

Ледники и ледниковые покровы

УДК 910.1:551.8

Математическое моделирование течения льда на Земле Королевы Мод в Антарктиде в рамках программы EPICA и его приложение в палеореконструкциях позднечетвертичного климата

© 2012 г. О.О. Рыбак^{1, 2}, Ф. Хёбрехтс¹¹Departement Geografie, Vrije Universiteit Brussel; ²Сочинский научно-исследовательский центр РАН
orybak@vub.ac.be

Статья принята к печати 3 апреля 2012 г.

Вариации климата, возраст льда, изотопный состав льда, ледниковый щит, математическая модель, поток геотермического тепла, течение льда.

Climatic variations, geothermal heat flux, ice age, ice flow, ice isotopic composition, ice sheet, mathematical model.

Один из основных источников сведений о вариациях температуры воздуха в прошлом – физико-химические свойства льда в кернах, которые получают при глубоком бурении ледниковых щитов. В 2001–2006 гг. на станции Конен на Земле Королевы Мод в Антарктиде в рамках проекта EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) было проведено глубокое бурение и получен ледяной керн длиной 2774 м. Вариации температуры воздуха практически линейно связаны с вариациями изотопного состава керна, однако восстановленный ряд температуры, помимо «климатического сигнала», содержит топографическую составляющую. Последняя обусловлена колебаниями локальной абсолютной высоты ледникового щита, а также тем обстоятельством, что лёд в керне образован из осадков, выпадавших вдоль траекторий движения частиц льда. Для расчёта неклиматического (топографического) смещения в изотопном и восстановленном по нему температурном ряду авторами статьи разработана методика, в основе которой лежит математическое моделирование течения льда. Оценки возраста льда и топографических поправок в придонной части в значительной степени определяются потоком геотермического тепла G . Анализ талой воды, обнаруженной при бурении в слоях льда вблизи подстилающих пород, показывает, что среднее по континенту (стандартное) значение G в окрестностях станции Конен занижено. Для установления разброса оценок возраста льда и значений неклиматического смещения в изотопном ряду из нижней части керна выполнена серия численных экспериментов, в которых G была выше стандартного значения на 5–30%.

Введение

Континентальные ледниковые щиты Гренландии и Антарктиды состоят из атмосферных осадков, которые выпадали на их поверхность десятки и сотни тысяч лет. Относительные концентрации стабильных изотопов кислорода и водорода — $\delta^{18}\text{O}$ и δD — в осадках над Гренландией и Антарктидой связаны с температурой воздуха в момент формирования осадков. Именно поэтому в изотопном составе льда этих двух континентальных ледников зафиксирована история климатических изменений [1, 21]. Последовательно измеренные значения $\delta^{18}\text{O}$ или δD в ледяном керне, извлечённом из скважины, составляют изотопный временной ряд, который функционально связан с температурой

воздуха и косвенно отражает изменения климата в прошлом. Первейшая задача глубокого бурения ледниковых щитов — восстановление климатической истории Земли.

Проект EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica), работы по которому начались в середине 1990-х годов, предполагал глубокое бурение Антарктического ледникового щита на двух станциях: франко-итальянской станции Купол Конкордия (Купол С) и немецкой станции Конен (рис. 1). Ледяные керны, полученные при бурении на этих станциях, получили название EDC (Купол С: EPICA-Dome C) и EDML (EPICA-Dronning Maud Land). Станция Купол С расположена в области с очень низкой скоростью аккумуляции

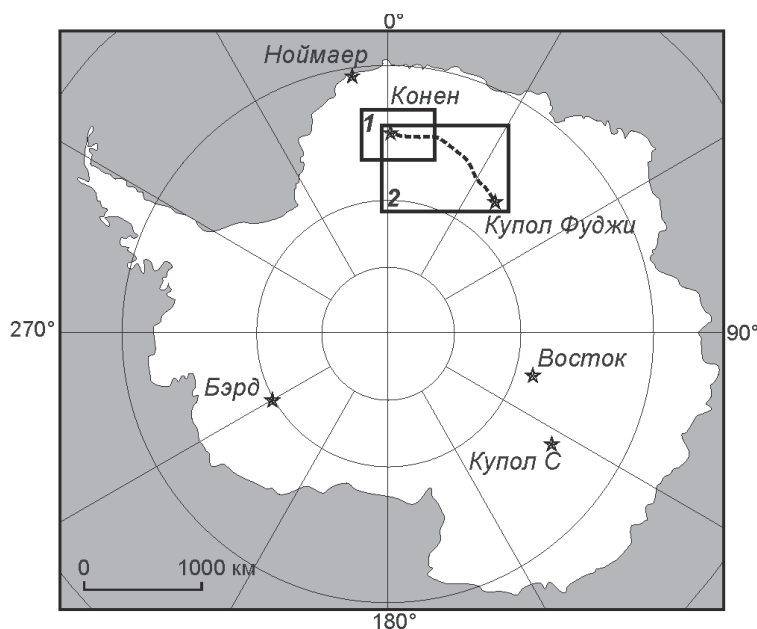


Рис. 1. Положение встроенных доменов региональной модели на карте Антарктиды:

1 — домен 600×400 км с пространственным разрешением 2,5 км; 2 — домен 960×640 км с разрешением 5 км. Звездочками обозначены антарктические станции, на которых было выполнено глубокое бурение ледникового щита. Пунктирной линией во встроенных доменах показан профиль радиозондирования между станциями Конен и Купол Фуджи, совпадающий с линией ледораздела

Fig. 1. Location of the nested domains on the map of Antarctica:

1 — domain of 600×400 km with spatial resolution of 2.5 km; 2 — a domain of 960×640 km with spatial resolution of 5 km. Stars denote location of the sites where the deepest drilling of the Antarctic ice sheet was carried out. Dashed line connecting stations Kohnen and Dome Fuji almost exactly coincides with the ice divide and shows the profile of the radio echo-sounding

(снегонакопления), поэтому главная цель бурения в этой точке — получение данных о вариациях климата за максимально продолжительный отрезок времени [7]. Станция Конен расположена на Земле Королевы Мод в зоне преимущественного влияния Атлантического океана. Относительно высокая скорость аккумуляции (около 7 см/год [18, 19]) должна была позволить получить качественные данные о вариациях климата на протяжении последнего ледникового цикла (~130 тыс. лет). Особый интерес вызывало сопоставление антарктических данных с материалами, полученными из гренландских ледяных кернов, поскольку последние также расположены в зоне влияния атлантического океана в Северном полушарии [8].

Выделение «климатического сигнала» из временного ряда $\delta^{18}\text{O}$ или δD сопряжено с определёнными трудностями. В частности, необходимо решить следующие задачи: 1) установить точную функциональную связь изотопного состава с вариациями температуры; 2) построить хронологическую шкалу ледяного керна; 3) исключить неклиматические составляющие из ряда вариаций $\delta^{18}\text{O}$ и δD , а также из ряда реконструированной температуры воздуха.

Изотопный состав выпадающих осадков определяется температурой конденсации выпадающей влаги [1]. Предполагается, однако, что во внутренней области Антарктиды температура конденсации близка к температуре верхней границы инверсионного слоя [6], а приземная температура связана с температурой у верхнего слоя инверсии линейным соотношением [17]. Присутствие

неклиматических (или топографических) составляющих связано с тем, что в изотопных рядах зафиксирована температура воздуха у верхней границы приземной инверсии в точке формирования осадков. Если же эта точка в прошлом отстояла от современного положения скважины, то это означает, что лёд сформировался выше по течению на иной абсолютной высоте (и при иной температуре конденсации), причём чем ниже его положение в скважине, тем «старше» лёд и тем длиннее его траектория от места происхождения.

Таким образом, вариации $\delta^{18}\text{O}$ и δD в керне в некоторой степени обусловлены тем фактом, что температура выше по течению льда была более низкой из-за разницы абсолютных высот, а также тем, что изотопный состав льда, измеренный сегодня, содержит компоненту, обусловленную адвекцией льда (адвективная составляющая). Кроме того, поверхность ледникового щита испытывала вертикальные движения, вызванные увеличением или уменьшением количества осадков и прогибами земной коры под воздействием меняющейся массы щита. Увеличение абсолютной высоты приводило к понижению как приземной температуры, так и температуры у верхнего слоя инверсии (в случае увеличения высоты температура снижалась), поэтому в изотопном ряду должна присутствовать ещё одна составляющая, обусловленная вертикальными движениями самого ледника, — локальная. Отметим также, что, помимо адвективной и локальной составляющих, в изотопных рядах может присутствовать и так называемая широтная составляющая [24], правда, особенности течения льда в интересующем нас

регионе делают эту составляющую пренебрежимо малой. В связи с изложенным проект EPICA предполагал разработку математической модели, которая бы имитировала эволюцию антарктического ледникового щита в ограниченной пространственной области. Это послужило отправной точкой начала настоящего исследования.

Ранее мы рассмотрели общий подход к моделированию течения льда на Земле Королевы Мод [2] и метод обработки данных численных экспериментов [3]. Результаты моделирования позволили построить хронологическую шкалу приблизительно для 9/10 толщи льда и рассчитать топографические поправки для последних 169 тыс. лет [3, 15]. Эта модель вместе с данными радиозондирования использовалась для расчёта палеоскоростей аккумуляции на Земле Королевы Мод в течение последних 73 тыс. лет [16].

Модельные расчёты, в которых средняя величина потока геотермического тепла G_{ref} составляла для Антарктиды $54,6 \text{ мВт/м}^2$, указывали на отсутствие базального таяния в точке бурения, однако температура льда у подстилающей поверхности с учётом поправки на давление лишь на $0,2 \text{ }^\circ\text{C}$ отличалась от точки плавления [14]. На последнем этапе глубокого бурения в скважине была обнаружена талая вода [8]. Это обстоятельство, указывающее, что базальная температура достигла точки плавления, поставило под сомнение предварительные оценки базального возраста — более 700 тыс. лет [14]. Принимая во внимание неопределённость величины G , мы выполнили серию предварительных численных экспериментов с упрощённой версией модели для выяснения влияния G на оценки возраста льда в придонном слое [23]. В настоящей работе даются окончательные оценки возраста льда в нижней части ледяного керна EDML и обсуждается влияние неопределённости G на оценки топографических поправок к изотопно-температурному ряду. Поскольку было установлено [23], что при увеличении G на 2% лёд в скважине у подножия щита не достигает точки плавления, в настоящей работе исследован диапазон изменений G , превышающих стандартное значение G_{ref} на 5–30% ($G = G_{ref} + 5 \div 30\%$). Верхняя граница диапазона определяется характерным разбросом G для различных типов горных пород [21].

1. Описание модели и постановка численных экспериментов

Модель и постановка численных экспериментов были рассмотрены раньше [2, 3, 11–13, 15], поэтому мы не будем описывать их подробно. Считается, что поле скорости во внутренних

областях ледниковых щитов достаточно хорошо воспроизводится в рамках приближения мелко-го льда (Shallow Ice Approximation или SIA) [10]. Однако применение SIA, строго говоря, ограничено горизонтальным масштабом, соответствующим приблизительно характерной толщине льда, умноженной на десять [10]. Для Антарктиды (как и для Гренландии) такое ограничение соответствует разрешению 20–30 км. Ниже этого предела расчётные скорости течения недостаточно точны, поскольку само течение определяется не только локальными факторами. При решении некоторых задач возникает необходимость рассчитать скорость течения с большим разрешением, чем позволяет SIA. В частности, в окрестности ледоразделов повышается роль градиентов продольных напряжений в балансе сил, определяющих динамику течения, что нельзя учесть в рамках SIA. То же можно сказать и о мелкомасштабных пространственных вариациях толщины льда. Влияние последних на текущее поле скоростей может быть не особенно заметно, но ошибки в расчётах, накапливаясь за время интегрирования модели в течение сотен тысяч модельных лет, вполне могут привести к неверно реконструированной эволюции поля течения. Это обстоятельство особенно важно в свете практических приложений модели для интерпретации данных глубокого бурения.

Для наиболее точного воспроизведения динамики льда в выбранной области необходимо, чтобы пространственное разрешение модели было больше того, которое возможно в рамках SIA. Однако повышение порядка аппроксимации уравнений течения льда для всего континента нецелесообразно, поскольку, с одной стороны, макродинамика целого щита вполне удовлетворительно может быть описана в рамках SIA, а с другой — численное решение уравнений течения льда, учитывающее нелокальные факторы, требует значительных вычислительных ресурсов [15]. Оптимизации расчётов достигается разделением решения задачи между двумя субмоделями: 1) моделирование эволюции динамики ледникового щита на комплексной SIA-модели с относительно грубым пространственным разрешением; эта субмодель получила название «большой модели» (БМ); 2) решение уравнений стационарного течения льда более высокого порядка аппроксимации в ограниченной области (встроенном домене) с большим пространственным разрешением для задаваемых большой моделью граничных условий; эта субмодель получила название «малой модели» (ММ).

Условно БМ (стандартная версия [11–13]) можно разбить на семь блоков (показаны сплошными



Рис. 2. Основные блоки в региональной модели и организация взаимодействия между ними
Fig. 2. Main blocks of the nested model and interaction between them

линиями на рис. 2). Два служебных блока предназначены для организации ввода начальных данных, различных параметров и управляющих рядов (блок входных данных) и для вывода результатов расчётов (блок вывода). Климатический блок (блок климатического форсинга) служит для расчёта приземной температуры воздуха, составляющих баланса массы ледника и скорости таяния шельфовых ледников. Остальные блоки необходимы для расчётов динамики ледникового щита, шельфовых ледников и подстилающих пород. Отдельный блок введён для расчёта положения линии налегания – границы между ледниковым щитом и шельфовым ледником. Расчёты охватывают область, заведомо превышающую размеры континента и примыкающих шельфовых ледников. Чтобы избежать сложностей, связанных с описанием процесса откалывания айсбергов, считается, что вся область БМ представляет собой лёд. Домен БМ имеет квадратную форму 281×281 узлов (5600×5600 км), в центре которой находится Южный полюс. Вертикальное разрешение составляет 30 слоёв, которые расположены неравномерно и уплотняются по направлению к основанию щита. Вертикальная координата $\zeta(x, y)$ – безразмерная, 0 (поверхность) $\leq \zeta(x, y) \leq 1$ (дно).

Климатический форсинг состоит из двух рядов – аномалий температуры воздуха и уровня Мирового океана, которые рассчитываются соответственно по изотопному составу антаркти-

ческого льда и морских донных осадков [2, 12, 13, 15]. Скорость аккумуляции (снегонакопления) P_A считается функцией температуры воздуха и рассчитывается по формуле, приведённой в работе [17] и уточнённой в [16]:

$$P_A[T_I(t)] = P_A[T_I|_{t=0}] \times \exp \left[22,47 \left(\frac{T_0}{T_I|_{t=0}} - \frac{T_0}{T_I(t)} \right) \left(\frac{T_I|_{t=0}}{T_I(t)} \right) \right] \times [1 + \beta(T_I(t) - T_I|_{t=0})], \quad (1)$$

где $T_0 = 273,15$ – температура плавления льда; $T_I(t) = 0,67T_s(t) + 88,9$ – среднегодовая температура на верхней границе приземного инверсионного слоя; T_s – среднегодовая температура воздуха у поверхности щита (вся температура рассчитывается в градусах Кельвина); $P_A[T_I|_{t=0}]$ – современная скорость аккумуляции (м/год в ледовом эквиваленте); β – эмпирический коэффициент, который учитывает разного рода нетермодинамические факторы (например, изменение механизмов осадкообразования при переходе от гляциальных условий к межгляциальным и др.); для окрестностей станции Конен $\beta = 0,0457 \pm 0,0236$ [16].

В ММ (этот блок показан пунктиром на рис. 2) рассчитывается стационарное течение льда в аппроксимации неполного второго порядка

(Incomplete Second-Order Approximation [4, 20]). По сравнению с описанным в [2, 15, 16] вариантом модели в настоящей работе для численного решения уравнений применяется иная дискретизация исходных уравнений течения льда, а расчёты ведутся на смещённой сетке, что повышает устойчивость решения и значительно снижает расход машинного времени [9].

В серии численных экспериментов, задачи которых — уточнение возраста льда в придонном слое и расчёт соответствующих топографических поправок при $G = G_{ref} + 5 \div 30\%$ (см. далее), уравнения ММ решались в прямоугольной области с пространственным разрешением 2,5 км (домен 1, 600×400 км). Длительность экспериментов составила 300–740 тыс. модельных лет. В эксперименте длительностью 80 тыс. модельных лет, направленном на определение скоростей палеоаккумуляции и уточнение величины β в формуле (1) [16], пространственное разрешение составило 5 км (домен 2, 960×640 км). Вертикальное разрешение в обоих случаях равно 100 равномерно расположенным слоям. Синхронизация БМ и ММ проводилась через фиксированные промежутки времени в 100 модельных лет. Заметим, что обратная связь между ММ и БМ не предусмотрена. Алгоритм совмещения полей БМ и ММ во времени и пространстве описан в [2, 15]. Приведём величины геотермического потока тепла G в серии численных экспериментов.

Номер эксперимента	Значение G , мВт/м ²
1	G_{ref}
2	$G_{ref} + 2\%$
3	$G_{ref} + 5\%$
4	$G_{ref} + 10\%$
5	$G_{ref} + 15\%$
6	$G_{ref} + 20\%$
7	$G_{ref} + 25\%$
8	$G_{ref} + 30\%$

Численные эксперименты, в которых время направлено из прошлого к настоящему, мы называем прямыми расчётами. Расчёт возраста льда в керне и других характеристик выполнялся в процессе так называемой постэкспериментальной обработки результатов. Идея её заключается в следующем. В точке во встроенном домене модели, соответствующей географическим координатам станции, на которой был получен ледяной керн, выстраивается условный (виртуальный) керн. Виртуальный керн состоит из трассеров (частиц льда), которые образовались из снега, выпавшего на поверхность ледникового щита в какой-то момент в прошлом. Чтобы определить время и координаты

происхождения трассеров на палеоповерхности ледникового щита, трёхмерное поле течения запускается «назад» во времени и траектории трассеров определяются шаг за шагом в потоке льда [3, 15]. Особенность настоящего исследования состоит в том, что в нижней части ледникового щита вертикальная скорость трассеров (и, следовательно, возраст льда) будет определяться, в основном, скоростью базального таяния [23]. В условиях, когда величина G неизвестна, оценки придонного возраста могут сильно варьировать. Оценки возраста в работе [23] получены только при численных экспериментах с БМ и нуждались в уточнении. В настоящей работе используется полная модель (БМ + ММ), что позволяет гораздо точнее рассчитать горизонтальные скорости течения льда и их изменения во времени, а также координаты происхождения трассеров и их возраст.

2. Поля скоростей течения льда во встроенных доменах

На рис. 3 показаны поля направлений и амплитуд скоростей в доменах 1 и 2, рассчитанные для современных условий при $G = G_{ref}$. На обоих рисунках хорошо видно, что поля имеют минимумы вдоль гребня, соединяющего станции Конен и Купол Фуджи (см. рис. 1). Окрестности станций Конен и Купол Фуджи различаются по топографии поверхности (рис. 4). Станция Конен расположена вблизи седловины в конце пологого гребня, станция Купол Фуджи — очень близко от вершины топографического купола. Окрестности станции Конен имеют также более сложную топографию ложа. В соответствии с этим качественно различаются и поля скоростей течения (рис. 5). Непосредственно в седловине, к северо-западу от станции Конен, амплитуда снижается до менее 10 см/год, а приблизительно в 1200 км вверх по течению, в районе купола Фуджи, — до менее 1 см/год. Выше по течению от станции Конен скорость достигает 2,5 м/год. Поскольку существенных смещений ледораздела в прошлом, по-видимому, не происходило [15], распределение амплитуд и направлений скоростей также менялось незначительно. В большей степени поле скоростей в прошлом зависело от конфигурации области базального таяния [23].

Согласно GPS-наблюдениям, направление течения на станции Конен составляет 273,4° [25]. Направление модельного течения — 279,4°. Амплитуды течения на поверхности равны 0,756 м/год (измеренная) и 0,734 м/год (модельная). Отсюда можно сделать вывод, что модель позволяет вполне удовлетворительно рассчитывать скорость течения льда.

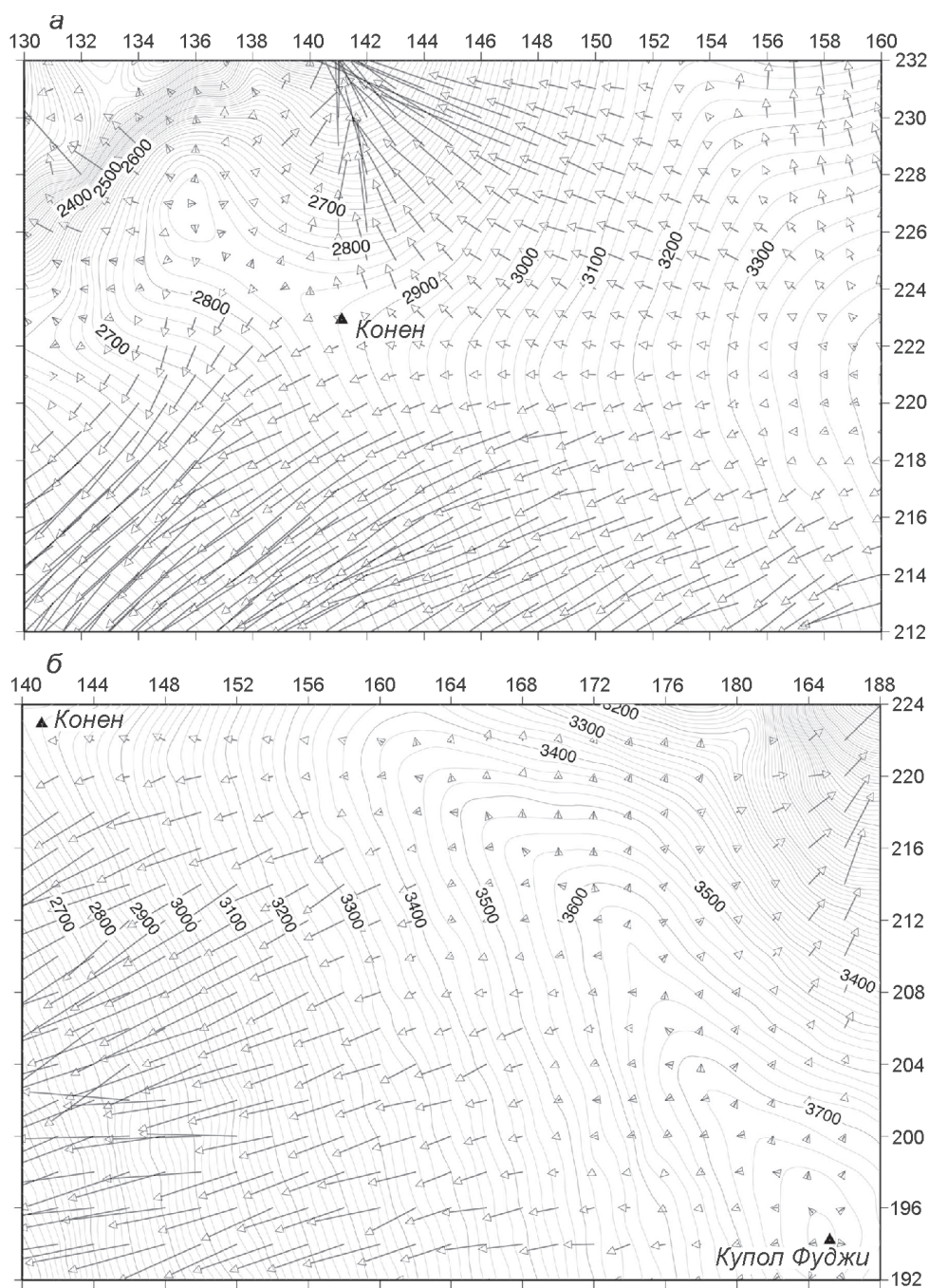


Рис. 3. Направления векторов скорости течения льда на поверхности ледникового щита во встроенных доменах 1 (а) и 2 (б). Длина стрелок относится к амплитуде скорости как 1 : 500

Fig. 3. Directions of the surface ice flow vectors in the nested domain 1 (a) and domain 2 (b). Length of the arrows is scaled to the velocity magnitude as 1 : 500

3. Хронология льда в нижней части керна

Вертикальная скорость течения льда зависит от скорости аккумуляции (определяющей в верхней части щита), скорости базального таяния, если оно присутствует (нижние 10–15%), и дивергенции потока льда. Вариации β в выражении (1) вызывают изменения вертикальной скорости виртуальной

частицы, в результате чего хронологическая шкала будет трансформироваться. Чем больше будет значение β , тем более «положительной» (или более «отрицательной») будет аномалия скорости аккумуляции в течение межгляциальной (или гляциальной) фазы. Поскольку длительность гляциальных фаз больше, чем межгляциальных, увеличение β приводит к

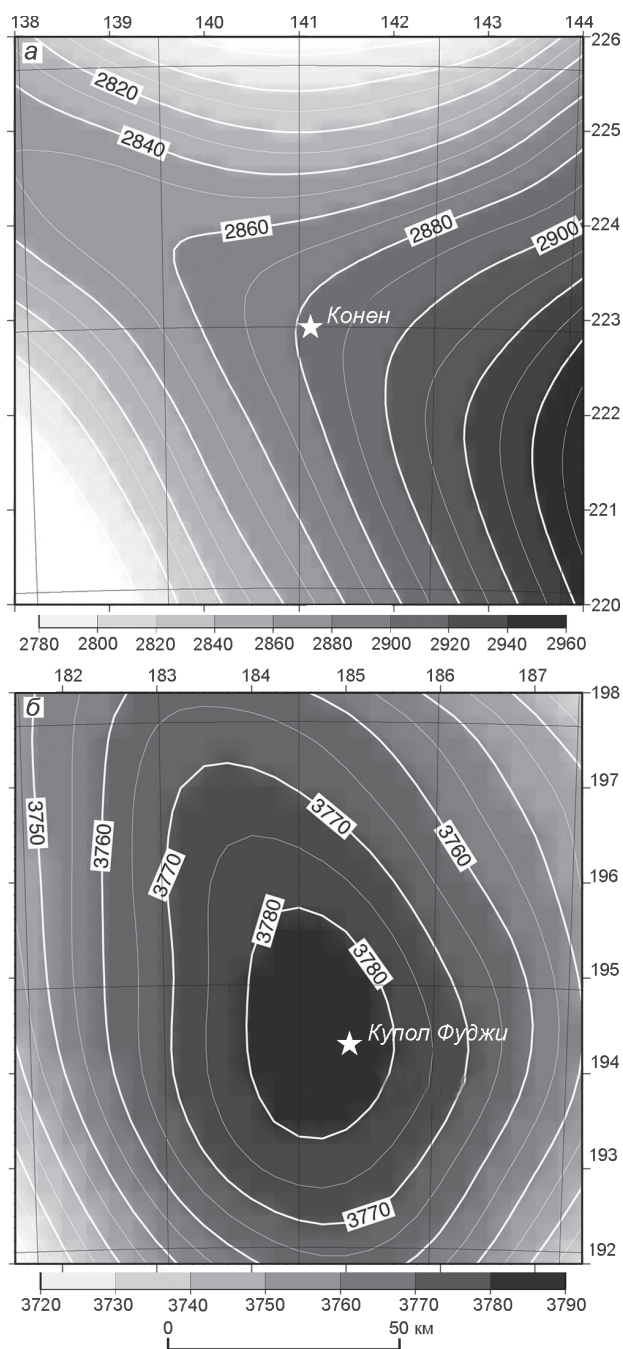


Рис. 4. Абсолютная высота поверхности в окрестностях станций Конен (а) и Купола Фуджи (б), м над ур. моря
Fig. 4. Surface elevation in the surroundings of Kohnen (a) and Dome Fuji (b), m above sea level

уменьшению количества осадков и к тому, что модельный лёд становится относительно более «старым». Очевидно, что параметризация нетермодинамической части ледниково-межледниковых сдвигов в скорости аккумуляции путём простого линейного усиления температурного контраста упрощает реальную картину.

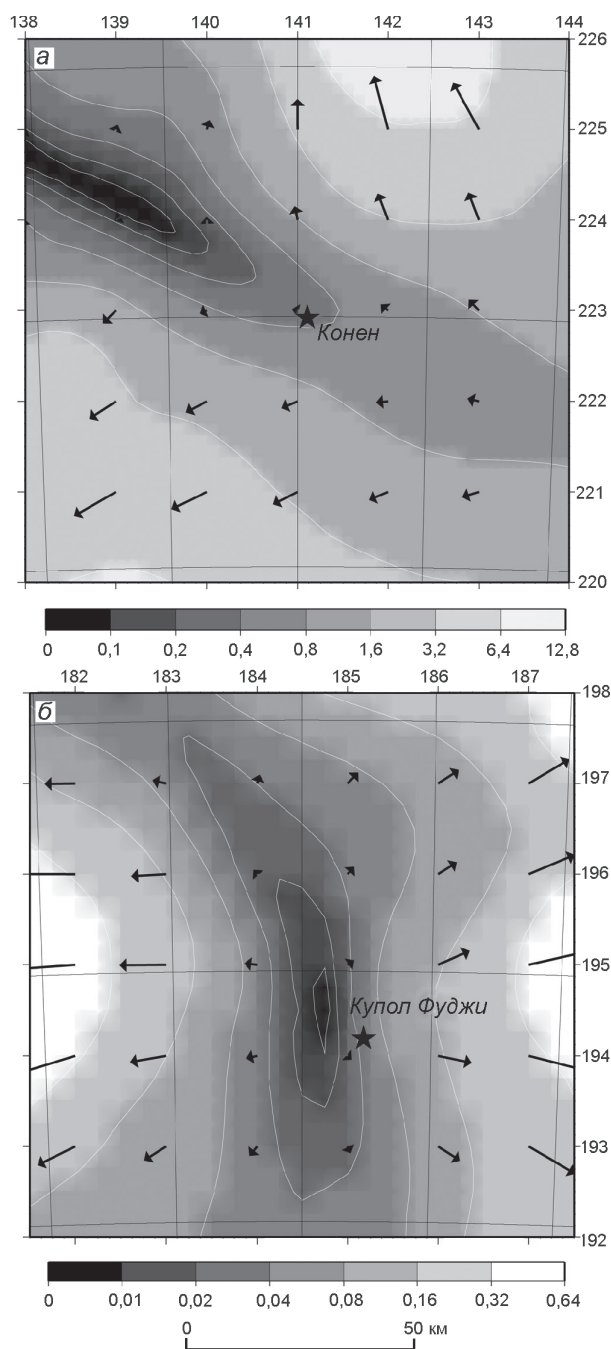


Рис. 5. Амплитуды и направления скоростей течения льда на поверхности ледникового щита в окрестностях станций Конен (а) и Купол Фуджи (б).
 Шкалы даны в м/год. Длина стрелок относится к амплитуде скорости как 1 : 500

Fig. 5. Directions of the surface flow in the surroundings of Kohnen (a) and Dome Fuji (b).
 Lengths of the arrows are scaled to the velocity magnitudes as 1 : 500

Расчёты показали, что если $\beta = 0,0457$, то модельные кривые возраста льда при $G = G_{ref} + 5 \div 30\%$ начинают отклоняться от стандартной [8] приблизительно с 20% относительной глубины в сва-

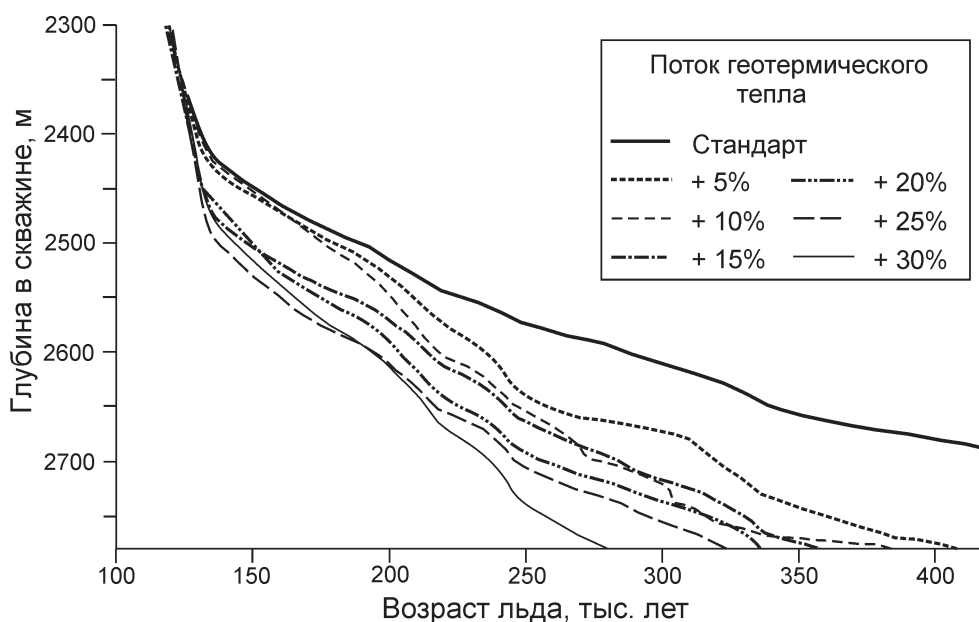


Рис. 6. Места происхождения частиц льда, первоначально расположенных вдоль вертикали, каждые 1% относительной толщины (в ледовом эквиваленте, л.э.) в точке с координатами станции Конен.

Координаты происхождения рассчитывались методом обратного отслеживания в ходе постэкспериментальной обработки стандартного численного эксперимента ($G = G_{ref}$) и в серии экспериментов с $G = G_{ref} + 5 \div 30\%$. В стандартном эксперименте наиболее глубокое первоначальное расположение частицы льда соответствовало 99% относительной глубины в л.э. В остальных экспериментах наибольшая глубина расположения частиц составляет 100% относительной глубины в л.э.

Fig. 6. Places of origin of ice particles initially uniformly placed every 1% of ice equivalent (i.e.) relative depth in the vertical at the Kohnen drill site.

Coordinates of origin were obtained by the back-tracing method during the post-processing in the reference experiment ($G = G_{ref}$) and in the series of numerical experiments with $G = G_{ref} + 5 \div 30\%$. In the reference experiment, the deepest particle was initially located at 99% of the relative i.e. depth. In other experiments the deepest initial location of particles corresponds to 100% i.e. relative depth

жине. Постановка численных экспериментов позволяет уточнять вертикальную скорость в ходе постэкспериментальной обработки. В связи с этим для компенсации дополнительной вертикальной скорости, вызванной ростом G , величина β была увеличена так, чтобы возраст льда в экспериментах 2–8 совпадал с контрольным (стандартным) значением в эксперименте 1 с точностью ± 200 лет на относительной глубине 84%. Эту глубину, соответствующую по времени предыдущему межледниковью, можно рассматривать как своего рода переломную точку, глубже которой наклон кривой возраста льда резко изменяется и компенсировать отклонение кривых возраста от стандарта при увеличенном G не удаётся ни при каких разумных значениях β . Кроме того, на глубине ~84% начинается отклонение модельной стандартной кривой от официальной хронологии EDML1 [8]. Возможные причины отклонений обсуждены в работе [15].

После соответствующего подбора величины β (β_{tuned}) все кривые возраста удовлетворяли контрольному значению возраста $123,3 \pm 0,2$ тыс. лет на глубине 84%, лишь в экспериментах 3 и 4 значения

β_{tuned} оказывались меньше верхнего предела, определяемого одним стандартным отклонением от среднего по профилю ($1\sigma_\beta = 0,0236$, см. раздел 1): 0,063 и 0,061 соответственно. В этих двух случаях возраст льда на глубине 89% (самая большая глубина, возраст льда на которой определён в работе [15]) на 5,3–5,6 тыс. лет моложе, чем было установлено для стандартного случая (169 тыс. лет). Чтобы удовлетворить контрольному значению возраста в остальных экспериментах, необходимо было увеличить β_{tuned} до 0,079–0,114, что, естественно, превышало уровень $1\sigma_\beta$.

Кривые возраста, построенные с учётом β_{tuned} (рис. 6), имеют в целом тот же характер, что и кривые, полученные в первой серии экспериментов [23]. Однако оценки возраста, в том числе и у самого ложа, отличны от полученных в исследовании [23], поскольку учитывают те эффекты, которые не могли быть приняты во внимание ранее. Все кривые можно условно отнести к двум типам. Кривые, полученные в экспериментах 3 и 4, относятся к первому типу и имеют точку перегиба на глубине около 2420 м. Остальные кривые относятся ко второму типу. Их точка перегиба

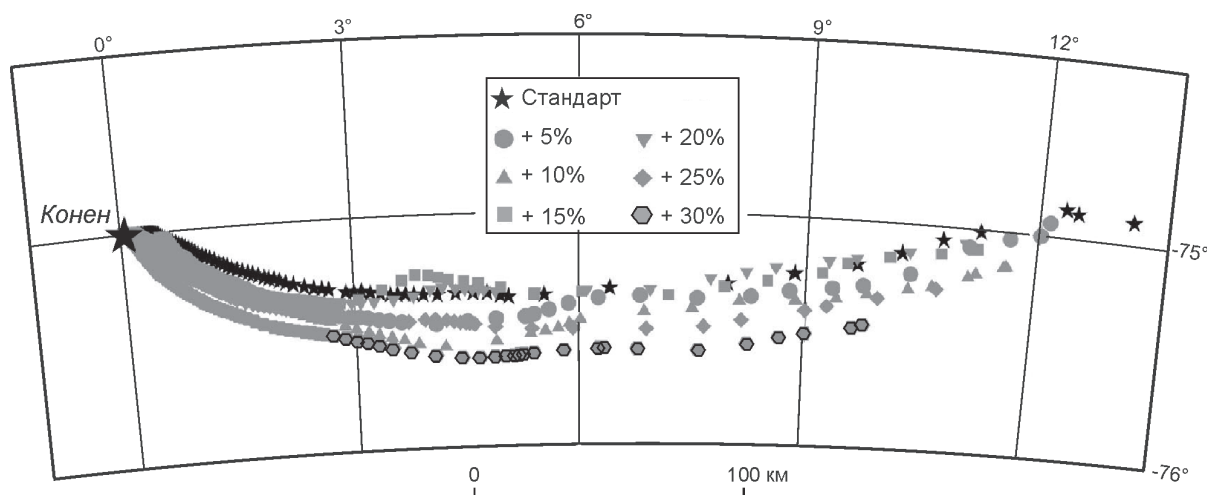


Рис. 7. Модельное распределение возраста льда в придонной части ледяного керна, полученного на станции Конен (годы) как функция относительной глубины.

Параметр β был откалиброван таким образом, чтобы рассчитанный возраст на 84% относительной глубины в л.э. соответствовал возрасту, рассчитанному в стандартном эксперименте на этой глубине

Fig. 7. Model-derived depth-age distributions in the lower part of the Kohnen ice core plotted as functions of real depth (years). Parameter β was tuned in the way that all depth-age distributions fitted to the reference one at 84% of the relative i.e. depth

находится ниже, на глубинах 2470–2490 м. В обоих случаях возраст льда в точках перегиба составляет приблизительно 135 тыс. лет, т.е. лёд был отложен на поверхности щита незадолго до пика предыдущего межледниковья. Поскольку лишь в экспериментах 3 и 4 для совпадения возраста в контрольной точке понадобилось увеличение β_{tuned} в пределах не более, чем одно стандартное отклонение, то наиболее вероятно, что максимальный придонный возраст льда в скважине (на 99,99% относительной глубины, или в 2,75 м от ложа) лежит в пределах 364–410 тыс. лет, а G превышает стандарт G_{ref} не более чем на 10%. Как и ожидалось, координаты происхождения льда определяются его возрастом (рис. 7): чем старше лёд в придонной части, тем дальше от места скважины он первоначально был отложен на поверхности ледникового щита. Отметим, что последний трассер в стандартном эксперименте «стартовал» с глубины 99%, поскольку из-за отсутствия базального таяния возраст придонного льда (и соответственно координаты происхождения) для случая $G = G_{\text{ref}}$ не определён.

4. Исключение топографической компоненты из изотопного ряда

Топографическая компонента в изотопном ряду, полученном из керна со станции Конен, имеет две составляющих — локальную и адвективную. Локальная составляющая обусловлена вариациями абсолютной высоты поверхности ледникового щита во времени. Присутствие адвективной состав-

ляющей объясняется движением льда вдоль осевой линии потока вниз по течению относительно того места, где снег первоначально выпал на поверхность щита. Следовательно, чтобы вычесть топографическую составляющую из вариаций изотопного ряда, нужно рассчитать путь, пройденный частицей льда, взятой на определённой глубине в керна, до точки происхождения (x, y) на поверхности ледникового щита и определить абсолютную высоту $S_{xy}(0)$ в этой точке. Затем найти современную абсолютную высоту поверхности щита в точке бурения $S_{\text{EDML}}(0)$. Их разность даст адвективную составляющую

$$\Delta S_{\text{adv}}(t) = S_{\text{EDML}}(0) - S_{xy}(0). \quad (2)$$

Локальная составляющая будет равна разнице современной абсолютной высоты $S_{xy}(0)$ и палеовысоты в точке происхождения частицы льда $S_{xy}(t)$:

$$\Delta S_{\text{loc}}(t) = S_{xy}(0) - S_{xy}(t). \quad (3)$$

Сумма адвективной и локальной составляющих даст суммарную топографическую компоненту $\Delta S_{\text{tot}}(t) = \Delta S_{\text{adv}}(t) + \Delta S_{\text{loc}}(t)$. Чтобы пересчитать вариации абсолютной высоты в вариации изотопного состава $b_{\text{tot}}^{\delta^{18}\text{O}}(t)$, воспользуемся величиной (градиентом) $\partial \delta^{18}\text{O} / \partial S = -0,00957 \text{ ‰/м}$, полученной в [15] по данным полевых исследований [18, 19] изотопного состава и температуры снега в точках, расположенных на различной высоте в окрестностях станции Конен:

$$b_{\text{tot}}^{\delta^{18}\text{O}}(t) = \Delta S_{\text{tot}}(t) \frac{\partial \delta^{18}\text{O}}{\partial S}. \quad (4)$$

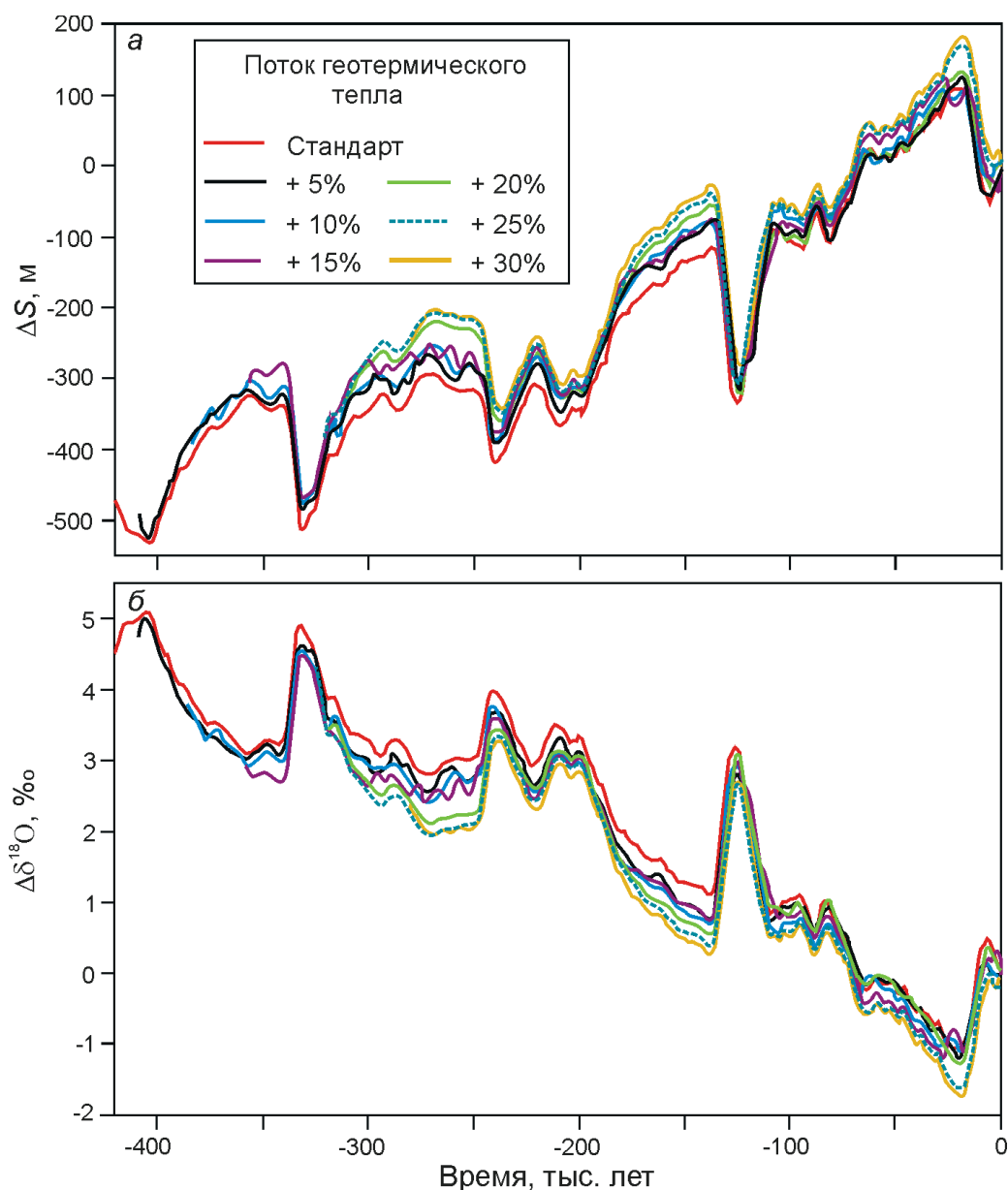


Рис. 8. Суммарная топографическая поправка (м) как функция времени в стандартном эксперименте и в серии численных экспериментов с $G = G_{ref} + 5 \div 30\%$ (а); та же характеристика, пересчитанная в поправку к изотопному составу льда, ‰, (б)

Fig. 8. Total topographic correction (m) as a function of time in the reference experiment and in the series of numerical experiments with $G = G_{ref} + 5 \div 30\%$ (a); corresponding biases of the $\delta^{18}\text{O}$ record, ‰, (b)

Заметим, что изотопный состав выпавших осадков может испытывать пространственные вариации из-за перераспределения снега ветром [5], поэтому построенные полуэмпирические связи между изотопным составом, приземной температурой и высотой поверхности могут в некоторой степени зависеть от этого обстоятельства. Поскольку для исследуемой области надёжные оценки ветрового перераспределения снега отсутствуют, мы не рассматриваем возможный его эффект.

Как было показано в разделе 3, возраст льда в нижней части керна определяется, главным образом, величиной G . В соответствии с этим величина $\Delta S_{tot}(t)$ различна в экспериментах серии (рис. 8). Понятно, что кривая суммарной поправки $\Delta S_{tot}(t)$, построенная для стандартного случая, указывала бы на предельно возможное отклонение вариации абсолютной высоты, если бы локальные её колебания по амплитуде и фазе совпадали бы во всех экспериментах. Однако некоторые отли-

чия в колебаниях абсолютной высоты между экспериментами все-таки есть, поэтому в течение приблизительно последних 30 тыс. лет, когда адвективная составляющая была относительно невелика по сравнению с локальной, на отдельных участках стандартная кривая не указывает на максимальную поправку. Как и следовало ожидать, минимальные значения поправок получены для максимальных отклонений G от стандарта в экспериментах 7 и 8. Разница абсолютных высот в этих случаях по сравнению со стандартом достигает 150 м. Для наиболее вероятных случаев (эксперименты 3 и 4) разница абсолютных высот по сравнению со стандартом не превышает 60 м, исключая периоды 200–250 тыс. л.н. и 400–409 тыс. л.н., когда эта разница достигает 70 м (в последнем случае только для эксперимента 3). В течение же большей части временного промежутка разница не превышает 40 м.

В соответствии с кривой на нижней панели рис. 8 для выделения климатического сигнала из изотопного ряда минимальная коррекция должна быть сделана в маловероятных случаях: $G = G_{ref} + 25\%$ и $G = G_{ref} + 30\%$ (эксперименты 7 и 8). В наиболее вероятных случаях $G = G_{ref} + 5\%$ и $G = G_{ref} + 10\%$ поправка составит не более 0,48–0,57 ‰, что эквивалентно 0,59–0,70 °C.

Заключение

На основе выполненных численных экспериментов установлено следующее: 1) на оценки возраста глубоких слоёв льда в скважине существенно влияет неизвестная величина геотермического потока тепла G , её наиболее вероятные оценки в западной части Земли Королевы Мод, по-видимому, не превышают более чем на 10% среднее для континента значение G_{ref} ; 2) определённый ранее [13] возраст льда 169 тыс. лет в скважине на станции Конен на 89% относительной глубины (при $G = G_{ref}$) следует, по-видимому, уменьшить на 4–5 тыс. лет; 3) на 99,9% относительной глубины скважины на станции Конен (в 2,75 м от ложа) в случае $G = G_{ref}$ возраст льда керна с этой станции превышает 740 тыс. лет; при наиболее вероятных значениях $G = G_{ref} + 5\%$ и $G = G_{ref} + 10\%$ возраст льда на этой глубине составляет 386–409 тыс. лет; 4) топографическая поправка к значению температуры воздуха во время последнего ледникового цикла составляет приблизительно –1,2 °C, а во время межледниковий ~125, ~240, ~320, ~405 тыс. л.н. она достигает половины всего «климатического сигнала» – восстановленной аномалии температуры воздуха (около +6 °C 405 тыс. л.н.); 5) наличие базального таяния позволяет уменьшить поправку на 10–20%.

Литература

1. Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г. Изотопная и геохимическая гляциология. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
2. Рыбак О.О., Хёбрехтс Ф., Паттэн Ф., Штайнхаге Д. Региональная модель динамики льда. Часть 1. Описание модели, постановка численных экспериментов и современная динамика потока в окрестностях станции Конен // МГИ. 2007. Вып. 102. С. 3–11.
3. Рыбак О.О., Хёбрехтс Ф., Паттэн Ф., Штайнхаге Д. Региональная модель динамики льда. Часть 2. Пост-экспериментальная обработка данных // МГИ. 2007. Вып. 103. С. 3–10.
4. Blatter H. Velocity and stress fields in grounded glaciers: a simple algorithm for including deviatoric stress gradients // Journ. of Glaciology. 1995. V. 41. P. 333–344.
5. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Barkov V.I., Petit J.R., Masson-Delmotte V. Spatial and temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of Vostok station. Antarctica: implications for ice-core record interpretation // Annals of Glaciology. 2002. V. 35. P. 181–186.
6. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Kuzmina I.N., Petit J.R., Masson-Delmotte V., Johnsen S. The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station, East Antarctica, over the past 200 years // Annals of Glaciology. 2004. V. 39. P. 569–575.
7. EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // Nature. 2004. V. 429. P. 623–628.
8. EPICA community members. One-to-one interhemispheric coupling of polar climate variability during the last glacial // Nature. 2006. V. 444. P. 195–198.
9. Fürst J.J., Rybak O., Goelzer H., De Smedt B., De Groen P., Huybrechts P. Improved convergence and stability properties in a three-dimensional higher-order ice sheet model // Geoscientific Model Development. 2011. V. 4. P. 1133–1149.
10. Hutter K. Theoretical Glaciology: material science of ice and the mechanics of glaciers and ice sheets. Dordrecht: D. Reidel, 1983. 510 p.
11. Huybrechts P. The Antarctic ice sheet and environmental change // Berichte zur Polarforschung. Bremerhaven, Germany, 1992. V. 99. 241 p.
12. Huybrechts P. Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles // Quaternary Science Reviews. 2002. V. 21. P. 203–231.
13. 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.
14. Huybrechts P., Rybak O., Pattyn F., Steinhage D. Simulation of the ice-dynamical history around the EPICA DML drill site with a nested Antarctic ice sheet model [Электронный ресурс] // Abstracts of the Contributions of the EGU 2nd General Assembly, Nice, France, 26–30 April, 2004 // Geophys. Research Abstracts. 2004. V. 6.
15. Huybrechts P., Rybak O., Pattyn F., Ruth U., Steinhage D. Ice thinning, upstream advection and non-climatic biases for the upper 89% of the EDML ice core from a nested model of the Antarctic ice sheet // Climate of the Past. 2007. V. 3. P. 577–589.

16. Huybrechts P., Rybak O., Steinhage D., Pattyn F. Past and present accumulation rate reconstruction in the Eastern Dronning Maud Land, Antarctica // *Annals of Glaciology*. 2009. V. 51. P. 112–120.
17. Lorius C., Jouzel J., Ritz C., Merlivat L., Barkov N.I., Korotkevich Y.S., Kotlyakov V.M. A 150,000-year climatic record from Antarctic ice // *Nature*. 1985. V. 316. P. 591–596.
18. Oerter H., Graf W., Wilhelms F., Minikin A., Miller H. Accumulation studies on Amundsenisen, Dronning Maud Land, Antarctica, by means of tritium, dielectric profiling and stable-isotope measurements: first results from the 1995–96 and 1996–97 field seasons // *Annals of Glaciology*. 1999. V. 29. P. 1–9.
19. Oerter H., Wilhelms F., Jung-Rothenhäusler F., Göktaş F., Miller H., Graf W., Sommer S. Accumulation rates in Dronning Maud Land, Antarctica, as revealed by dielectric-profiling measurements of shallow firn cores // *Annals of Glaciology*. 2000. V. 30. P. 27–34.
20. Pattyn F. A new three-dimensional higher-order thermomechanical ice sheet model: Basic sensitivity, ice stream development, and ice flow across subglacial lakes // *Journ. of Geophys. Research*. 2003. V. 108 (B 8). 2382. doi:10.1029/2002JB002329.
21. Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set // *Reviews of Geophys and Space Physics*. 1993. V. 31 (3). P. 267–280.
22. Robin G. de Q. Ice cores and climatic change // *Philosophical Trans. R. Soc. Lond., Ser. B*. 1977. V. 280. P. 143–168.
23. Rybak O., Huybrechts P. Sensitivity of the EDML ice core chronology to geothermal heat flux // *МГИ*. 2008. Вып. 105. С. 35–40.
24. Vinther B.M., Buchardt S.L., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fisher D.A., Koerner R.M., Raynaud D., Lipenkov V., Andersen K.K., Blunier T., Rasmussen S.O., Steffensen J.P., Svensson A.M. Holocene thinning of the Greenland ice sheet // *Nature*. 2009. V. 461. P. 385–388.
25. Wesche C., Eisen O., Oerter H., Schulte D., Steinhage D. Surface topography and ice flow in the vicinity of EDML deep-drilling site // *Journ. of Glaciology*. 2007. V. 53. P. 442–448.

Summary

One of the main sources of our knowledge about past air temperature variations is the isotopic composition of the ice cores obtained during deep drilling of the ice sheets. During 2001–2006 deep drilling was carried out at Kohnen station in Dronning Maud Land, Antarctica within the frameworks of the European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA). As a result, an ice core of 2774 m length was obtained. Variations of air temperature are linearly dependent on isotopic composition of an ice core, but the reconstructed temperature series contains besides the climatic signal, a topographic bias. Appearance of this bias is explained by the upstream advection from the elevated sites where the ice particles were originally deposited, and by the local vertical movements of the surface of the ice sheet through time. In order to calculate this non-climatic (topographic) bias in the isotopic and reconstructed air temperature record, we applied a methodology based on mathematical ice-flow modeling. In the lower part of the ice sheet ice chronology and non-climatic biases are strongly affected by unknown value of the geothermal heat flux (G). Melt water, which was found close to the bedrock suggests that that assumed $G = 54.6 \text{ mWm}^{-2}$ (the average value for Antarctica) was very likely underestimated in the surroundings of Kohnen. In order to estimate the range of possible values of ice age and of non-climatic bias in the lower part of the core we carried out a series of numerical experiment with G increased by 5–30%.