

УДК 551.324 550.361

Поток геотермического тепла в Гренландии и его влияние на модельную топографию ледникового щита

© 2015 г. О.О. Рыбак^{1,2}, В.М. Володин¹, А.П. Невечеря^{1,3}¹Институт вычислительной математики РАН, Москва; ²Филиал Института природно-технических систем, Сочи;³Кубанский государственный университет, Краснодар
orybak@vub.ac.be

Geothermal heat flux in Greenland and its influence upon the ice sheet model topography

O.O. Rybak^{1,2}, V.M. Volodin¹, A.P. Nevecherya^{1,3}¹Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, Moscow;²Branch of Institute of Natural and Technical Systems, Sochi; ³Kuban State University, Krasnodar

Статья принята к печати 29 июня 2015 г.

*Гренландия, деформация льда, климат, климатическая модель, ледниковый щит, математическая модель, модель земной системы, поток геотермического тепла, течение льда.**Climate, climate model, Earth system model, geothermal heat flux, Greenland, ice deformation, ice flow, ice sheet, mathematical model.*

Рассматриваются верификация и последующая коррекция методом математического моделирования поля потока геотермического тепла для дальнейшего применения в численных экспериментах с моделью земной системы, составная часть которой – Гренландский ледниковый щит. Скорректированное поле потока геотермического тепла тестируется как для случая, реконструированного по данным измерений поля сумм атмосферных осадков, так и для поля, сгенерированного простой моделью баланса влаги и тепла, которая служит буфером между моделью общей циркуляции атмосферы и океана и моделью ледникового щита.

The paper describes procedures of verification and subsequent correction by means of mathematical modeling of a field of geothermal heat flux aimed at the following application of the field in numerical experiments with the Earth system model. The main component of the system is the Greenland ice sheet which is investigated here. The corrected field of the geothermal heat flux is tested for a case when the field is reconstructed from data of measured atmospheric precipitation sums as well as for a field generated by means of simple model of the water-heat balance. This simple model is used as a buffer between the general atmosphere circulation model and the ice sheet model.

Введение

Поток геотермического тепла (ПГТ) – важнейшая характеристика, определяющая состояние и эволюцию ледникового щита. Величина ПГТ в значительной степени контролирует температуру льда на нижней границе щита [12, 14]. Повышение температуры до порогового значения (температуры таяния льда, исправленной на давление) – своеобразный спусковой крючок для нескольких важных процессов. Начинается базальное (глыбовое) скольжение, доля которого в общей скорости течения повышается по мере приближения к окраине ледникового щита. Базальное таяние значительно повышает вертикальную скорость, изменяя траектории движения частиц льда [29], на нижней границе появляется лёд значительно «моложе» по сравнению с условиями, когда таяние отсутствует [30]. Таким образом, температура на нижней границе определяет вертикальный профиль температуры и реологические свойства льда.

Наблюдения за потоком геотермического тепла под ледниковыми щитами, по сути, от-

сутствуют и сводятся к немногочисленным измерениям на окраинах (острова в случае Гренландии), где ледниковый покров отсутствует. В математических моделях используют или постоянное значение потока тепла, характерное для горных пород, предположительно подстилающих ледниковый щит (для Гренландии это 42–65 мВт·м⁻² [28]), или меняющееся в пространстве с большей или меньшей степенью схематичности. В обоих случаях это – косвенные оценки ПГТ. Несмотря на значительный прогресс в оценках этой величины в последнее десятилетие, она до сих пор остаётся одной из самых неопределённых характеристик, определяющих динамические процессы на нижней границе ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды [28]. В отличие от Антарктиды, где обнаружены многочисленные подлёдные озёра, наличие которых позволяет определять возможный нижний предел ПГТ [22], в Гренландии аналогичным «ограничителем» могут служить данные о температуре льда, полученные в результате глубокого бурения в нескольких точках, и материалы радиозондирования, позволя-

ющие идентифицировать области интенсивного базального таяния [9].

К настоящему времени с помощью различных методов выполнено три реконструкции поля потока геотермического тепла под Гренландским ледниковым щитом [10, 11, 25, 31]. Для построения этих полей использовались, следуя терминологии [28], «тектоническая», «магнитная» и «сейсмическая» модели. Описание каждой из них выходит за рамки настоящей статьи, их можно найти в соответствующих первоисточниках. Хотя все три поля согласуются на качественном уровне, между ними есть и серьёзные расхождения. Наиболее ранняя реконструкция [25] — наименее детальна, но и другие [11, 31] в некоторых случаях не согласуются с данными измерений в скважинах [12, 28]. Причина, по-видимому, в том, что вариации поля ПГТ в действительности могут быть достаточно велики уже в масштабах ~100 км [6, 9], что значительно меньше разрешения косвенных реконструкций. Большие региональные различия в ПГТ — следствие разнообразных причин: неоднородного распределения радиоактивных источников тепла в земной коре, особенностей циркуляции магмы, вариаций толщины земной коры, вулканической активности и т.д. [10, 11, 25, 31]. Отметим, что ошибки полей ПГТ, восстановленных на основе «магнитной» и «сейсмической» моделей, сопоставимы со значениями самого поля [10, 11, 31].

Несоответствие значений поля потока геотермического тепла данным наблюдений в отдельных точках можно «скорректировать», задавая целевое его значение, при котором модельная температура льда соответствовала бы наблюдаемой [1, 12]. На самом деле результат модельной коррекции поля ПГТ в значительной степени будет зависеть и от конкретной модели, и от способа задания внешних воздействий на ледниковый щит, т.е. от идеализированной его эволюции. Упрощенное описание реологии льда, динамики и термодинамики ледникового щита, реакции литосферы на меняющуюся нагрузку в ледниково-межледниковых циклах — всё это приводит к тому, что модельная геометрия (высота поверхности, толщина льда, очертания ледникового щита), а также трёхмерное поле скоростей могут отклоняться от реальных.

Реконструированное в настоящей работе поле потока геотермического тепла предпола-

гается использовать в численных экспериментах с моделью земной системы. Ледниковые щиты Гренландии и Антарктиды входят в неё в качестве активных компонентов. Для обеспечения обмена данными между климатической моделью INMCM, разработанной в Институте вычислительной математики РАН [32] и представляющей собой основу модели земной системы, и моделью динамики Гренландского ледникового щита [15, 16] в исследовании [2] предложена простая энергобалансовая модель (ЭВБМ-Г). В настоящей статье исследуется влияние поля ПГТ на топографию Гренландского ледникового щита с помощью двух типов полей атмосферных осадков — наблюдаемого и генерируемого ЭВБМ-Г при использовании граничных условий, соответствующих доиндустриальному климату и рассчитанных в INMCM.

Математические модели

Математическая модель Гренландского ледникового щита детально рассмотрена в работах [15, 16], процессы теплообмена — в [14], применяемый для определения скорости абляции алгоритм подсчёта ожидаемого количества дней с положительной температурой (expected positive degree day — EPDD) — в [33], удержание талой воды в массе льда — в [17]. Модель была модифицирована, в частности выполнены оптимизация и параллелизация исходного кода [1]. В настоящей работе используется пространственное разрешение 20×20 км. Вертикальное разрешение (50 слоёв) экспоненциально увеличивается по мере приближения к нижней границе щита.

Эволюция ледникового щита определяется рядами аномалий глобального уровня моря и приземной температуры воздуха [15]. Последняя рассчитывается по синтетическому ряду аномалий $\Delta\delta^{18}\text{O}$ (отклонений от современного значения $\delta^{18}\text{O}$, рис. 1, а), который составлен из нескольких фрагментов: 1) 0–74 тыс. л.н. (лет назад) — ряд GRIP [18]; 2) 74–108 и 116–128,5 тыс. л.н. — ряд NEEM, из которого были вычтены неклиматические компоненты [19]; 3) 108–116 тыс. л.н. — ряд NGRIP [20]; 4) 128,5–210 тыс. л.н. — синтетический ряд [4]; 5) 210–225 тыс. л.н. — перемасштабированный ряд $\delta^{18}\text{D}$ из керна станции

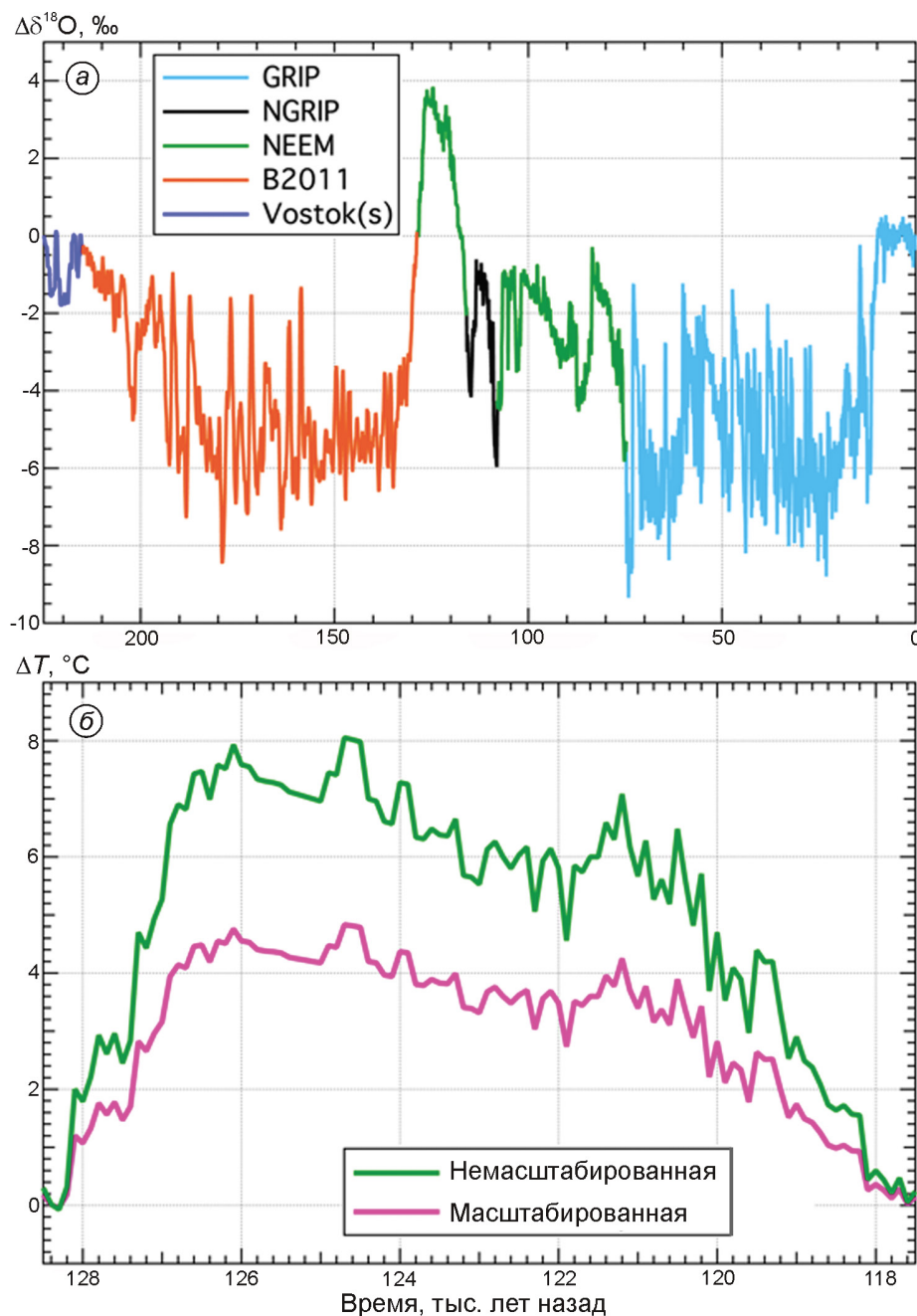


Рис. 1. Ряд форсинга для имитации ледниково-межледниковых циклов:

a – отклонения $\delta^{18}\text{O}$ от современного значения в Центральной Гренландии; составлен по данным глубокого бурения в скв. GRIP, NGRIP и NEEM, синтетическому ряду из [4] (B2011) и перемасштабированных значений $\delta^{18}\text{D}$ из керна антарктической станции Восток (Vostok(s)); *b* – сегмент ряда аномалий приземной температуры воздуха, соответствующий земскому межледниковью, немасштабированные и масштабированные значения

Fig. 1. Forcing record for simulation of glacial-interglacial cycles:

a – $\delta^{18}\text{O}$ anomalies with respect to present day in Central Greenland composed from ice core data at drill sites GRIP, NGRIP and NEEM, synthetic record [4] (B2011), and from the rescaled $\delta^{18}\text{D}$ record from the Antarctic Vostok ice core (Vostok(s)); *b* – segment of the surface air temperature record corresponding to the Eemian interglacial, not scaled and scaled values

Восток [23], в котором аномалии $\delta^{18}\text{D}$ линейно убывают до нуля на отметке 225 тыс. л.н. В сегменте 116–128,5 тыс. л.н. значения ΔT перемас-

штабированы с коэффициентом 0,6 (см. рис. 1, *b*), который определён как оптимальный для оценки земского потепления в Гренландии [1].

Годовая сумма атмосферных осадков в каждой точке ледникового щита параметризуется как экспоненциальная функция аномалий приземной температуры воздуха и современного поля осадков [1, 15], т.е. при сохранении заданной структуры поля осадков в ледниково-межледниковые циклы меняются только значения сумм осадков в каждой точке области пропорционально вариациям приземной температуры воздуха, которые однородны во всей области.

Энерговлагодансовная модель (ЭВБМ-Г) [2] представляет собой логическое развитие идей и подходов, применённых ранее в модели REMBO [27]. REMBO разрабатывалась в качестве буфера между моделью ледникового щита и климатической моделью промежуточной сложности CLIMBER-2, пространственное разрешение которой гораздо меньше (51° (долгота) $\times 10^\circ$ (широта)), чем в INMCM ($5^\circ \times 4^\circ$). В основе модели лежат два уравнения диффузии — тепла и влаги, которые решаются в области размером $70^\circ \times 36^\circ$ с пространственным шагом $0,5^\circ \times 0,4^\circ$. Узлам сетки с пространственным шагом 5° (долгота) $\times 4^\circ$ (широта) на границе области из модели INMCM присваиваются ежедневные среднесуточные значения приземных температур воздуха и удельного влагосодержания, а значения общей облачности задаются всем узлам области. Данные значения интерполируются кубическими сплайнами в пограничные узлы (а облачность во все узлы) области с пространственным шагом сетки $0,5^\circ \times 0,4^\circ$, и уже на этой сетке происходит решение уравнений ЭВБМ-Г (см. рис. 1). Уравнения решаются с шагом по времени один день, а осреднённые за год поля передаются в модель ледникового щита. В настоящей работе модельное поле приземной температуры не используется. Вместо него во всех экспериментах применяется поле, рассчитанное на основе параметризации в зависимости от абсолютной высоты и широты места [15, 16].

Исходные данные

Высота поверхности и толщина льда. Поле абсолютной высоты поверхности Гренландии и поле толщины льда взяты из работы [3].

Атмосферные осадки. В качестве реперного используется поле осадков, восстановленное по

толщине ежегодных слоёв снега/фирна в шурфах и наблюдениям на береговых метеостанциях [21], скорректированное в точках глубокого бурения, если непосредственно наблюденные осадки отличались от восстановленных (далее обозначено как OR91, рис. 2, а). Существуют более современные реконструкции, однако было решено использовать реконструкцию OR91, так как в ней представлены именно суммы осадков, а не скорость аккумуляции. Расхождения между полями осадков и аккумуляции достаточно велики в прибрежных областях, где заметную роль играют жидкие осадки. Ежегодная сумма осадков, рассчитанная в ЭВБМ-Г (см. рис. 2, б) в соответствии с граничными условиями INMCM, в значительной степени зависит от ключевых параметров модели [2]. Последние определялись таким образом, чтобы минимизировать расхождение между расчётным полем и реконструкцией OR91.

Поток геотермического тепла. Исходное поле ПГТ получено с помощью «сейсмической» модели [31] (рис. 3, а). Далее оно будет обозначаться как SR, а поле из работы [11] — как FM.

Численные эксперименты

Коррекция поля ПГТ. Поле SR (см. рис. 3, а) корректировалось с учётом измеренных температур на нижней границе ледникового щита с учётом радиусов влияния по осям x и y (r_x и r_y):

$$G_c(x, y) = G_0(x, y) + [G_t - G_0(x, y)] \exp \left[- \left(\frac{x^2}{r_x^2} + \frac{y^2}{r_y^2} \right) \right], \quad (1)$$

где G_0 — исходное поле SR; G_c — скорректированное поле; G_t — целевое значение ПГТ в скважине.

В общем случае выражение (1) описывает эллипсоидальное влияние G_t на корректируемое поле потока геотермического тепла. Значения G_t выбирались таким образом, чтобы как можно точнее воспроизвести базальную температуру на станциях глубокого бурения. Считалось, что $r_x = r_y$, что делало выражение (1) аналогичным использованному в работе [22]. Поскольку G_t неизвестны, проведена серия численных экспериментов (табл. 1), в которых G_t менялись в пределах, соответствующих представлениям о геологической структуре подстилающих пород (рис. 4). Результирующее поле должно было обе-

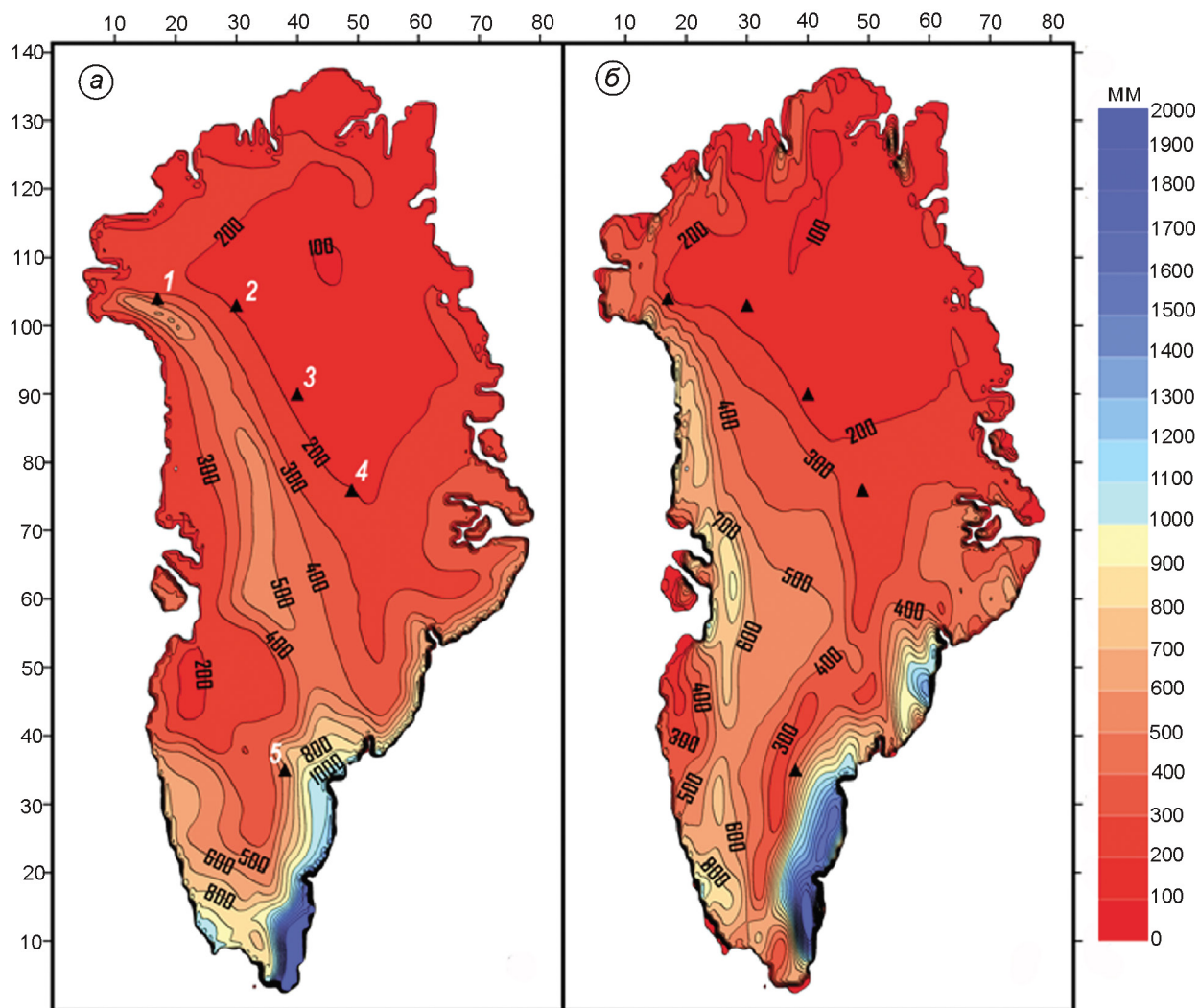


Рис. 2. Поля годовых сумм атмосферных осадков, мм:

a – реконструкция OR91; *б* – модель ЭВБМ-Г; треугольниками обозначены точки глубокого бурения: 1 – Camp Century; 2 – NEEM; 3 – NGRIP; 4 – GRIP; 5 – Dye3; оцифровка на границах области соответствует номерам узлов пространственной сетки по горизонтальным осям

Fig. 2. Annual precipitation fields, mm:

a – reconstruction OR91; *б* – EWBM-G model; triangles indicate deep-drilling sites: 1 – Camp Century, 2 – NEEM, 3 – NGRIP, 4 – GRIP, 5 – Dye3; figures on the frame indicate numbering of gridpoints of the spatial grid along horizontal axes

спечить базальную температуру в четырёх скважинах (Dye3, GRIP, Camp Century [14] и NEEM), максимально близкую к измеренной (табл. 2). На станции NEEM температура была измерена на глубине 2537 м (в 2 м от дна) [26], при этом признаки таяния не установлены. Однако, принимая во внимание достаточную близость измеренной температуры к точке плавления (с учётом поправки на давление), нельзя исключать, что в прошлом такие условия могли возникать.

В пятой точке скв. NGRIP температура льда с учётом поправки на давление обеспечивает та-

яние льда. Поток геотермического тепла в этой точке оценивается в 98 ± 7 мВт·м⁻² [13], однако, по мнению [6], он может достигать 129 мВт·м⁻². Причина такого высокого значения в точке, окружённой областью со значениями, где поток тепла вдвое ниже, достоверно неизвестна, но есть предположение, что окрестности станции NGRIP сложены относительно молодыми изверженными породами [9]. По мнению [20, 24], в отдельных районах Центральной и Северной Гренландии значения потока геотермического тепла могут достигать 140 мВт·м⁻². Это может

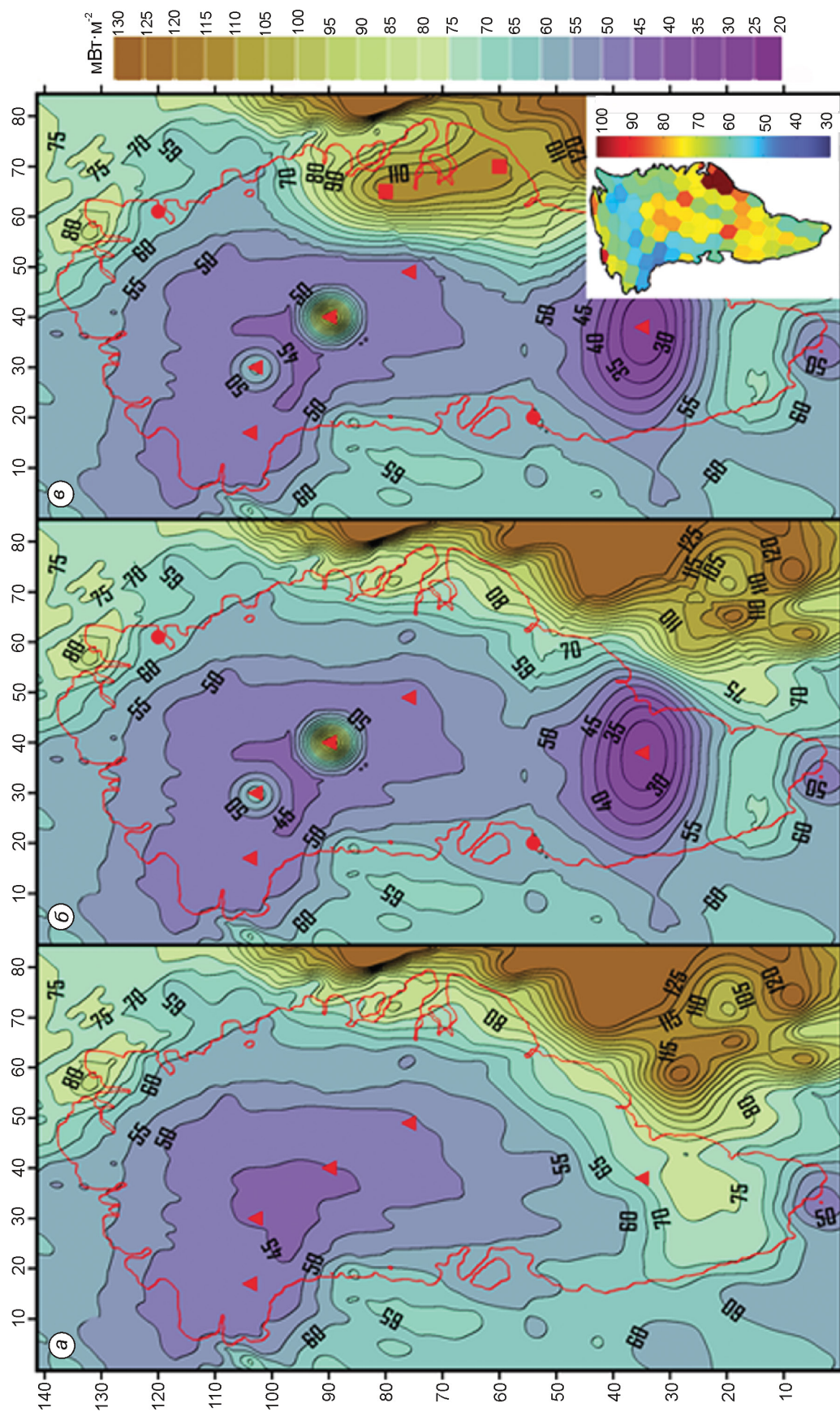


Рис. 3. Поля потока геотермического тепла (ПГТ) в Гренландии и её окрестностях, $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$:

а – «сейсмическая» реконструкция SR с контрольными и коррекционными точками; *б* – исправленное SR поле без учёта коррекционных точек в Восточной Гренландии; *в* – исправленное SR поле с учётом коррекционных точек в Восточной Гренландии; на врезке – «магнитная» реконструкция FM, показывающая повышенные значения ПГТ в Восточной Гренландии; красными квадратами показаны точки корректировки в Восточной Гренландии, красными кружками – контрольные точки, где проводились измерения ПГТ. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

Fig. 3. Geothermal heat flux (GHF) fields in Greenland and surroundings, $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$:

a – «seismic» reconstruction SR with target and control points; *б* – corrected field without target points in Eastern Greenland; *в* – corrected SR field with target points in Eastern Greenland, shown in the inset is the «magnetic» reconstruction FM with enhanced GHF values in Eastern Greenland; red squares indicate correction points in Eastern Greenland, red circles show control points, where GHF was measured. Other definitions as in Fig. 2.

Таблица 1. Описание численных экспериментов второй серии

Номер эксперимента	Поле осадков	Климатические циклы	ddf , мм·день ⁻¹	ddf_i , °C ⁻¹	Поле ПГТ
1	OR91	Нет	3,0	8,0	SR исходное (см. рис. 3, а)
2		Да	3,0	8,0	
3			3,0	8,0	SR скорректированное без Восточной Гренландии (см. рис. 3, б)
4		Нет	3,0	8,0	
5		Да	3,0	8,0	
6	EWBM	Нет	3,0	8,0	
7		Да	3,0	8,0	SR скорректированное (см. рис. 3, в)
8			4,0	9,0	
9			4,5	9,5	
10			5,0	10,0	

Таблица 2. Значения потока геотермического тепла в точках глубокого бурения в Гренландии, мВт м⁻²

Коррекционные точки	Camp Century	NEEM	NGRIP	GRIP	Dye3	T ₃	T ₄
SR, мВт м ⁻²	46,6	44,6	44,7	49,5	71,4	64,2	83,8
Вариации потока геотермического тепла в первой серии экспериментов ΔG_b , мВт м ⁻²	36–55	41–65	86–120	36–55	16–35	110	110
Радиусы влияния, км:							
r_x	100	80	80	100	400	160–280	160–280
r_y	100	80	80	100	240	160–280	160–280

быть связано с тем, что в центральных областях острова аномально тонкая земная кора [24].

Какова бы ни была причина региональных вариаций ПГТ, целевое значение для коррекции по скв. NGRIP можно указать только ориентировочно. Так, определённое на достаточно простой стационарной модели оптимальное значение скорости базального таяния M_b , равное 2,7 мм·год⁻¹ [13], приводит к значительному завышению залегания эемского льда. Более высокие значения таяния (например, 6,1–8,2 мм·год⁻¹ [6] или 7,5 мм·год⁻¹ [8]) приводят к полному или частичному исчезновению в модельном ледяном керне эемского слоя. Установлено [20], что возраст придонного льда в скв. NGRIP составляет 123,5 тыс. лет, что, согласно нашим предварительным расчётам, реализуемо при современной скорости базального таяния около 5 мм·год⁻¹. Это значение, промежуточное между оценками [8] и [13], и было выбрано в качестве целевого для коррекции поля ПГТ.

Предварительные исследования модельной топографии показали присутствие систематических искажений, для сглаживания которых необходимо, чтобы поле ПГТ между станцией NGRIP и бе-

реговой линией было скорректировано, как показано на рис 3, в. В пользу этого предположения косвенно свидетельствует то обстоятельство, что в поле потока геотермического тепла, построенного на основе «магнитной» модели у восточного побережья Гренландии, присутствует область с ПГТ более 100 мВт·м⁻² (врезка на рис 3, в). Для исправления поля в этой области применялась эллипсоидальная корректировка в двух точках с $r_x \neq r_y$.

Численные эксперименты. Выполнено две серии численных экспериментов. В первой серии (70 экспериментов: 35 с полем осадков OR91 и 35 с полем осадков ЭВБМ-Г) вёлся поиск оптимальных значений поля ПГТ в точках бурения, которые удовлетворяли бы значениям базальной температуры (см. табл. 2). Для этих целей поле ПГТ изменяли в пределах, указанных в табл. 1, с шагом 1 мВт м⁻². Достаточно широкие пределы изменения потока геотермического тепла объясняются тем, что *a priori* непонятно, насколько велики будут отклонения базальной температуры при использовании поля осадков ЭВБМ-Г. Контрольные точки расположены на побережье Гренландии (см. рис. 3, б, в), где были проведены инструментальные измерения потока геотерми-

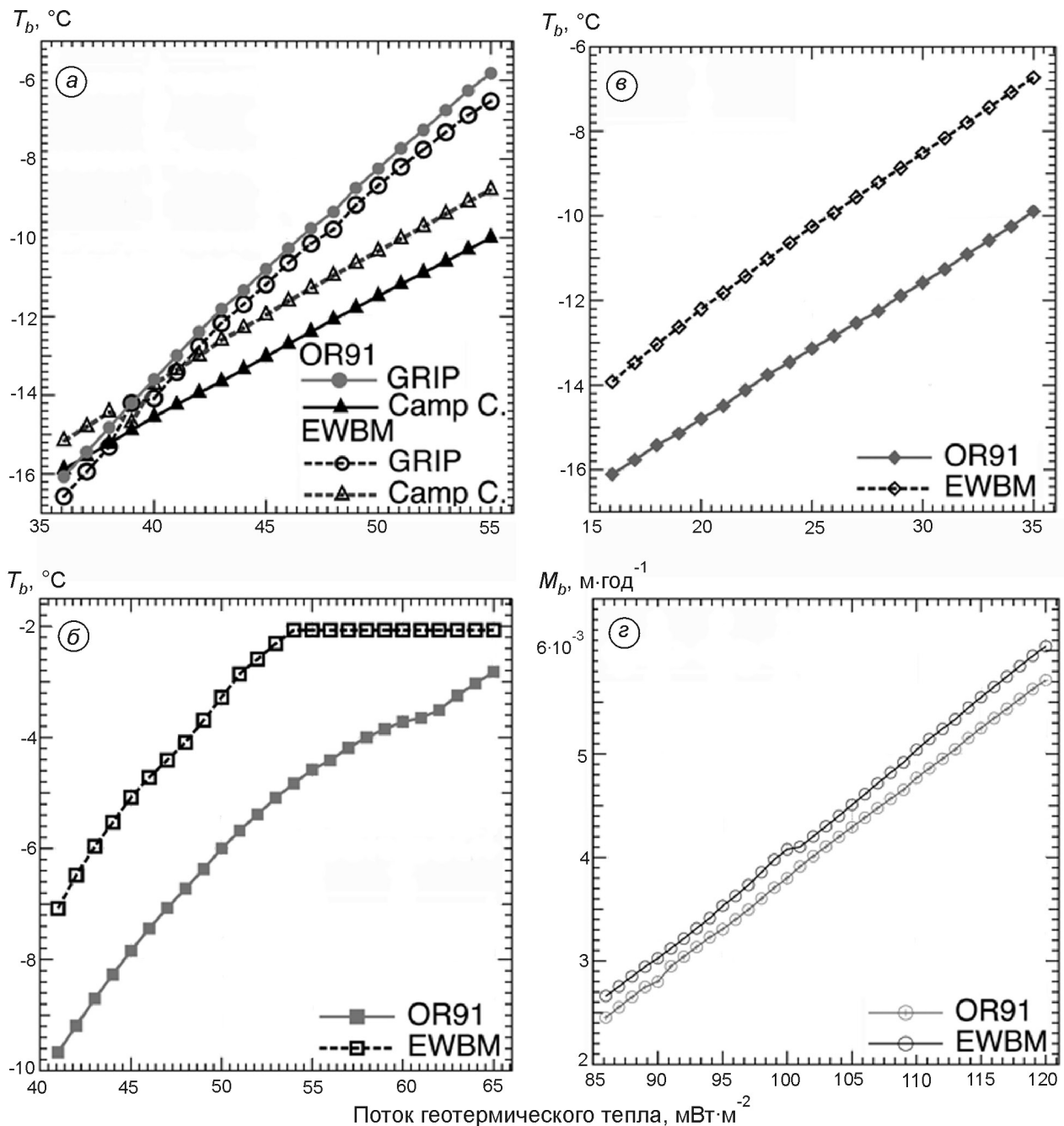


Рис. 4. Базальная температура T_b как функция потока геотермического тепла в скв. GRIP и Camp Century (а), NEEM (б) и Dye3 (в); скорость базального таяния M_b как функция потока геотермического тепла в скв. NGRIP (г).

Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 4. Basal temperature T_b as a function of GHF in boreholes GRIP and Camp Century (a), NEEM (б) and Dye3 (в); basal melt rate M_b as a function of GHF in NGRIP borehole (г).

Other definitions as in Fig. 2.

ческого тепла [24]. Исходное поле корректировалось также в Восточной Гренландии (коррекционные точки T_3 и T_4 в табл. 2 и на рис. 3, в) в соответствии с полем FM (врезка на рис. 3, в).

В этом районе значения ПГТ в соответствии с оценками FM достигают 110 мВт·м⁻², однако в исходном поле SR характерные значения этого поля значительно ниже (см. табл. 2). Для послед-

них двух коррекционных точек значения потока геотермического тепла оставались неизменными, однако варьировали с радиусами влияния и в небольших пределах с координатами точек. Радиусы влияния для всех коррекционных точек выбирались таким образом, чтобы их максимальное воздействие на исходное поле потока геотермического тепла не влияло на значение в соседних коррекционных или контрольных точках на побережье (см. табл. 2). Предельным считалось изменение на 5% от абсолютной разности между целевым и исходным полями. Ниже этого предела коррекция не проводилась. Введение предела позволило вести коррекцию независимо в каждой точке. Радиусы влияния (100 км) и целевые значения в контрольных точках (значения исходного поля SR) T_1 и T_2 не менялись.

Во второй серии тестировалось скорректированное поле потока геотермического тепла (эксперименты 3–10 в табл. 1). Для сравнения результатов выполнено два эксперимента с нескорректированным полем (эксперименты 1 и 2) и с полем, коррекция которого велась без использования точек в Восточной Гренландии (эксперимент 3). Интегрирование начиналось с поля наблюденной топографии. Далее достигалось равновесное состояние ледникового щита (после 200 тыс. модельных лет), соответствующего межледниковью (эксперименты 1, 4 и 6). Затем воспроизводилась история Гренландского ледникового щита за последние 225 тыс. лет (последние два ледниково-межледниковых цикла, эксперименты 2, 3, 5, 7–10) в соответствии с реконструированными температурными изменениями (см. рис. 1). В экспериментах 1–5 задействовано поле осадков OR91, в остальных – поле ЭВБМ-Г. Суммы осадков менялись пропорционально изменениям температуры воздуха [1, 15]. Эксперименты 8–10 были проведены для исследования чувствительности результатов к выбору параметров в схеме расчёта скорости абляции.

Результаты и обсуждение

Базальная температура в контрольных точках в результате применения исходного (нескорректированного) поля SR (эксперименты 1 и 2) значительно отличается от наблюденной во всех точках, кроме GRIP, в окрестностях которой поток

Таблица 3. Придонная температура льда, °C, в точках глубокого бурения в Гренландии (для станции NGRIP – скорость базального таяния, мм·год⁻¹)

Номер эксперимента	Camp Century	NEEM	NGRIP	GRIP	Dye3
Наблюдения	–13,00	–3,40	5,00*	–8,50	–13,22
Результаты экспериментов					
1	–9,54	–2,78	0	–7,03	0
2	–12,49	–8,05	0	–8,49	–1,64
3	–14,30	–6,82	4,24	–11,29	–14,46
4	–9,95	pmp**	6,00	–6,95	–18,77
5	–13,01	–3,48	4,71	–8,54	–13,10
6	–8,46	pmp	6,61	–6,31	–4,04
7	–10,03	–2,86	5,65	–8,20	–8,16
8	–11,95	–3,64	4,99	–9,06	–10,50
9	–11,91	–3,84	4,97	–8,93	–10,70
10	–10,99	–3,88	5,09	–8,39	–10,78

*Наиболее вероятная косвенная оценка; **pmp (pressure melting point) – базальная температура с учётом поправки на давление достигает точки плавления.

геотермического тепла воспроизводится «сейсмической» моделью, по-видимому, максимально корректно. Это косвенным образом подтверждают и результаты других экспериментов с «включённым» климатическим циклом: отклонения модельных значений T_b от наблюденных во всех случаях крайне незначительны при номинальной корректровке исходного ПГТ всего 0,1 мВт·м⁻². Очевидно, что включение в эксперимент ледниково-межледниковых циклов снижает осреднённую по площади базальную температуру. Причины этого – вертикальная адвекция относительно более холодного льда в течение последнего ледникового периода и исчезновение относительно более тёплого придонного льда предыдущего (эмского) межледниковья (130–115 тыс. л.н.) в обширных областях, подверженных базальному таянию. Так, на станции NGRIP условия для базального таяния отсутствуют ($T_b = -4,54$ °C в эксперименте 1 и $T_b = -7,50$ °C в эксперименте 2 – без поправок на давление), что противоречит наблюдениям (табл. 3). Однако на фоне понижения средней температуры на станции Dye3 температура растёт и с учётом поправки на давление достигает температуры плавления в эксперименте 1 и приближается к ней в эксперименте 2.

Роль климатического цикла показательна для станции NEEM – даже нескорректированный

Таблица 4. Значения потока геотермического тепла в точках глубокого бурения в Гренландии, мВт м⁻²

Значения	Станция				
	Camp Century	NEEM	NGRIP	GRIP	Dye3
Оптимальные: для поля OR91	45,0	62,4	112	49,4	25,3
для поля ЭВБМ-Г	42,0	49,5	110	50,4	17,6
По оценке: [14]	50,8	—*	—	49,1	18,5
[12]	60	—	135	50	20

*На момент публикации работ [12] и [14] скважины ещё не были пробурены.

(заниженный) исходный ПГТ достаточен для достижения температуры таяния. Определённые в результате первой серии экспериментов (см. рис. 4) оптимальные для заданных модельных параметров значения ПГТ (табл. 4) показывают, что максимальная корректировка необходима для станций Dye3 на юге Гренландии и на станции NGRIP в центральной части. Здесь ошибки исходного поля очевидны. Заметим, что в ранних работах [12, 14] определены более низкие по сравнению с нашей оценкой целевые значения потока геотермического тепла на Dye3 и более высокие — на Camp Century, а в работе [12] — более высокое значение потока геотермического тепла на NGRIP. Оценки для станции NEEM в этих работах не проводились, так как бурение на ней было завершено летом 2010 г. На примере керна NEEM видно, что в условиях достаточно высокой пространственной изменчивости поля ПГТ в Гренландии предварительные модельные оценки базальной температуры и связанные с этим оценки возраста придонного льда и глубины залегания льда, относящегося к определённому периоду в прошлом, могут давать в корне неверный результат [7].

Исходное «сейсмическое» поле потока геотермического тепла потребовало принципиальной коррекции в двух областях — в окрестностях станции Dye3 на юге острова и в окрестностях станций NGRIP и NEEM в центральной части. В последнем случае речь идёт именно о двух точках, поскольку между ними пролегает северная граница, оконтуривающая область базального таяния. Южная граница находится между станциями NGRIP и GRIP, корректировка ПГТ на

ней не требовалась. Отклонения T_b и M_b (в случае NGRIP) от целевых значений в экспериментах 7–10 с использованием модельного поля осадков и поля ПГТ, откалиброванного в экспериментах с наблюдаемым полем OR91, не принципиальны, за исключением станции NEEM (см. рис. 4, б). В последнем случае использование значения 62,4 мВт·м⁻² (см. табл. 1) приводит к возникновению базального таяния, вероятно, по причине несколько заниженной модельной скорости аккумуляции (0,18 м·год⁻¹ в ледяном эквиваленте) по сравнению с реальной (0,22 м·год⁻¹ в ледяном эквиваленте). Таким образом, с учётом описанных здесь неопределённостей в оценках ПГТ, для применения в модели земной системы можно использовать поле, откалиброванное в численных экспериментах с наблюдаемым полем осадков OR91 с единственным отличающимся (пониженным до 49,5 мВт м⁻²) целевым значением на станции NEEM.

Корректировка поля потока геотермического тепла в Восточной Гренландии (точки T_1 и T_2) обусловлена теми искажениями топографии, которые возникают, если коррекция в данных точках не проводится (эксперименты 1–3). В определённых обстоятельствах применение поля может привести к смещению модельного топографического купола на 200–300 км к северо-востоку или к возникновению второго купола как на рис. 5, в. Увеличение ПГТ в этой области в соответствии с «магнитной» моделью (врезка на рис. 3, в) позволяет нивелировать этот эффект и получить более реалистичное поле высоты поверхности (сравним изолинии 3000 м на рис. 5, б, в и 5, г–е).

Топографические характеристики ледникового щита. В качестве реперных мы используем значения $V_G = 2,919$ млн км³ и $S_G = 1,658$ млн км². Значение V_G , по-видимому, крайне незначительно (на 0,4%) отличается от указанного в первоисточнике данных [3] значения — 2,931 млн км³. Вероятная причина расхождения обусловлена тем, что в нашей работе подсчёт вёлся только по заполненным льдом 20-километровым ячейкам, а в работе [3] использовано пространственное разрешение 5 км, что существенно для результатов расчётов на окраине ледника. В результатах численных экспериментов обращают на себя внимание два следствия включения климатических циклов в численные эксперименты.

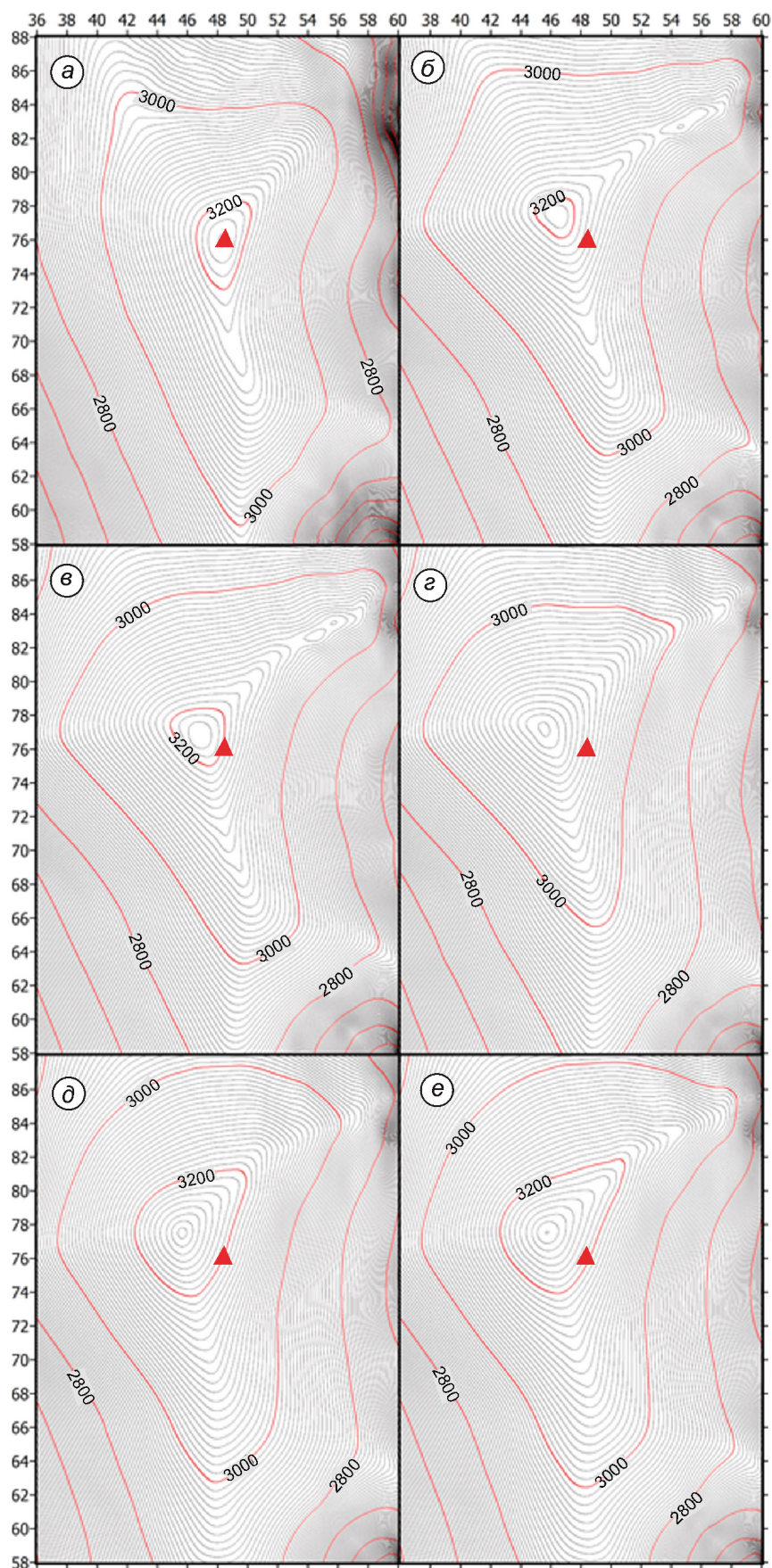


Рис. 5. Высота поверхности Гренландского ледникового щита вокруг Северного купола, м:

a — наблюдаемая; *б–е* — модельная: эксперименты 1 (*б*), 3 (*в*), 5 (*г*), 9 (*д*), 10 (*е*); красный треугольник показывает положение скв. GRIP; оцифровка на границах областей соответствует номерам узлов пространственной сетки по горизонтальным осям (как на рис. 2, но с большим разрешением)

Fig. 5. Surface elevation of the Greenland ice sheet in the area around Northern Dome, m:

a — observed; *б–е* — modelled: experiments 1 (*б*), 3 (*в*), 5 (*г*), 9 (*д*), 10 (*е*); red triangle shows the position of GRIP drill site; figures on the frames indicate numbering of gridpoints of the spatial grid along horizontal axes (similar Fig. 2, but with bigger resolution)

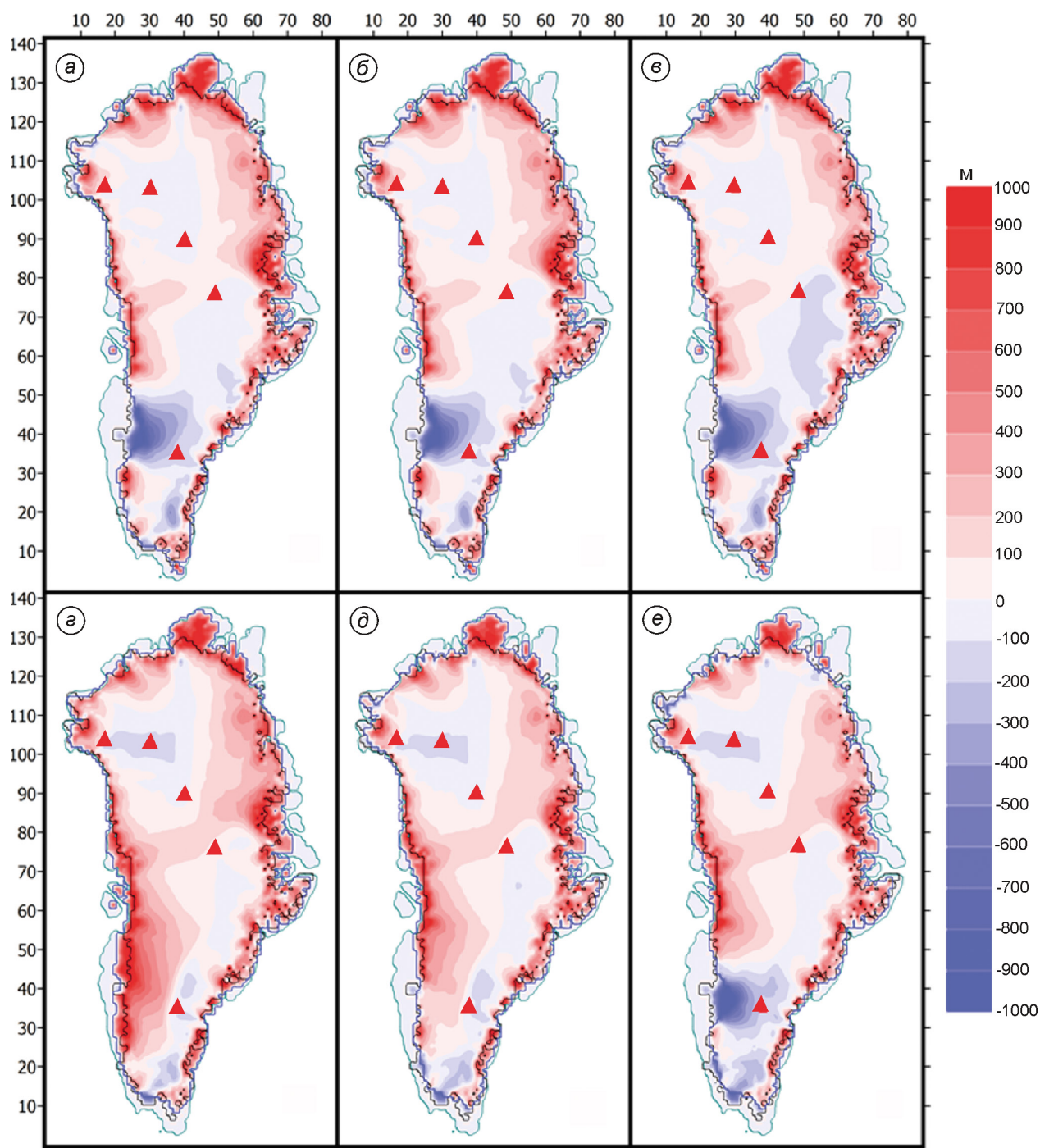


Рис. 6. Отклонения модельной толщины льда Гренландского ледникового щита от наблюдаемой (м) в экспериментах 1 (а), 3 (б), 5 (в), 7 (г), 9 (д) и 10 (е).

Остальные условные обозначения см. на рис. 2 и 5

Fig. 6. Deviations of the Greenland ice sheet model ice thickness (m) from the observed one in experiments 1 (a), 3 (б), 5 (в), 7 (г), 9 (д) and 10 (e).

Definitions as in fig. 2 and 5

1. Сокращение средней квадратической ошибки определения модельных высоты поверхности и толщины льда от исходных реальных (табл. 5)

по сравнению со случаями, где цикл не включался. Сокращение финальных площади и объёма ледникового щита в экспериментах с климатиче-

Таблица 5. Результаты численных экспериментов второй серии

Номер эксперимента	Объём модельного ледникового щита V_G , млн км ³ (в знаменателе – относительная ошибка, %)	Площадь модельного ледникового щита S_G , млн км ² (в знаменателе – относительная ошибка, %)	Среднеквадратическое отклонение модельного ледникового щита от наблюдаемого [3], м		Базальная температура, осреднённая по всей площади модельного ледникового щита $\langle T_b \rangle$, °C	Отношение площади аккумуляции к площади абляции, %
			для высоты поверхности σ_Z	для толщины льда σ_H		
1	3,27/12,0*	1,886/13,8	266,9	323,0	–3,56	24,0
2	3,16/8,3	1,832/10,5	221,1	273,5	–4,88	46,6
3	3,15/7,9	1,823/10,0	225,0	282,7	–5,33	47,5
4	3,25/11,3	1,883/13,6	262,4	317,4	–3,44	24,0
5	3,11/6,5	1,820/9,8	216,6	277,4	–4,64	47,0
6	3,26/11,7	1,887/13,8	267,2	321,4	–3,56	24,6
7	3,34/14,4	1,894/14,2	265,0	311,7	–4,99	32,6
8	3,25/11,3	1,836/10,7	229,0	277,5	–4,84	38,4
9	3,21/10,0	1,805/8,9	212,2	261,8	–4,82	41,7
10	3,11/6,5	1,721/3,8	214,4	267,9	–4,81	47,5

*Ошибки рассчитываются относительно наблюдаемых значений в [3].

ским циклом происходит при использовании поля OR91, и некоторое увеличение отмечается в случае применения модельного поля ЭВБМ-Г. Последнее обстоятельство корректируется увеличением значений чувствительности скорости таяния снега и льда (degree-day factors – $ddfs$ и $ddfi$) к повышению температуры воздуха (эксперименты 8–10).

2. Существенное увеличение области абляции, что, собственно, вызывает снижение σ_Z и σ_H . Вопрос о корректных значениях $ddfs$ и $ddfi$ для применения в математических моделях ледниковых щитов совсем не прост, и его детальное исследование выходит за рамки настоящей работы. Вообще, метод подсчёта градусо-дней даёт значительный разброс значений $ddfs$ и $ddfi$ [5] в зависимости от температуры воздуха, интенсивности турбулентного обмена и т.д. В связи с этим неудивительно, что для достижения соотношения финальных площадей абляции и аккумуляции и соответственно сходных σ_Z и σ_H при применении различных полей атмосферных осадков могут потребоваться различные $ddfs$ и $ddfi$. Отметим, что и отклонение контуров модельных щитов от реальных в юго-западной Гренландии аналогично в экспериментах 5 и 10 (рис. 6, в, е): снижение σ_Z и σ_H для ледника в целом компенсируется значительным увеличением в той его части, которая критически чувствительна к параметризации абляции.

В целом, модель завышает объём и площадь Гренландского ледникового щита (см.

табл. 5). При минимальных σ_Z и σ_H (эксперимент 9) ошибка модельного объёма составляет 10%, а площадь – около 9%. Меньшие значения ошибок в экспериментах 5 и 10 соответствуют и большему искажению очертаний ледника в юго-западной части. Для принятых в модели значений параметров (отклонения при которых минимальны) основное несоответствие толщины ледникового покрова приходится на окраинные области при минимальных отклонениях в центральных областях щита (см. рис. 6). Это соответствует другим исследованиям с аналогичными моделями [12, 27, 28] и, по-видимому, связано с использованием упрощенного описания поля скорости течения в рамках аппроксимации мелкого льда и недостатками в схеме расчёта скорости абляции.

Заключение

Исследовано влияние геотермического тепла на модельный Гренландский ледниковый щит. Основная цель исследования – корректировка поля потока геотермического тепла, построенного на основе косвенного «сейсмического» метода таким образом, чтобы оно соответствовало немногочисленным наблюдениям за базальной температурой в глубоких скважинах и не искажало конфигурацию щита в окрестностях топографического Северного купола. Полученное

с использованием наблюденных атмосферных осадков поле удовлетворяет этим требованиям. В связи с тем, что модель ледникового щита Гренландии предполагается использовать в модели земной системы, выполнено тестирование полученного поля потока геотермического тепла в численных экспериментах, в которых было задействовано поле осадков, сгенерированное простой энергобалансовой моделью ЭБВМ-Г с применением граничных условий, рассчитанных в климатической модели INMCM для доиндустриального климата. Показано, что модельные значения базальной температуры в контрольных точках (глубоких скважинах) не сильно отличаются от значений, рассчитанных с применением наблюденного поля осадков. Исключение составляет станция NEEM, где потребовалась дополнительная корректировка поля.

Численные эксперименты показали, что модель ледникового щита недостаточно реалистично воспроизводит поле толщины льда по окраинам щита при удовлетворительном соответствии наблюдениям в центральных областях ледника. Перспектива использования модели ледникового щита Гренландии как части модели земной системы в численных экспериментах большой длительности не позволяет применить приближения более высокой степени точности, чем SIA, из-за значительного (на порядки) роста времени вычислений. В то же время применение балансового метода для расчёта скорости абляции (как описано в [2]) должно обеспечить большую точность расчётов.

Благодарности. Авторы благодарны Ф. Хёбрехтсу (Р. Huybrechts), сотруднику Свободного университета Брюсселя (Бельгия), за предоставление кода модели ледникового щита.

Исследование выполнено в Институте вычислительной математики РАН при поддержке Российского научного фонда (проект №14-27-00126 «Исследование климата Земли с помощью перспективной модели земной системы»).

Литература

1. Рыбак О.О., Хёбрехтс Ф. Гренландский ледниковый щит на пике потепления предыдущего межледникового // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 91–101.
2. Рыбак О.О., Володин Е.М. Использование энергобалансовой модели для включения криосферной компоненты в климатическую модель. Часть I. Описание модели и расчетные климатические поля приземной температуры воздуха и осадков // Метеорология и гидрология. 2015 (в печати).
3. Bamber J.L., Ekholm S., Krabill W.B. A new, high resolution digital elevation model of Greenland fully validated with airborne laser altimeter data // Journ. of Geophys. Research. 2001. V. 106. P. 6733–6745.
4. Barker S., Knorr G., Edwards R.L., Parrenin F., Putnam A.E., Skinner L.C., Wolff E., Ziegler M. 800,000 years of abrupt climate variability // Science. 2011. V. 334. P. 347–351. doi: 10.1126/science.1203580
5. Braithwaite R.J. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy balance modelling // Journ. of Glaciology. 1995. V. 41. № 137. P. 155–160.
6. Buchardt S.L., Dahl-Jensen D. Estimating the basal melt rate at NorthGRIP using a Monte Carlo technique // Annals of Glaciology. 2007. V. 45. P. 137–142.
7. Buchardt S.L., Dahl-Jensen D. At what depth is the Eemian layer expected to be found at NEEM? // Annals of Glaciology. 2008. V. 48. P. 100–103.
8. Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Gogineni S.P., Miller H. Basal melt at North GRIP modeled from borehole, ice-core and radio-echo sounding observations // Annals of Glaciology. 2003. V. 37. P. 207–212.
9. Fahnestock M., Abdalati W., Joughin I., Bozena J., Gogineni P. High Geothermal Heat Flow, Basal Melt, and the Origin of Rapid Ice flow in Central Greenland // Science. 2001. V. 294. P. 2338–2342.
10. Fox Maule C., Purucker M.E., Olsen N., Mosegaard K. Heat Flux Anomalies in Antarctica Revealed by Satellite Magnetic Data // Science. 2005. V. 309. P. 464–467.
11. Fox Maule C., Purucker M.E., Olsen N. Inferring magnetic crustal thickness and geothermal heat flux from crustal magnetic field models. Estimating the geothermal heat flux beneath the Greenland ice sheet. Danish Climate Centre Report 09-09. Danish Meteorological Institute, Ministry for Climate and Energy, Copenhagen, 2009. 33 p.
12. Greve R. Relation of measured basal temperatures and the spatial distribution of the geothermal heat flux for the Greenland ice sheet // Annals of Glaciology. 2005. V. 42. P. 424–432.
13. Grinsted A., Dahl-Jensen D. A Monte Carlo tuned model of the flow in the NorthGrip area // Annals of Glaciology. 2002. V. 35. P. 527–530.
14. Huybrechts P. Basal temperature conditions of the Greenland ice sheet during the glacial cycles // Annals of Glaciology. 1996. V. 23. P. 226–236.
15. Huybrechts P. Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Ant-

- arctic ice sheets during the glacial cycles // *Quaternary Science Reviews*. 2002. V. 21. P. 203–231.
16. Huybrechts P., de Wolde J. The Dynamic Response of the Greenland and Antarctic Ice Sheets to Multiple-Century Climatic Warming // *Journ. of Climate*. 1999. V. 12. P. 2169–2188.
 17. Janssens I., Huybrechts P. The treatment of meltwater retention in mass-balance parameterizations of the Greenland ice sheet // *Annals of Glaciology*. 2000. V. 31. P. 133–140.
 18. Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Stef-fensen P., Clausen H.B., Miller H. Masson-Delmotte V., Sveinbjörnsdottir A.E., White J. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Ren-land and NorthGRIP // *Journ. of Quaternary Science*. 2001. V. 16. P. 299–307.
 19. NEEM community members. Eemian interglacial re-constructed from a Greenland folded ice core // *Nature*. 2013. V. 493. P. 489–494.
 20. North Greenland Ice Core Project members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // *Nature*. 2004. V. 431. P. 147–151.
 21. Ohmura A., Reeh N. New precipitation and accumula-tion map for Greenland // *Journ. of Glaciology*. 1991. V. 37. P. 140–148.
 22. Pattyn F. 2010. Antarctic subglacial conditions inferred from a hybrid ice sheet/ice stream model // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 295. P. 451–461.
 23. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappel-laz J., Davis M.E., Delaygue G., Delmotte M., Kot-lyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. P. 429–436.
 24. Petrunin A., Rogozhina I., Vaughan A.P.M., Kuk-konen I.T., Kaban M., Koulakov I., Thomas M. Heat flux variations beneath central Greenland's ice due to anomalously thin lithosphere // *Nature Geoscience*. 2013. V. 6. P. 746–750.
 25. Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set // *Reviews of Geophysics and Space Physics*. 1993. V. 31. № 3. P. 267–280.
 26. Popp T.J., Hansen S.B., Sheldon S.G., Schwander J., Johnson J.A. Drilling into debris-rich basal ice at the bottom of the NEEM (Greenland) borehole // *Annals of Glaciology*. 2014. V. 55. P. 199–206.
 27. Robinson A., Calov R., Ganopolski A. An efficient re-gional energy-moisture balance model for simula-tion of the Greenland Ice Sheet response to climate change // *The Cryosphere*. 2010. V. 4. P. 129–144.
 28. Rogozhina I., Hagedoorn J.M., Martinec Z., Fleming K., Soucek O., Greve R., Thomas M. Effects of uncertain-ties in the geothermal heat flux distribution on the Greenland Ice Sheet: An assessment of existing heat flow models // *Journ. of Geophys. Research*. 2012. V. 117. F02025. doi:10.1029/2011JF002098
 29. Rybak O., Huybrechts P. A comparison of Eulerian and Lagrangian methods for dating in numerical ice sheet models // *Annals of Glaciology*. 2003. V. 37. P. 150–158.
 30. Rybak O., Huybrechts P. Sensitivity of the EDML ice core chronology to geothermal heat flux // *МГН*. 2008. Вып. 105. С. 35–40.
 31. Shapiro N.M., Ritzwoller M.H. Inferring surface heat flux distributions guided by a global seismic model: particular application to Antarctica // *Earth and Plan-etary Science Letters*. 2004. V. 223. P. 213–224.
 32. Volodin E.M. The mechanism of multidecadal vari-ability in the Arctic and North Atlantic in climate model INMCM4 // *Environmental Research Letters*. 2013. V. 8. doi:10.1088/1748-9326/8/3/035038
 33. Zweck C., Huybrechts P. Modeling of the north-ern hemisphere ice sheets during the last gla-cial cycle and glaciological sensitivity // *Journ. of Geophys. Research*. 2005. V. 110. D07103. doi:10.1029/2004JD005489

Summary

Geothermal heat flux (GHF) influences the lower boundary of an ice sheet by controlling tem-perature conditions on the bedrock/ice sheet inter-face. Its main effect is in the loss of the basal ice through basal melting. The latter gives start to basal sliding, determines ice flow pattern and therefore influences evolution of an ice sheet. Temperature at the base determines vertical temperature pro-file and thus rheological properties of ice. Little is known about GHF beneath continental ice sheets. In Greenland, direct measurements of GHF were obtained only in several coastal points. Traditionally, ice sheet models employed uniform GHF fields with one or another particular value fitting in the range 42–65 mW m⁻² established for the geological type of the rocks presumably constituting the Earth crust in Greenland. At present, several indirect reconstruc-tions became available promising further progress in better understanding of basal processes. Never-theless, North GRIP (NGRIP) and Dye3 ice cores revealed dramatic pitfalls in GHF reconstructions: indirect methods obviously seriously overestimated

GHF values in the south of the island and underestimated in the central North Greenland. In addition, reconstructions failed to reproduce established high variations of GHF at spatial scale of ~ 100 km. Correct implementation of a GHF-reconstruction in ice sheet modeling requires reasonable calibration using the only available constraint – basal temperature measured in several deep ice cores. Current research aims at correction of the Shapiro and Ritzwoller (2004) GHF seismic reconstruction for further use in an Earth System Model (ESM). Greenland ice sheet is incorporated in the ESM in the following way. Boundary conditions for surface air temperature and specific humidity for the domain around Greenland are generated by the INMCM General Circulation Model (developed in the Institute of Numerical Mathematics, Moscow, Russia). Inside the domain, temperature and precipitation are recalculated using local topography by means of a relatively simple Energy and Water Balance Model

(EWBM-G) and downscaled into a 20×20 km grid for further assimilation in an ice sheet model. The novelty of the research is that additional control data were used compared to previous similar studies: basal temperature in the recently drilled NEEM ice core and high values of GHF revealed by Fox Maule et al. (2009) in Eastern Greenland. Numerical experiments witness about importance of simulation of glacial-interglacial cycles for calculation of present-day basal temperature. In time-dependent numerical experiments an updated surface air temperature forcing record was used, which incorporates a recently reconstructed penultimate (Eemian) interglacial segment (130–115 kyr before present). As expected, maximum corrections were required for the Southern and Central Northern Greenland and minimum – for the region around Summit. Using Fox Maule et al. (2009) reconstruction for Eastern Greenland enabled obtaining more realistic topography in Central Greenland.

XVI GLACIOLOGICAL SYMPOSIUM FIRST CIRCULAR AND CALL FOR PAPERS

The XVI Glaciological Symposium will be held in the city of Sankt-Petersburg from May 24 to 29, 2016 with the theme **"Past, present, and future of the Earth cryosphere"**. The Glaciological Association, Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, and Arctic and Antarctic Research Institute are organizing the meeting.

Scientific Program

The Symposium will cover a wide range of cryospheric topics. It is expected that for the most part, presentations will describe results of recent investigations devoted to the main key issues of present-day glaciology. Each oral presentation will be allowed 20 minutes, including discussion. Poster sessions and discussion will also be scheduled. Working languages are Russian and English (no simultaneous translation will be provided).

Detailed information on the Symposium as well as registration information and abstracts will be available at www.glac2016.igras.ru, which will open in autumn 2015.

Requirements for abstracts are as follows: 1) Russian or English language; 2) Title must not exceed 10 words; 3) A one-page text should not contain more than 2500 characters with spaces, i.e. to cover one page in the A4 format; 4) Title, authors, and institute should be typed on separate lines in the upper part of the page below title; 5) Microsoft Word (in formats *.doc or *.rtf) and Times New Roman font, 12 pt, one-line spacing, and a paragraph indentation of 1.25 cm should be used; 7) No underlining, bold font or italics is allowed. **Deadline for submission of abstracts is February 15, 2016.**

Reports presented at the Symposium will be published after reviewing as individual papers in the peer-reviewed Journal **"ICE and SNOW"**. Texts of the reports **prepared according to the Journal rules** should be sent for publication **before April 15, 2016** via electronic mail to O.V. Rototaeva (khronika@mail.ru). Acceptable manuscripts should be between 10 and 15 pages in length (Times New Roman font, 12 pt, 1.5 line spacing) including tables and illustrations (not more than six, with minimum 300 dpi resolution as tiff or jpg electronic files).

All oral presentations are to be done using PC-based Power Point or similar formats. Preliminary Symposium Program will be available on the Symposium website on or about March 15, 2016.

According to the Program, participants should plan to arrive in Sankt-Petersburg no later than Monday, May 23. The program will include 4 days of scientific sessions and two days for excursions in the city and its suburbs. An evening reception will be organized on one of the days, its cost together with prices of the excursions will be announced later on the symposium website. Participants can preregister for the meeting on the Symposium website www.glac2016.igras.ru. All necessary information about hotels, transportation, and payments will be found there.

Registration

The individual registration fee for participation in the Symposium will be 2500 rubles. This fee includes coffeebreaks, a folder with abstracts and other information, and a one-year subscription (1000 rubles for 2017) to the journal "Ice and Snow", in which the Symposium materials will be published.

All potential participants (including non-presenters) are invited to register online **before February 15, 2016**. The following information is necessary.

1. Personal information (name, surname, position and organization, contact information, e-mail address). We ask that you indicate in the field "Comments" the title of your report (if presenting) and information about the format (oral or poster);
2. Lodging: please provide dates of arrival and departure. Choice of preferred hotels and booking should be made independently (the simplest way via site booking.com);
3. Abstract (if you are presenting a poster or oral paper);
4. Your anticipated participation in excursions.

Address:

Russia, 119017 Moscow, Staromonetny per., 29. Institute of Geography, Russian Academy of Sciences. Org. Committee of XVI Glaciological Symposium
Tel. +7-095-959-0032
Fax +7-095-959-0033
Site of the XVI Glaciological Symposium: www.glac2016.igras.ru
e-mail: glac2016@igras.ru

We look forward to meeting you at the Symposium and to sharing your latest scientific results. The second circular will be placed on the site in February–March, 2016.