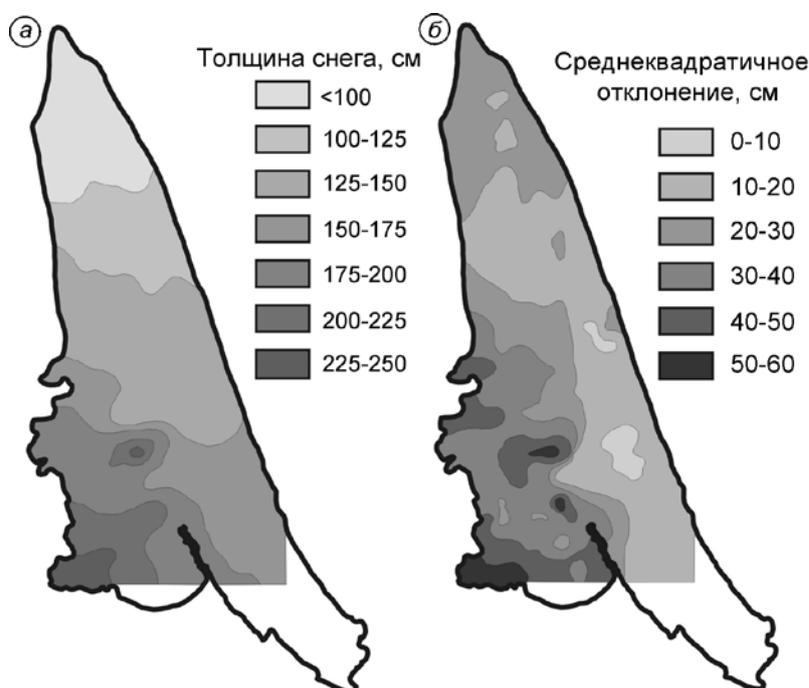


Рис. 4. Среднее значение (а) и среднеквадратичное отклонение (б) толщины снежного покрова на леднике в 2011–2015 гг.

Fig. 4. Mean (а) and standard deviation (б) of snow depth on the glacier in 2011–2015

ческий режим активного слоя в большей степени путём наложения сезонных волн друг на друга.

Материалы снегомерных съёмок однозначно показывают, что для ледника Восточный Грэнфьорд характерно устойчивое пространственное распределение снежного покрова, обусловленное его положением по отношению к влагонесущим потокам. Это позволяет предположить, что из года в год сохраняются и общие черты распределения температур в приповерхностном слое. В настоящее время ледник Восточный Грэнфьорд становится термически всё более неоднородным, что находит отражение в его строении. В последние десятилетия в связи с климатическими изменениями тёплое ядро ледника сокращается значительными темпами [5]. Глубина поверхности раздела холодного и тёплого льда варьирует от 20 м в верховьях левой ветви до 75 и 130 м в пределах правой ветви и языка соответственно [7]. В значительной степени скорость промерзания льда определяется именно условиями вблизи поверхности ледника. Так, в качестве входных параметров модели расчёта холодного слоя ледника [7] используются температура воздуха, продолжительность периода абляции и толщина снежного покрова. На леднике Восточный Грэнфьорд правая ветвь стабильно выхолаживается за счёт небольшого снегонакопления, которое, с одной стороны, обеспечивает низкие температуры льда вблизи основания ак-

тивного слоя, а с другой — увеличивает абляцию. В пределах же левой ветви создаются более благоприятные условия для сохранения тёплого льда за счёт разницы в толщине снега по сравнению с правой ветвью в среднем на 30–50 см. Помимо препятствования проникновению зимнего холода, большая толщина снега здесь сокращает период и общую величину абляции, тем самым стабилизируя толщину холодного слоя.

Заключение

Рассмотрено строение температурного поля приповерхностного слоя льда ледника Восточный Грэнфьорд в конце периода аккумуляции. Установлено, что ведущим фактором, определяющим температуру во льду, служит снежный покров. Увеличение толщины снежного покрова способствует повышению температуры льда и уменьшению запаса холода. Анализ снегомерных съёмок, выполненных в 2011–2015 гг., показал асимметрию в распределении снега на леднике, сохраняющуюся из года в год. Для левой ветви характерен более высокий снегозапас за счёт влияния метелевого переноса снега со стороны ледораздела с ледником Фритьюфа. В пределах правой ветви толщина снега немного превышает толщину на языке ледника. Тесная связь между снегонакоплением и

формированием температур в активном слое ледника в холодный период позволяет предположить, что на современном этапе развития обе ветви ледника имеют разный термический режим. Если правая ветвь ледника стабильно выхолаживается, то для левой характерно большее снегонакопление, поэтому в основании ледника ещё сохраняется широкая область тёплого льда. Эта ветвь ледника значительно более инертна к климатическим изменениям по сравнению с ледником в целом.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00022а и программы ФНИ государственных академий наук на 2013–2020 гг. № 01201352474. Авторы благодарят за помощь в проведении полевых работ участников Шпицбергенской гляциологической экспедиции

И.И. Лаврентьева, В.А. Шишкова, А.В. Кудикова, Г.А. Носенко, С.С. Кутузова, М.Ю. Александрина, С.С. Мацковского, а также сотрудников ААНИИ и Российского научного центра на Шпицбергене.

Acknowledgments. The article was supported by the Russian Foundation for Basic Research (RFBR) grant 14-05-00022a and the program of basic research of the state academies of sciences for 2013–2020 years № 0120135474. We are grateful to participants of the Spitsbergen glaciological expedition: I.I. Lavrentiev, V.A. Shishkov, A.V. Kudikov, G.A. Nosenko, S.S. Kutuzov, M.Y. Alexandrin, V.V. Mastkovskiy and scientific staff the AARI and Russian scientific center on Svalbard for the help in carrying out field measurements.

Литература

1. Чернов Р.А., Васильева Т.В., Кудиков А.В. Температурный режим приповерхностного слоя ледника Восточный Грэнфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и Снег. 2015. № 3 (131). С. 38–46. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46.
2. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х. Изменения толщины и гидротермической структуры ледника Фриттьоф с 1977 по 2005 г. // МГИ. 2006. Вып. 101. С. 157–162.
3. Gusmeroli A., Jansson P., Pettersson R., Murray T. Twenty years of cold surface layer thinning at Storglaciären, sub-Arctic Sweden, 1989–2009 // Journ. of Glaciology. 2012. V. 58. № 207. P. 1–8.
4. Willis I.C., Rippin D.M., Kohler J. Thermal regime changes of the polythermal Loveenbreen, Svalbard. The dynamics and mass budget of Arctic glaciers // Extended Abstracts. Workshop and GLACIODYN (IPY) meeting. 15–18 January 2007, Pontresina, Switzerland. 2007. P. 130–133.
5. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я. Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Гренфьорд и Фриттьоф на Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.
6. Гляциология Шпицбергена / Ред. Е.М. Зингер, Л.С. Троицкий, Л.Р. Серебряный, А.В. Орлов, Г.М. Немцова. М.: Наука, 1985. 200 с.
7. Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И. Гидротермическая структура политермического ледника на Шпицбергене по данным измерений и численного моделирования // Лёд и Снег. 2016. № 2 (134). С. 149–160. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-149-160

References

1. Chernov R.A., Vasilieva T.V., Kudikov A.V. Temperature regime of upper layer of the glacier East Grönfjordbreen (West Svalbard). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2015, 3 (131): 38–46. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-38-46.
2. Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Yu. Ya., Navarro F.J. Changes of depth and hydrothermal structure of Fridtjovbreen Glacier in 1977–2005. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 2006, 101: 157–162. [In Russian].
3. Gusmeroli A., Jansson P., Pettersson R., Murray T. Twenty years of cold surface layer thinning at Storglaciären, sub-Arctic Sweden, 1989–2009. *Journ. of Glaciology*. 2012, 58 (207): 1–8.
4. Willis I.C., Rippin D.M., Kohler J. Thermal regime changes of the polythermal Loveenbreen, Svalbard. The dynamics and mass budget of Arctic glaciers. *Extended Abstracts. Workshop and GLACIODYN (IPY) meeting*. 15–18 January 2007, Pontresina, Switzerland. 2007: 130–133.
5. Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Yu. Ya. Changes of hydrothermal structure of Austre Grönfjordbreen 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.
6. Zinger E.M., Troitskiy L.S., Serebryaniy L.R., Orlov A.V., Nemtsova G.M. (Eds.). *Glyatsiologiya Shpitsbergena. Glaciology of Spitsbergen*. Moscow: Nauka, 1985: 200 p. [In Russian].
7. Sosnovsky A.V., Macheret Yu. Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I. Hydrothermal structure of a polythermal glacier in Spitsbergen by measurements and numerical modeling. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 2 (134): 149–160. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-149-160.