

ОПЫТ МОДЕЛИРОВАНИЯ НЕСТАЦИОНАРНОГО ПРОЦЕССА УПЛОТНЕНИЯ СНЕЖНО-ФИРНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ХОЛОДНОЙ РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ЗОНЕ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ

вед. инженер К.Б. ЧИХАЧЕВ, канд. геогр. наук В.Я. ЛИПЕНКОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: tchikhatchev@aari.ru

В результате объединения существующих моделей уплотнения снежно-фирновой толщи и теплопереноса в теле ледника построена численная схема решения нестационарной задачи уплотнения твердых атмосферных осадков в условиях меняющегося климата в холодной рекристаллизационной зоне льдообразования. Проведены численные эксперименты, которые позволили изучить характер и величину отклика вертикального профиля плотности ледяных отложений на различных глубинах на изменение основных условий льдообразования (температуры, аккумуляции и плотности снега на поверхности ледника). Эксперименты показали теоретическую возможность реконструкции прошлых изменений температуры и аккумуляции по форме экспериментальных профилей плотности. Сделана попытка учета стратиграфической неоднородности снежно-фирновых отложений при моделировании процесса их уплотнения и намечены возможные пути корректного решения этой задачи.

Ключевые слова: изменение климата, ледяной керн, льдообразование, моделирование, уплотнение, снежно-фирновая толща.

ВВЕДЕНИЕ

Ледяные керны, полученные при бурении полярных ледниковых покровов, являются уникальным источником информации как о прошлых изменениях температуры воздуха (восстанавливается по данным об изотопном составе льда), так и о концентрации парниковых газов в атмосфере Земли (измеряется по экстрагированному из льда воздуху). Возраст атмосферного воздуха, захваченного льдом, меньше возраста вмещающего его льда на величину возраста льда в момент замыкания пор фирна и изоляции фирнового воздуха от атмосферы. Точное датирование атмосферного воздуха во льду имеет ключевое значение для решения одной из основных проблем современной климатологии — определения фазовых соотношений между колебаниями температуры и концентрации парниковых газов в атмосфере Земли в ходе глобальных климатических изменений прошлого. Для расчета разницы возрастов льда и газа в разных условиях льдообразования используются модели уплотнения снежно-фирновых отложений и эмпирические зависимости, связывающие плотность (пористость) ледяных отложений в момент изоляции воздуха с температурой льдообразования (Martinerie et al., 1994).

Первые попытки моделирования процесса уплотнения снежно-фирновой толщи привели к созданию целого ряда эмпирических и полуэмпирических моделей. Наи-

более популярной из них стала широко используемая и в наши дни модель Херрона–Лангвея (Herron, Langway, 1980), которая основана на предположении Г. Робина (Robin, 1958) о линейной зависимости относительного изменения объема пор от давления вышележащих слоев. Эта модель позволяет рассчитывать вертикальные профили плотности снежно-фирновых отложений для различных условий холодной рекристаллизационной зоны льдообразования (средняя годовая температура ≤ -20 °С, полное отсутствие летнего таяния снега), которые хорошо согласуются с результатами многочисленных измерений, выполненных по ядрам Антарктиды и Гренландии.

Однако надежное использование эмпирических моделей ограничено современными климатическими условиями, и нет оснований полагать, что их положения справедливы для условий льдообразования, которые существовали в далеком прошлом, но не наблюдаются в настоящее время на полярных ледниках. В связи с этим были предприняты попытки разработать физическую модель уплотнения пористой ледяной породы, базирующуюся на общих представлениях механики грунтов. Так, предложенная Л. Арно с соавторами модель (Arnaud et al., 2000) основывается на широко применяемой в гляциологии концепции разделения процесса уплотнения снежно-фирновой толщи на две стадии: 1) уплотнение снега только за счет относительного перемещения ледяных зерен до достижения ими предельно плотной упаковки и 2) последующее уплотнение фирна только за счет пластической деформации зерен. Эта модель позволяет рассчитать полный профиль плотности снежно-фирновой толщи от поверхности ледника до глубины закрытия пор, т.е. до момента образования пузырькового льда. При этом граница снег–фирн устанавливается на глубине достижения породой критической относительной плотности $D = \rho/\rho_{ice}$, где ρ — абсолютная плотность снежно-фирновых отложений, а ρ_{ice} — плотность чистого льда при данной температуре. Для моделирования первой стадии процесса (при относительной плотности $D < 0,6$) в модели Арно применяется приближение Р. Аллея (Alley, 1987), описывающее уплотнение снега за счет переупаковки зерен. Моделирование второй стадии (при $0,6 \leq D < 0,9$) основано на геометрической концепции уплотнения порошковых материалов за счет пластической деформации сферических частиц, которая была разработана Е. Арзтом (Arzt, 1982).

Вместе с тем из известного в теории механики грунтов эффекта дилатансии следует, что объемное сжатие среды за счет переупаковки частиц вызывает дополнительные напряжения в ледяной породе, реализующиеся в виде пластических деформаций (Определяющие законы механики грунтов, 1975). Поэтому использованное Арно с соавторами жесткое разделение процесса на две стадии уплотнения весьма условно. Избавиться от разделения на стадии удалось в физической модели, разработанной А. Саламатиным с соавторами (Salamatin et al., 2009a). Также основываясь на концепциях Аллея и Арзта и дополнительно учитывая эффект дилатансии, ему удалось описать процесс уплотнения снежно-фирновой толщи единой системой уравнений.

Описанные выше модели предполагают, что климатические условия на поверхности ледника и микроструктурные свойства снега не изменялись в течение всего периода формирования снежно-фирновой толщи, который в современных (голоценовых) условиях холодной рекристаллизационной зоны льдообразования с низкой скоростью аккумуляции осадков может растягиваться на тысячи лет.

Для анализа процесса уплотнения в условиях меняющегося климата требуется создание нестационарной физической модели, которая позволила бы прогнозировать

распределения плотности как по глубине, так и по времени. Первая попытка создания такой модели была сделана в работе (Goujon et al., 2003). За основу были взяты упомянутая выше модель уплотнения Арно с соавторами (Arnaud et al., 2000) и модель теплопереноса в снежно-фирновой толще, разработанная С. Ритц (Ritz, 1989). Поскольку расчеты плотности и температуры взаимозависимы, построение их полей (по глубине и времени) велось параллельно на равномерной по каждому из параметров сетке. В качестве граничных условий использовались температура и начальная плотность снега на поверхности, температура на ложе ледника, а также решение стационарной задачи для профиля плотности и линейная интерполяция по всей толщине ледника для профиля температуры. Полученная таким образом нестационарная модель была верифицирована для районов станций Восток (Антарктида) и GISP2 (Гренландия) с использованием изменяющихся климатических условий, реконструированных по данным изотопных исследований кернов с временным шагом в один год.

Настоящая работа посвящена моделированию распределения плотности снежно-фирновых отложений в условиях меняющихся температуры, аккумуляции и плотности снега на поверхности ледника по схожему принципу, но на основе более совершенной физической модели уплотнения снежно-фирновых отложений, разработанной Саламатиным с соавторами (Salamatin et al., 2009a), и модели теплопереноса в толще ледника (Salamatin et al., 2000).

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ УПЛОТНЕНИЯ СНЕЖНО-ФИРНОВОЙ ТОЛЩИ И ТЕПЛОПЕРЕНОСА В ТОЛЩЕ ЛЕДНИКА

Описываемая в настоящей работе модель является результатом сопряжения модели уплотнения снежно-фирновой толщи (Salamatin et al., 2009a) с моделью теплопереноса в толще ледника (Salamatin et al., 2000). Основу модели уплотнения составляет решение уравнения

$$\frac{1}{D} \frac{dD}{dt} = 3\omega, \quad (1)$$

где D — относительная плотность ледяной породы, d/dt — производная по времени, а ω — относительная скорость уплотнения, которая выражается через след тензора напряженности \mathbf{E} как $\omega = -\text{tr}(\mathbf{E})/3 = -E_1/3$ при условии отсутствия горизонтальных деформаций, что характерно для внутренних областей ледников, близких к ледоразделам. Здесь индексом «1» обозначена вертикальная составляющая.

Общие деформации в ледяной породе возникают как вследствие переупаковки ледяных зерен без изменения их формы, так и в результате пластических деформаций. Если первое имеет место только до момента достижения предельно плотной упаковки зерен, то пластическая деформация из-за наличия эффекта дилатансии имеет место на всем протяжении уплотнения снежно-фирновой толщи. Для учета данного обстоятельства в модель введен параметр λ , характеризующий скорость дилатансии на основе экспериментальной зависимости от относительной плотности для стадии уплотнения снега.

Для описания процесса переупаковки зерен, следуя Аллею (Alley, 1987), введем понятие координационного числа Z — среднего количества межкристаллических контактов, приходящихся на одно зерно. При этом до достижения границы перехода снега в фирн, при координационном числе Z_0 , наблюдается линейная зависимость между координационным числом Z и относительной плотностью D .

Далее, следуя (Salamatin et al., 2009a), получим уравнения, связывающие относительную плотность D , давление вышележащих слоев p_i , относительную скорость уплотнения ω и вертикальную скорость движения зерен w :

$$p_i = \frac{\sqrt{3aADZ^2}}{4\pi Z_0} \left(\frac{2\sqrt{3}\mu R'}{asR''} (1-(1-\epsilon)s)(1-(1-\lambda)x)\omega \right)^{\frac{1}{\alpha}} + \frac{\epsilon D^2 Z (3-\lambda)}{\sqrt{3}Z_0} (2\sqrt{3}\mu(1-x)\omega)^{\frac{1}{\alpha}}, \quad (2)$$

$$x\omega = k_r \frac{\Gamma(Z)}{R} (\mu\omega(1-x))^{\frac{1}{\alpha}}, \quad (3)$$

$$p_i = g\rho_i \int_0^h D dh, \quad (4)$$

$$Dw = b - \frac{1}{g\rho_i} \frac{\partial p_i}{\partial t}, \quad (5)$$

где A, a, R', R'', s — микроструктурные и геометрические характеристики пластической деформации зерен согласно модифицированной концепции Арзта (Arzt, 1982), α, ϵ, μ и k_r — реологические параметры льда: $\alpha = 3,5$, $\epsilon = 0,1$, а μ и k_r определяются как функции абсолютной температуры и энергии активации пластической деформации, уравнениями Аррениуса (Salamatin et al., 2009a), коэффициент $\Gamma(Z) \approx (|1 - Z/Z_0| + (1 - Z/Z_0))/2$, R — относительный размер зерен, g — ускорение свободного падения, h — глубина от поверхности ледника, а переменная x характеризует девиаторные деформации, соответствующие процессу переупаковки зерен.

Решение системы дифференциальных уравнений (1)–(5) позволяет рассчитать распределение относительной плотности по глубине, а также — на основании уравнения (5) — установить распределение времени, прошедшего с момента отложения данной частицы ледяной породы.

Основу модели распределения температуры в толще ледника составляет уравнение теплопроводности, записанное, по аналогии с (Salamatin et al., 2000) и (Липенков и др., 2004), с учетом незначительного горизонтального переноса тепла:

$$c_{pi}\rho_i D \left(\frac{\partial T}{\partial t} + w \frac{\partial T}{\partial h} \right) = \frac{\partial}{\partial h} \left(\lambda_i \Lambda \frac{\partial T}{\partial h} \right), \quad (6)$$

где T — температура, c_{pi} и λ_i — теплоемкость и теплопроводность чистого льда соответственно, а зависимость поправочного множителя Λ от плотности задается формулой

$$\Lambda = \frac{a_r D}{a_r + 1 - D}, \quad (7)$$

где коэффициент a_r зависит от микроструктурных особенностей отложенного снега. Согласно экспериментальным исследованиям ледяных кернов со станции Восток, выполненным Вострецовым с соавторами (Вострецов и др., 1984), значения величины a_r лежат в диапазоне 0,5–1,0. Исследования проникновения сезонных температурных колебаний в снежно-фирновую толщу в районе станции Восток, приведенные в работе (Липенков и др., 2004), показывают наилучшую корреляцию теоретических

и экспериментальных профилей при $a_T = 0,6$. Значения коэффициента a_T для других районов с отличной от наблюдающейся на станции Восток микроструктурой снега могут быть получены по экспериментальным данным о теплопроводности снежно-фирновых отложений различной плотности.

Теплоемкость и теплопроводность чистого льда аппроксимируются линейными зависимостями от температуры:

$$c_{pi} = c_{p0} (1 + \alpha_c (T + 30 \text{ }^\circ\text{C})), \quad (8)$$

$$\lambda_i = \lambda_0 (1 - \alpha_\lambda (T + 30 \text{ }^\circ\text{C})), \quad (9)$$

где $c_{p0} = 1,89 \text{ кДж}\cdot(\text{кг}\cdot^\circ\text{C})^{-1}$, $\alpha_c = 0,0037 \pm 0,0003 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, $\lambda_0 = 2,55 \text{ Вт}\cdot(\text{м}\cdot^\circ\text{C})^{-1}$, $\alpha_\lambda = 0,0039 \pm 0,0005 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$.

ПОСТРОЕНИЕ НЕСТАЦИОНАРНОЙ МОДЕЛИ И ЧИСЛЕННАЯ СХЕМА

Для моделирования процесса уплотнения снежно-фирновой толщи при изменяющихся условиях льдообразования (аккумуляции, температуры и плотности снега на поверхности ледника) система дифференциальных уравнений (1)–(9) решается на равномерной сетке, параметризованной временем и глубиной. При этом в уравнении (1) производная по времени раскладывается в сумму частных производных:

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + w \frac{\partial}{dh}.$$

Система уравнений (1)–(5) решается модифицированным методом Эйлера, в то время как система уравнений (6)–(9) этим методом решена быть не может из-за своей неустойчивости и требует решения методом прогонки. В связи с этим расчет полей плотности, возраста и температуры ведется сначала по времени, а затем по глубине. Для каждого конкретного момента времени значения реологических параметров μ и k_r и относительный размер зерен R рассчитываются исходя из значений распределения температуры, полученных на предыдущем шаге по времени на соответствующей глубине. Далее система (1)–(5) решается методом Эйлера, а система (6)–(9) методом прогонки, где в качестве T в уравнениях (8)–(9) также используется температура с предыдущего шага по времени. Возраст частиц льда рассчитывается на основании плотности и вертикальной скорости погружения ледяных слоев.

В качестве граничных условий принимаются изменяющиеся во времени условия на поверхности ледника (плотность снега, скорость аккумуляция, температура поверхности), а также профиль плотности в начальный момент времени, полученный решением стационарной задачи, и профиль температуры, полученный линейной интерполяцией от поверхности до ложа ледника. Такой подход не дает возможности моделировать уплотнение снежно-фирновой толщи в условиях постоянных коротко-периодных изменений климата, при которых снежно-фирновая толща не приходит в равновесное состояние, но позволяет проследить характер проникновения и величину отклика профилей плотности и температуры на изменение климатических условий на поверхности. Это дает потенциальную возможность решать обратную задачу, т.е. реконструировать меняющиеся условия снегонакопления по аномалиям, которые наблюдаются в измеренных профилях плотности.

Отметим, что одновременный расчет возраста погружающихся частиц льда позволяет учитывать изменчивость микроструктурных параметров отложенного снега,

однако численные эксперименты по анализу такой изменчивости в рамках настоящей работы не производились.

Указанная численная схема была реализована в виде программы для ЭВМ, которая может быть предоставлена авторами по запросу. Программа позволяет рассчитывать профили плотности как в стационарном, так и в нестационарном случаях, а также анализировать характер изменения плотности на заданной глубине в нестационарном случае. Входные параметры программы можно разделить на три группы:

1) климатические условия льдообразования: поверхностная плотность ρ_s ($\text{г}\cdot\text{см}^{-3}$), температура T_s ($^{\circ}\text{C}$), аккумуляция b ($\text{см}\cdot\text{год}^{-1}$);

2) семь микроструктурных параметров, включая три характеристики роста зерен;

3) шесть реологических параметров льда.

В рамках настоящего исследования, при проведении численных экспериментов с моделью, изменению подвергались только параметры первой группы, тогда как значения остальных параметров были зафиксированы и соответствовали значениям установленным в работе (Salamatin et al., 2009a) для района станции Восток.

Программа позволяет задавать изменение климатических условий льдообразования либо на основе искусственно созданных сценариев (см. ниже), либо с использованием внешнего ряда палеоклиматических данных. После осуществления расчета имеется возможность просмотра и выгрузки профиля плотности для конкретного момента времени в прошлом, а также просмотра графика изменения плотности на заданной глубине в пределах всего временного интервала расчета.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Для анализа характера и времени проникновения климатического сигнала в вертикальный профиль плотности снежно-фирновой толщи были проведены численные эксперименты, последовательно моделирующие процесс уплотнения во времени

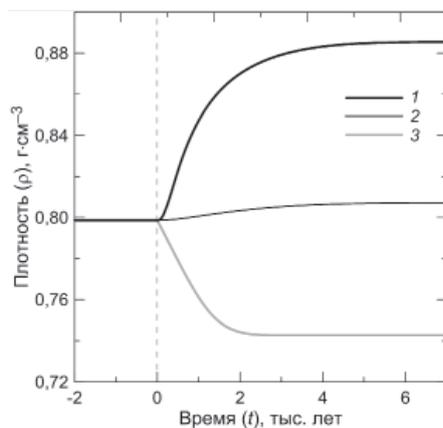


Рис. 1. Временные срезы изменения плотности снежно-фирновых отложений на глубине 97 м в ответ на скачкообразное изменение условий льдообразования на поверхности ледника в момент времени $t = 0$.

1 — повышение температуры поверхности ледника с -66°C до -57°C ; 2 — увеличение плотности поверхностного снега с $0,27 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ до $0,35 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$; 3 — увеличение скорости аккумуляции снега с $0,95 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$ до $2,1 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$. При расчетах кривых 1, 2, 3 все характеристики условий льдообразования, кроме указанных, задавались неизменными, на своем первоначальном уровне.

после скачкообразного изменения одного из параметров. На рис. 1 приведены расчетные графики изменения плотности отложений на глубине 97 м от поверхности ледника (в непосредственной близости от уровня замыкания пор фирна в условиях станции Восток). Кривая 1 показывает изменение плотности на этой глубине при скачкообразном изменении температуры на 9°C в момент времени $t = 0$. При этом отклик на это изменение на глубине проявляется в климатическом масштабе времени практически мгновенно — через десятки лет. В первую тысячу лет плотность меняется со временем практически по линейному закону, а к концу этого периода температура на глубине практически равна температуре на поверхности. Однако на полную перестройку процесса уплотнения и выход к новому стационарному состоянию требуется значительное время, исчисляемое тысячами лет.

Кривая 2 показывает изменение плотности при скачкообразном изменении плотности поверхностного снега на 30 %. Видно, что плотность на этой глубине слабо реагирует на изменение плотности на поверхности ледника, по сравнению с откликами на изменения других параметров. Форма графика изменения похожа на форму кривой 1, но с несколько меньшим градиентом, а следовательно, с большим временем, необходимым для перехода к стационарному состоянию.

Кривая 3, показывающая изменение плотности на глубине при скачкообразном изменении аккумуляции более чем в 2 раза, требует более детального обсуждения. Дело в том, что изменение аккумуляции приводит к вероятному изменению абсолютного уровня ледника. Являющееся следствием этого процесса изменение скорости растекания всей толщи ледника во внутренних областях ледника не сказывается на уплотнении верхних слоев ввиду инвариантности горизонтального сдвига. Однако, при анализе плотности в системе отсчета глубины от поверхности, скорость движения каждой частицы возрастает на b/ρ_s . В результате, если в момент времени t на глубине h в стационарных условиях находилась частица, которая в момент времени $t - \Delta t$ находилась на глубине $h - w\Delta t$, то в условиях повышения уровня поверхности на этой глубине будет находиться уже частица с глубины $h - (w + b/\rho_s)\Delta t$, имеющая, очевидно, меньшую плотность. Именно этим фактом, в первую очередь, объясняется линейный участок в начале графика после момента $t = 0$. При этом стабилизация профиля происходит значительно быстрее, чем в случае изменения температуры и аккумуляции, что, по всей видимости, обусловлено тем, что изменение аккумуляции сразу изменяет скорость увеличения нагрузки во всей снежно-фирновой толще.

Для анализа отклика профиля плотности на изменение климатических условий льдообразования на поверхности в качестве опорных были выбраны условия, соответствующие современным условиям в районе станции Восток: $T_s = -57^\circ\text{C}$, $b = 2,1 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$, $\rho_s = 0,35 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ — и последнему максимуму оледенения (ПМО): $T_s = -66^\circ\text{C}$, $b = 0,95 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$ (Petit et al., 1999; Salamatin et al., 2009b), $\rho_s = 0,27 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ (Липенков и др., 1998).

Характер изменения каждого из трех параметров задавался по четырем сценариям, которые показаны на рис. 2. При сценариях 1 и 2 значения параметров оставались постоянными на всем временном интервале и соответствующими условиям ПМО и современным условиям соответственно. Сценарий 3 моделирует постепенный линейный переход от ПМО к современным условиям. Временной интервал $t_2 - t_1$ принят равным 5 тыс. лет, что соответствует продолжительности переходного периода по данным изотопных исследований (Petit et al., 1999). Четвертый сценарий моделирует периодические скачкообразные колебания между значениями, соответствующими

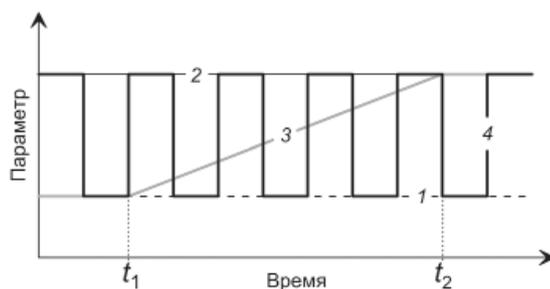


Рис. 2. Варианты задания изменяющихся во времени t условий льдообразования при проведении численных экспериментов с нестационарной моделью уплотнения снежно-фирновых отложений.

1, 2 — два разных стационарных состояния; 3 — постепенный переход от состояния 1 к состоянию 2; 4 — периодические скачкообразные смены состояний 1 и 2.

ПМО и современным условиям, при этом последний полупериод соответствует современным условиям. Длина периода колебаний принята равной 0,4 тыс. лет.

Проведены 4 серии расчетов, в трех из которых поочередно изменялся только один из указанных трех параметров при неизменных и соответствующих современным условиям остальных параметрах, а в четвертой серии моделировался постепенный переход от условий ПМО к современным условиям с одновременным изменением всех трех параметров по сценарию 3. Результаты расчетов представлены на рис. 3, на котором показаны профили плотности отложений, рассчитанные на момент времени t_2 . На рис. 3а также показаны экспериментальные данные, полученные по керну скважин ВН3 и ВН5 в районе станции Восток (Salamatin et al., 2009a), которые достаточно хорошо согласуются с результатами расчета для современных условий льдообразования (кривая 2 на всех графиках рис. 3).

Видимый на всех представленных профилях перегиб в районе плотностей 0,65–0,70 г·см⁻³ соответствует смене преобладающего механизма уплотнения на границе перехода от снега к фирну. Этот перегиб наблюдается, хотя и не так явно, на многих экспериментальных профилях, измеренных в Гренландии и Антарктиде.

Профили плотности на рис. 3а, рассчитанные для изменяющейся температуры на поверхности ледника, показывают, с одной стороны, значительное влияние фактора температуры на процесс уплотнения осадков и, как следствие, сильное и быстрое расхождение кривых 1 и 2 с ростом глубины, а с другой — более быстрое, по сравнению с изменением скорости уплотнения, проникновение тепловой волны в толщу ледника. Таким образом, кривая 4 на этом графике показывает скорее переход между состояниями, соответствующими двум соседним полупериодам колебаний (предпоследнему и последнему), нежели средний профиль плотности.

Графики на рис. 3б показывают медленный отклик профиля плотности на изменение скорости накопления осадков. График, соответствующий четвертому сценарию, показывает усредненный профиль с влиянием всех периодов, но сдвинут в сторону уменьшения плотности, благодаря увеличению аккумуляции в последний полупериод.

Различный характер откликов профиля плотности снежно-фирновых отложений на изменение температуры и аккумуляции в прошлом позволяет предложить методику реконструкции климатических изменений по отклонениям экспериментального профиля от профиля, построенного для современных стационарных

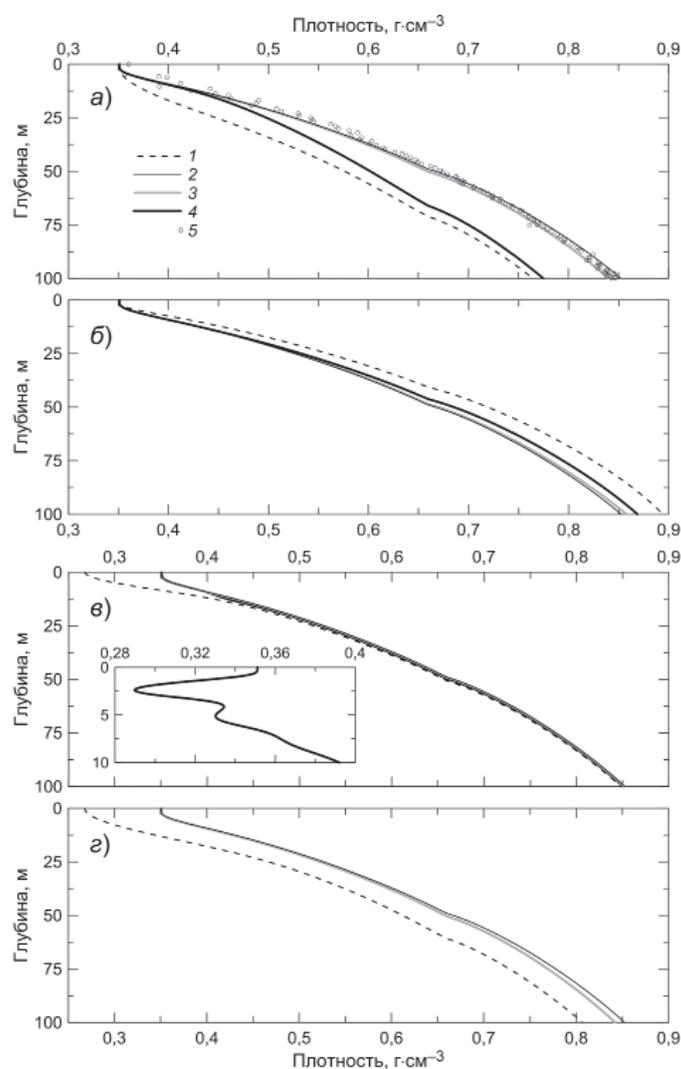


Рис. 3. Расчетные профили плотности снежно-фирновых отложений, полученные при разных вариантах изменения температуры поверхности ледника (*а*), скорости аккумуляции (*б*), плотности поверхностного слоя снега (*в*), всех трех параметров одновременно (*г*).

1–4 соответствуют номерам вариантов задания параметров на рис. 2; 5 — измеренный профиль плотности на станции Восток (Salamatın et al., 2009a). Периодические изменения параметров (вариант 4) задавались с периодом 400 лет. На вставке рис. 3в показан профиль плотности, рассчитанный для варианта 4 с периодом 50 лет.

условий. Она основана на сравнении момента и характера таких отклонений с теми, которые наблюдались в модельных экспериментах. По моменту расхождения экспериментального и стационарного профилей можно судить о времени, когда произошло изменение условий льдообразования, а характер (градиент) расхождения профилей позволяет установить параметр (аккумуляция или температура), который претерпел изменение.

Моделирование изменений поверхностной плотности по указанным сценариям, результаты которого представлены на рис. 3в, показывает слабое влияние поверхностной плотности на форму профиля плотности на глубине. Первоначально более рыхлый снег быстрее уплотняется и профили с различной начальной плотностью осадков сближаются в пределах первых 10–20 м ледниковой толщи. Таким образом, соответствующий сигнал может быть обнаружен в профиле плотности спустя не более 100–150 лет после изменения плотности снега на поверхности ледника. На врезке рис. 3в показан профиль плотности, рассчитанный для изменения поверхностной плотности по сценарию 4 с периодом 50 лет, в котором отчетливо наблюдается сигнал, связанный с изменением плотности поверхностного снега.

Кривая 3 на рис. 3г показывает профиль плотности при одновременном изменении климатических условий от ПМО к современным условиям в конце переходного периода. Полученный профиль незначительно отклоняется от современного профиля в нижней половине толщины снежно-фирновых отложений. Проведенные численные расчеты показали, что совмещение указанных профилей (с точностью 10^{-3}) достигается через 0,5 тыс. лет после момента t_2 .

Также нами был проведен численный эксперимент по исследованию проникновения короткопериодных изменений плотности на поверхности с периодом порядка одного года. Изменчивость такого масштаба повсеместно наблюдается при стратиграфических исследованиях в шурфах. Для контроля расчетного поля плотностей были построены траектории движения частиц снега с поверхности в глубь снежно-фирновой толщи при короткопериодных изменениях поверхностной плотности, соответствующих так называемым ветровым доскам — слоям, плотность снега в которых достигает $0,55 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$. Построенные траектории не соответствуют движению ветровых досок в результатах расчета поля плотности, хотя очевидно, что ветровые доски должны сохраняться в толще как минимум до того момента, когда плотность соседних с ними слоев сравняется с их плотностью. Таким образом, оказывается невозможным достоверно определить момент выпадения частицы, находящейся на глубине. Вероятно, проблема связана с неприменимостью данной модели при больших градиентах плотности, поскольку она не учитывает явления, происходящие в местах таких градиентов.

Упомянутая в работе (Goujon et al., 2003) возможность учета сезонной изменчивости за счет уменьшения на один порядок шага сетки по времени, скорее всего, является более сложной задачей. Проведенные нами численные эксперименты показывают, что для того, чтобы избежать неустойчивости решения задачи, требуется более значительное (на 2–4 порядка) уменьшение шага, которое приводит к проблеме численной вычислимости. Таким образом, данное направление может стать темой отдельного исследования. В качестве возможных путей решения этой задачи видится переход к расчету вдоль траекторий движения частиц, т.е. на неравномерной по глубине сетке, причем различной для каждого временного шага, а также учет физических процессов, происходящих на границе слоев с сильно отличающейся плотностью. Однако в случае применения неравномерной сетки остается открытым вопрос о верификации применяемой численной схемы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате сопряжения моделей уплотнения снежно-фирновой толщи (Salamatin et al., 2009a) и теплопереноса в толще ледника (Salamatin et al., 2000)

построена численная схема решения нестационарной задачи уплотнения твердых атмосферных осадков в условиях меняющегося климата.

Проведенные численные эксперименты позволили получить данные о характере и величине отклика профиля плотности на различных глубинах на изменение основных условий льдообразования (температуры, аккумуляции и плотности снега на поверхности ледника). Эксперименты показали теоретическую возможность реконструкции прошлых изменений температуры и аккумуляции по форме экспериментальных профилей плотности. Таким образом, темой дальнейших исследований может стать интерпретация наблюдающихся расхождений между экспериментальными и рассчитанными для современных (стационарных) условий профилями плотности с целью реконструкции изменений условий льдообразования, вызвавших указанные аномалии. В частности, представляет интерес моделирование процесса уплотнения с учетом реальных (изменяющихся) условий льдообразования, реконструированных для ряда пунктов Гренландии и Антарктиды, для которых также имеются экспериментальные профили плотности с явно выраженными климатически-обусловленными аномалиями в распределении плотности по глубине (Gow, 1968; Langway, 1967).

Важной задачей дальнейших исследований является также совершенствование физической модели и/или численной схемы решения нестационарной задачи уплотнения с целью учета мелкомасштабной стратиграфической неоднородности снежно-фирновой толщи и микроструктурных особенностей слагающих ее твердых атмосферных осадков.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант 14-27-00030. Авторы благодарят проф. А.Н. Саламатина за многочисленные консультации и ценные советы в ходе подготовки данной статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вострецов Р.Н., Дмитриев Д.Н., Путиков О.Ф., Блинов К.В., Митин С.В. Основные результаты геофизических исследований глубоких скважин и ледяного керна в Восточной Антарктиде // МГИ. 1984. Вып. 51. С. 172–178.

Липенков В.Я., Екайкин А.А., Барков Н.И., Пурше М. О связи плотности поверхностного слоя снега в Антарктиде со скоростью ветра // МГИ. 1998. Вып. 85. С. 148–158.

Липенков В.Я., Шибанов Ю.А., Саламатин А.Н., Екайкин А.А., Вострецов Р.Н., Преображенская А.В. Современные климатические изменения, зарегистрированные в вариациях температуры верхнего 80-метрового слоя ледниковой толщи на станции Восток // МГИ. 2004. Вып. 97. С. 44–56.

Определяющие законы механики грунтов. Механика. Новое в зарубежной науке. Вып. 2. / Под ред. В.Н. Николаевского. М.: Мир, 1975. 231 с.

Саламатин А.Н., Ширанова Е., Муравьев Я.Д., Зиганшин М.Ф. Теплоперенос в сезонном деятельном слое ледникового купола Горшкова на вершине вулкана Ушковского, Камчатка // МГИ. 2001. Вып. 90. С. 100–106.

Alley R.B. Firn densification by grain-boundary sliding: a first model // Journal de Physique. 1987. Vol. 48. Colloque C1 supplément au n 3. P. C1-249–C1-254.

Arnaud L., Barnola J.-M., Duval P. Physical modeling of the densification of snow/ice and ice in the upper part of polar ice sheets // Physics of Ice Core Records (Hondoh, T. eds.). Sapporo, Japan: Hokkaido University Press, 2000. P. 285–305.

Arzt E. The influence of an increasing particle coordination on the densification of spherical powders // Acta Metall. 1982. Vol. 30. P. 1883–1890.

- Goujon C., Barnola J.-M., Ritz C.* Modeling the densification of polar firn including heat diffusion: Application to close-off characteristics and gas isotopic fractionation for Antarctica and Greenland sites // *Journal of Geophysical Research*. 2003. Vol. 108. № D 24. P. 4792–4809.
- Gow A.J.* Deep core studies of the accumulation and densification of snow at Byrd Station and Little America V, Antarctica // U.S. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report 197, 1968. 45 p.
- Herron M.M., Langway C.C.Jr.* Firn densification: an empirical model // *Journal of Glaciology*. 1980. Vol. 25. № 93. P. 373–385.
- Langway C.C.Jr.* Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland // U.S. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report 77, 1967. 133 p.
- Martinerie P., Lipenkov V.Ya., Raynaud D., Chappellaz J., Barkov N.I., Lorius C.* Air content paleorecord in the Vostok ice core (Antarctica): A mixed record of climatic and glaciological parameters // *Journal of Geophysical Research*. 1994. Vol. 99. № D5. P. 10565–10576.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delague G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Ya., 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. Vol. 399. № 6735. P. 429–436.
- Ritz C.* Interpretation of the temperature profile measured at Vostok, East Antarctica // *Ann. Glaciol.* 1989. Vol. 12. P. 138–144.
- Robin G. de Q.* Seismic shooting and related investigations. (Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition 1949–1952). Scientific Results // *Glaciology III*. 1958. Vol. 5. 134 p.
- Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya., Barnola J.-M., Hori A., Duval P., Hondoh T.* Show-firn densification in polar ice sheets // *Physics of Ice Core Records* (Hondoh, T. eds.). Sapporo, Japan: Hokkaido University Press, 2009a. Vol. 2. P. 195–222.
- Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya.* Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica) // *Physics of Ice Core Records* (Hondoh, T. eds.). Sapporo, Japan: Hokkaido University Press, 2009b. Vol. 2. P. 167–194.
- Salamatin A.N., Murav'yev Y.D., Shiraiwa T., Matsuoka K.* Modelling dynamics of glaciers in volcanic craters // *Journal of Glaciology*. 2000. Vol. 46. № 153. P. 177–187.

K.B. TCHIKHATCHEV, V.Ya. LIPENKOV

ON MODELING THE NON-STATIONARY PROCESS OF SNOW-FIRN DENSIFICATION IN THE POLAR ICE SHEET

By combining the existing models of densification and heat diffusion in the snow-firn sediments, we have constructed a numerical solution to the problem of simulating the non-stationary process of snow-firn densification under changing climate conditions on the polar ice sheets. The numerical experiments have allowed us to investigate the shape and degree of the response of the density profiles at different depths to changes in the ice formation conditions such as temperature, accumulation rate, and surface snow temperature. These experiments have shown that it is theoretically possible to reconstruct past changes in temperature and accumulation based on the shape of the measured density profiles. We also attempted to take into account the stratigraphic heterogeneity of the firn when modeling its densification, and finally we drew up a plan to address this difficult issue.

Keywords: climate change, ice core, ice formation, modeling, densification, snow-firn stratum.