

ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК



ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МАТЕРИАЛЫ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ВЫПУСК 103

DATA OF GLACIOLOGICAL STUDIES

PUBLICATION 103

Москва

Октябрь 2007

ТЕМАТИЧЕСКИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ



Региональная модель динамики льда Часть 2. Постэкспериментальная обработка данных

О. Рыбак^{1,4}, Ф. Хёбрехтс^{1,2}, Ф. Паттэн³, Д. Штайнхаге¹

¹Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Germany; ²Vrije Universiteit Brussel, Brussels, Belgium;

³Université Libre de Bruxelles, Brussels, Belgium; ⁴Сочинский научно-исследовательский центр РАН

Статья поступила в редакцию 6 июля 2006 г.

Представлена членом редколлегии В.Н. Голубевым

Описан численный эксперимент, выполненный на основе региональной модели динамики льда для окрестностей станции Конен на Земле Королевы Мод в Антарктиде. Обсуждаются метод постэкспериментальной обработки данных и реконструированные характеристики потока льда.

Введение

Физико-химические характеристики антарктического льда, как известно, содержат косвенные данные о вариациях климата, циркуляции атмосферы и об изменении параметров биосферы на протяжении последних сотен тысяч лет. Антарктический лед формировался из влаги, поступившей из различных районов Мирового океана [4, 25], и вследствие этого его характеристики неоднородны в разных частях континента. Сопоставление данных анализа кернов, полученных в разных районах Антарктиды, дает возможность построить объективную картину глобальных изменений в прошлом.

В последнее десятилетие было выполнено глубокое бурение Восточно-Антарктического щита на четырех удаленных друг от друга станциях — Восток, Купол С, Купол Фуджи и Конен. Последняя была выбрана не в последнюю очередь потому, что современная скорость аккумуляции здесь [17] в среднем втрое выше, чем в районах трех других станций [5, 6]. По некоторым данным, такое же соотношение между

скоростями аккумуляции (примерно 3:1) сохранялось и в прошлом. Относительно высокая скорость аккумуляции в районе станции Конен означает, что временное разрешение в рядах физико-химических характеристик льда в керне будет более подробным для последнего ледникового цикла.

К настоящему времени проанализирован изотопный состав льда в 9/10 керна [7]. Чтобы использовать результаты в качестве индикатора изменений климата, требуется решить две задачи. Первая заключается в датировании льда в керне. Непосредственный подсчет годовых слоев льда возможен лишь до горизонта возрастом приблизительно 20 тыс. лет, ниже которого различия физических и химических свойств между слоями отдельных лет стираются. Для определения возраста льда ниже этого горизонта прибегают к синхронизациям одинаковых событий, зафиксированных в различных кернах (например, вулканических извержений) или к датировке с помощью изотопов, скорость накопления которых условно считается постоянной (^{10}Be) и т.д. Слабость метода синхрони-

зации очевидна — ошибка, допущенная при датировании события в одном керне, автоматически переходит на другой. Соответственно уточнение датирования по одному керну требует аналогичного уточнения по другому. На недостатки, свойственные в целом всем методам синхронизации рядов случайных данных, указано, в частности, в [27].

Относительно независимое датирование возможно с помощью методов, в основе которых лежит математическое моделирование. Говоря об относительной независимости, мы имеем в виду, что практически все модельные методы (за исключением простейших [3, 8, 16]) в той или иной форме включают привязки к реперным событиям («временные окна» в [18]), используют «орбитальный тьюнинг», т.е. подгонку модельной временной шкалы под периодичность циклов Миланковича [21], иногда в качестве климатического форсинга модели вводят изотопные ряды [10, 11], которые в свою очередь были датированы с использованием методов, основанных на априорной информации (см. выше). Видимо, в настоящее время не существует такого метода, который позволил бы получить совершенно независимую абсолютную временную шкалу для датирования ледяных кернов. Достоинство модельного подхода заключается в том, что он позволяет свести к минимуму субъективность оценок возраста льда, свойственную методу синхронизации.

Вторая задача связана с географическим положением станции. В отличие от других мест глубокого бурения, расположенных близко к вершинам куполов, где адвекция льда минимальна, станция Конен находится на склоне очень пологого гребня, где скорость потока на поверхности в настоящее время оценивается в 75 см/год [26]. Следовательно, при реконструкции ряда палеотемпературы воздуха по изотопным данным необходимо учитывать, что лед на месте современного керна сформировался выше по течению потока. Реконструировать эволюцию топографии щита и скорость потока можно только с помощью математического моделирования.

В части 1 настоящего исследования [1] была представлена региональная модель динамики потока льда в ограниченной области на Земле Королевы Мод, а также полученное с ее помощью современное поле скоростей его движения. В части 2 рассматривается модификация численного эксперимента. В качестве климатического форсинга на последнем этапе моделирования используется температурный климатический сигнал, реконструированный по изотопному ряду, полученному на основе анализа керна со станции Конен. В рамках эксперимента решается проблема восстановления топографии щита и динамических характеристик потока вдоль траекторий движения частиц льда. В этих целях задача разбита на две части — собственно моделирование эволюции щита, или форвардный эксперимент*, рассмотрен-

ный в [1], и постэкспериментальная обработка данных модельных расчетов.

В настоящей работе мы рассматриваем последний этап численного эксперимента, который охватывает период длительностью 170 тыс. лет. Восстановление динамики потока в более далеком прошлом требует дополнительных исследований. Сложность анализа придонной части керна состоит в том, что деформации и возраст льда здесь определяются скоростью базального таяния, т.е. в конечном итоге потоком геотермического тепла (G). Однако детальное пространственное и временное распределение G неизвестно. Нельзя исключить, что принятое в [1] среднее для Антарктиды значение $G = 56,4 \text{ мВт/м}^2$ не является точным для окрестностей станции Конен [15]. Предварительные модельные расчеты показали, что станция Конен расположена на самой границе зоны потенциального базального таяния [11]. Как показала серия численных экспериментов [12], увеличение G на 10% привело бы к потере 200-метрового слоя льда за счет базального таяния в течение 400 тыс. лет, а, следовательно, к значительному омоложению льда в нижней части керна.

К настоящему времени методом синхронизации физико-химических характеристик льда с данными анализа керна, полученного на станции Купол С, датирована большая часть керна со станции Конен (шкала EDML1 [7]). При всех недостатках метода синхронизации и по сути дела отсутствии других способов независимого датирования керна мы посчитали возможным использовать ряд $\delta^{18}\text{O}$ для построения ряда климатического форсинга. В масштабах одного климатического цикла неточности датировки не будут играть существенной роли, но амплитуды вариации палеотемпературы непосредственно в районе исследований позволяют гораздо точнее рассчитать скорости палеоаккумуляции по сравнению с аналогичными расчетами, выполненными на основе анализа другого керна.

Модификация температурного форсинга в численном эксперименте

Цель модификации температурного форсинга заключалась в итеративном включении в численный эксперимент изотопных данных, полученных по керну со станции Конен. В соответствии с этим модельный эксперимент проводился в три этапа. Первый этап полностью соответствовал методике, описанной в [1]. Его результаты послужили для исключения неклиматического (топографического) эффекта из климатического сигнала в изотопном ряду, который предполагалось использовать как основу для температурного форсинга на следующем этапе [11].

На протяжении всей истории топография поверхности ледникового щита Антарктиды постоянно менялась. Его поверхность испытывала вертикальные

*От англ. forward, имеется в виду эксперимент, направленный «вперед» по временной оси из прошлого.

движения, вызванные увеличением или уменьшением количества осадков, а также вследствие прогибов литосферы под воздействием меняющейся массы щита. Согласно [13], приземная температура практически линейно связана с температурой у верхней границы температурной инверсии, которая в свою очередь служит регулирующим фактором в процессе фракционирования изотопов кислорода и водорода во время формирования атмосферных осадков. Таким образом, увеличение абсолютной высоты места приводит к снижению как приземной температуры, так и температуры у верхнего слоя инверсии. Это значит, что температура воздуха, косвенно зафиксированная в изотопном составе любого ледяного керна, менялась не только вследствие глобальных колебаний климата, но и под влиянием факторов, не связанных напрямую с климатом. Иными словами, восстановленный температурный ряд содержит климатический сигнал "плюс" неклиматическое смещение.

Для керна, полученного на станции Конен, исключения локального топографического эффекта недостаточно для выделения климатического сигнала, так как здесь нельзя пренебречь адвекцией льда. Согласно предварительной грубой оценке, лед, возраст которого составляет 120 тыс. лет (предыдущее межледниковье), прошел путь не менее 80 км выше по течению, а лед в более глубоких слоях еще больше. Осадки, образовавшие этот лед, сформировались над поверхностью щита, которая находилась выше места бурения на десятки и сотни метров. Таким образом, величина вариаций $\delta^{18}O$ и δD в керне будет обусловлена наряду с прочими факторами и тем, что температура выше по течению льда была ниже как следствие разницы абсолютных высот. Соответственно, чтобы аккуратно рассчитать величину климатического сигнала, необходимо, помимо исключения локального топографического эффекта, исключить и адвективную составляющую (адвективный топографический эффект).

Проблема использования локального форсинга в численном эксперименте представляет собой, очевидно, замкнутый круг: для того, чтобы пересчитать изотопный ряд в ряд климатических вариаций температуры, следует исключить из него топографический эффект. Для того, чтобы рассчитать величину последнего, нужно провести численный эксперимент, и его результаты использовать для определения локальной и адвективной составляющих топографического эффекта. Эти две задачи приходится решать одновременно, и только с помощью поэтапного, итеративного взаимного приспособления вариаций температуры и величин неклиматических поправок.

Как показали предварительные экспериментальные оценки, абсолютные величины топографических поправок мало зависят от небольших вариаций температурного форсинга [11]. С учетом этого обстоятельства топографические поправки, рассчитанные на первом этапе в соответствии с постановкой экспери-

мента, описанной в [1], были использованы на следующем этапе моделирования. На втором этапе в ряду климатического температурного форсинга общей длиной 740 тыс. лет был заменен последний сегмент длиной 170 тыс. лет. Вместо климатических вариации температуры воздуха, полученных по ряду δD [6], были использованы вариации температуры, полученные по ряду $\delta^{18}O$ на основе анализа керна со станции Конен [7]. Рассчитанные неклиматические поправки применялись снова для исключения неклиматического эффекта из ряда климатического форсинга, и исправленный ряд был использован на третьем этапе моделирования. Таким образом, был реализован итеративный подход к модельной реконструкции динамических характеристик потока в окрестностях станции Конен, когда на втором и третьем шаге проводилось обновление температурного форсинга.

Заметим также, что пересчет вариаций изотопного состава в вариаций температуры воздуха потребовал введения так называемой «океанической поправки» [11] и определения локального пространственного градиента $\partial T_s / \partial \delta^{18}O$. Последний был рассчитан на основе данных полевых исследований в окрестностях станции Конен [16] и составил $1,224^\circ C/\text{‰}$. Океаническая поправка вычислена в соответствии с [24] и с использованием ряда $\delta^{18}O$ морских донных осадков [2]. Ряд был перемасштабирован в соответствии с установленным в [22] максимальным отклонением $\delta^{18}O$ морской воды от современного среднего для Мирового океана значения во время последнего ледникового максимума (1‰).

Обработка данных форвардного численного эксперимента

Метод обратного отслеживания. В качестве метода постэкспериментальной обработки результатов модельных расчетов было использовано лагранжево обратное отслеживание (Lagrangian back-tracing), в основе которого лежит более общий метод, известный в некоторых физических приложениях под названием Particle-in-Cell [9].

Фактически суть задачи обратного отслеживания обратна сформулированной в общем виде в [20]: для того, чтобы определить возраст частицы льда в заданной точке внутри массы льда требуется, во-первых, рассчитать траекторию частицы от места происхождения ее на поверхности из конечного положения, а затем вычислить время, необходимое частице, чтобы преодолеть этот путь вдоль траектории от поверхности до конечного положения. Меняя направление времени, мы прослеживаем движение частицы от конечного положения в керне вдоль траектории потока (рис. 1) до места ее происхождения.

В ходе каждого этапа форвардного численного эксперимента модельные поля топографии поверхности, толщины льда, горизонтальных компонент скорости потока и скорости базального таяния запоминались с интервалом 100 лет для пространствен-

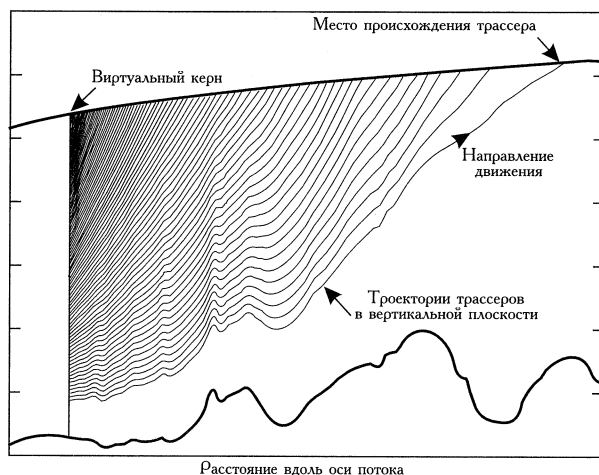


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая метод обратного отслеживания: траектории трассеров в вертикальной плоскости от начального положения в виртуальном керне до поверхности шита в потоке льда с обращенным временем

Fig. 1. An illustration of a back-tracing method: trajectories of tracers in the vertical plane beginning with start positions in the virtual ice core until the surface of the ice sheet in a moving back in time ice flow

ной области, которая охватывала все возможные траектории движения трассеров. В постэкспериментальных расчетах трассеры помещались вдоль вертикали равномерно через каждые 0,1% толщины льда (в ледовом эквиваленте), или через 2,75 м в точке, географические координаты которой совпадают с координатами места бурения (виртуальный керн). Используя сохраненные в форвардном эксперименте три составляющие скорости и интегрируя выражение (1) в Приложении, находим новые координаты трассеров на каждом временном шаге (рис. 2). При этом вертикальная скорость рассчитывалась для каждого временного шага (см. следующий раздел), что позволило обратить время и вычислить траектории движения частиц льда (трассеров) от конечной точки (виртуальный керн со станции Конен) до места их происхождения на палеоповерхности шита.

Компоненты скорости трассера (включая рассчитанную вертикальную скорость) на каждом шаге интерполировались трехмерными кубическими сплайнами [19], а двумерные поля (топография поверхности, толщина льда, скорость базального таяния) — би-кубическими сплайнами.

Расчет вертикальной скорости потока.

Вертикальная скорость в модели рассчитывается путем интегрирования по вертикали уравнения неразрывности от подстилающей поверхности b до горизонта h [23]:

$$w(h) - w(b) = - \int_b^h \frac{\partial u}{\partial x} dz - \int_b^h \frac{\partial v}{\partial y} dz,$$

которое после трансформации по правилу Лейбница для изменения порядка интегрирования и дифференцирования дает следующее выражение:

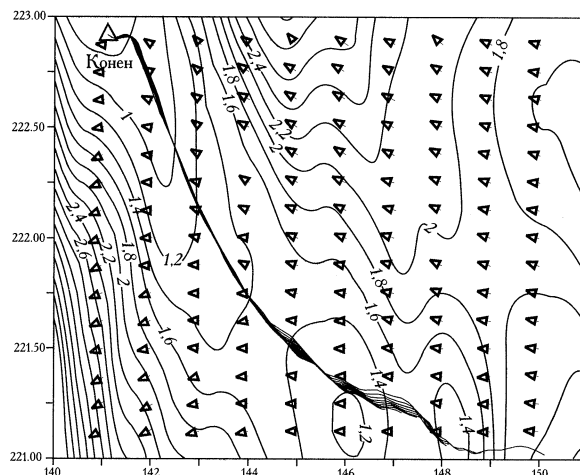


Рис. 2. Траектории трассеров в горизонтальной плоскости на фоне современного поля амплитуд (м/год) и направлений вертикально осредненной скорости потока. Масштаб по оси ординат относится к масштабу по оси абсцисс как 15:1. Маркировка границ дана в соответствии с нумерацией узлов пространственной сетки в большой модели (БМ) [1]. Расстояние между узлами в малой модели (ММ), во встроеном домене равно 2,5 км, или 0,125 пространственного шага БМ

Fig. 2. Trajectories of tracers in a horizontal plane on the background of the field of the vertically averaged magnitudes (m/yr) and directions of the ice flow. Vertical axis scales to horizontal axis as 15:1

$$w(h) - w(b) = - \frac{\partial}{\partial x} \left(\int_b^h u dz \right) - u(h) \frac{\partial h}{\partial x} + u(b) \frac{\partial b}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} \left(\int_b^h v dz \right) - v(h) \frac{\partial h}{\partial y} + v(b) \frac{\partial b}{\partial y}.$$

Вертикальная скорость на подстилающей поверхности — это скорость изменения ее высоты за вычетом скорости базального таяния:

$$w(b) = - \frac{db}{dt} - M_b = - \frac{\partial b}{\partial t} - u(b) \frac{\partial b}{\partial x} - v(b) \frac{\partial b}{\partial y} - M_b.$$

Вертикальная скорость на поверхности шита $h = s$ рассчитывается как полная производная высоты его поверхности за вычетом поверхностного баланса массы, который при отсутствии таяния равен скорости аккумуляции:

$$w(s) = - \frac{ds}{dt} - M_s = - \frac{\partial s}{\partial t} - u(s) \frac{\partial s}{\partial x} - v(s) \frac{\partial s}{\partial y} - M_s.$$

Как было упомянуто выше, компоненты горизонтальной скорости u и v , баланс массы на дне M_s (скорость базального таяния), топография поверхности и толщина льда рассчитываются в форвардном эксперименте, а топография подстилающей поверхности — это ни что иное, как разность между последними. Скорость аккумуляции определяется по формуле (13) из [1].

Изменения хронологической шкалы в зависимости от температурного режима. Свободный параметр в (13), точное значение которого неизвестно, это β . Фактически это мультипликатор, который усиливает или ослабляет влияние гляциально-межгляциальной амплитуды температуры воздуха на среднегодовое количество осадков. Варьируя β в пределах 0,040–0,045 [1], мы тем самым незначительно меняли скорость

аккумуляции и, следовательно, вертикальную скорость в потоке. Это делалось с целью синхронизации модельной кривой возраста и хронологической шкалы EDML1 [7] в точке, максимально близкой последнему ледниковому максимуму. При этом делалось допущение, что малые вариации β не оказывали существенного влияния на горизонтальные градиенты высоты поверхности щита (напомним, в форвардном эксперименте $\beta = \text{const}$). Следовательно, вариациями горизонтальной скорости также можно было пренебречь и считать, что трассеры следовали вдоль одних и тех же траекторий, показанных на рис. 1, но с вертикальной скоростью, определяемой β . Таким образом, проведя один форвардный эксперимент и получив серию полей топографии поверхности, толщины льда, горизонтальной скорости потока и базального таяния, мы имели возможность в малых пределах варьировать хронологию в виртуальном керне путем малых изменений в гляциально-межгляциальной амплитуде скорости аккумуляции на поверхности щита.

Динамическая история вдоль потока

Траектории трассеров и координаты их происхождения, модельный возраст льда. Зафиксировав момент времени, когда трассер пересекает поверхность щита, мы получили возраст льда на той глубине в керне, с которой стартовал трассер (рис. 3). Так, самый «глубокий» трассер, расположенный на 89% глубины, был изначально отложен на поверхности щита в точке на расстоянии 184 км по прямой от скважины, и его возраст составил 169,9 тыс. лет. Результирующая кривая вертикального распределения возраста льда в виртуальном керне и шкала

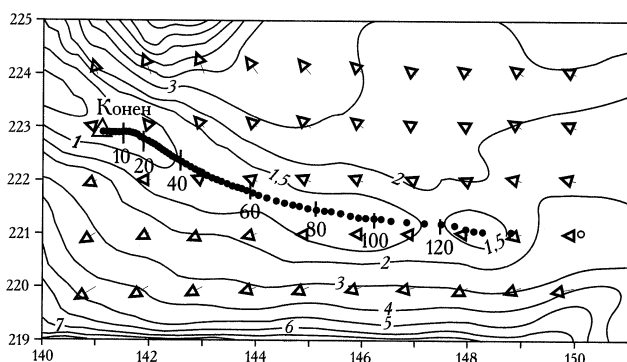


Рис. 3. Координаты происхождения трассеров на поверхности щита, изначально расположенных в виртуальном керне на каждом 1% относительной глубины на фоне современного поля амплитуд (м/год) и направлений вертикально осредненной скорости потока. Маркеры показывают время выхода трассеров на поверхность (фактически возраст льда в керне). Маркировка границ та же, что на рис. 2

Fig. 3. Coordinates of origin of tracers on the surface of the ice sheet, first located every 1% of the relative depth in a virtual ice core on the background of the field of the vertically averaged magnitudes (m/yr) and directions of the ice flow. Markers show places where tracers hit surface of the ice sheet (apparent age of the ice core)

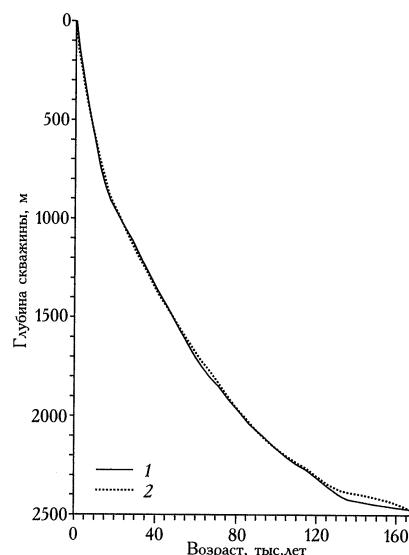


Рис. 4. Восстановленная вертикальная кривая возраста льда в виртуальном керне (1). Для сравнения показана кривая возраста, согласно шкале EDML1 [7], рассчитанная методом синхронизации рядов физико-химических характеристик льда, полученных по керну со станции Конен, с аналогичными рядами для станции Купол С (2)

Fig. 4. Reconstructed vertical depth-age distribution in a virtual ice core (1). Shown for comparison is the depth-age distribution according to EDML1 time scale [7] obtained by synchronization of records of physical and chemical properties of ice between Kohnen and Dome C ice cores. Vertical axis shows absolute depth at Kohnen (2)

EDML1 показаны на рис. 4. Обе кривые очень близки, и разница в оценке возраста не превышает нескольких сотен лет на всем протяжении керна, за исключением двух сегментов — 1700–1850 и 2300–2470 м. В первом случае максимальная разница составляет 2,3 тыс. лет, а во втором она очень велика, около 20 тыс. лет, однако здесь кривые возраста имеют совершенно разную форму. Если шкала EDML1 для этой глубины верна, то нельзя исключить, что кривая возраста для этой части керна отражает влияние процессов, описание которых остается за рамками модели (например, изменение кристаллической структуры льда). Во всяком случае процессы деформации льда, описанные в модели, не могли бы привести, на наш взгляд, к подобному распределению модельного возраста с глубиной. Фактически модельная кривая возраста, будучи очень близкой к шкале EDML1, за исключением, как уже говорилось двух сегментов, свидетельствует о внутренней сбалансированности процессов деформации льда, локальной температурной истории и амплитуды гляциально-межгляциальных вариаций скорости аккумуляции.

Очевидно, что различия между траекториями отдельных трассеров совсем невелики (см. рис. 2), т.е. изменения топографии поверхности щита выше по течению от скважины происходят с большой степенью синхронности. Как показывают координаты мест происхождения трассеров, ось потока очень

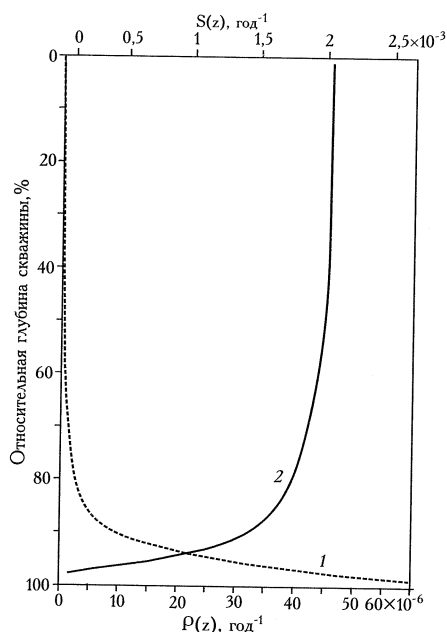


Рис. 5. Вертикальные профили модуля скорости деформации сдвига $S(z)$ (1) и модуля скорости деформации сжатия — растяжения $P(z)$ (2) для станции Конен

Fig. 5. Vertical profiles of the shear strain rate modulus $S(z)$ (1) and of the normal strain rate modulus $P(z)$ (2) at Kohnen (1/yr). Vertical axis shows relative ice equivalent depth at Kohnen (%)

мало меняется в исследуемом промежутке времени. Это дает основания полагать, что верхние 89% керна, охватывающие последние 170 тыс. лет, не содержат стратиграфических нарушений.

Анализ изменения режима потока. Станция Конен расположена фактически на гребне, хотя и чрезвычайно пологом, который в нескольких десятках километрах в северо-западном направлении переходит в седловину. Горизонтальная скорость потока отлична от нуля вдоль всего гребня. Непосредственно в седловине (см. рис. 5 в [1]) ее амплитуда снижается менее чем до 10 см/год, а приблизительно в 1200 км вверх по течению в районе купола Фуджи — менее чем до 1 см/год. Нельзя исключить, что в прошлом режим потока менялся в зависимости от соотношения видов напряжений в балансе сил, определяющих растекание льда. Если это в основном тангенциальные напряжения, то, согласно терминологии, предложенной в [14], наблюдается склоновый режим (flank flow); если определяющими являются нормальные напряжения, то это режим ледораздела (divide flow). Баланс между двумя типами напряжений описывается в терминах скоростей деформаций с помощью специального индекса (flank-flow index [14]):

$$f(z) = \frac{S(z)}{S(z) + P(z)},$$

где $s(z) = \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2}$ — модуль скорости деформаций

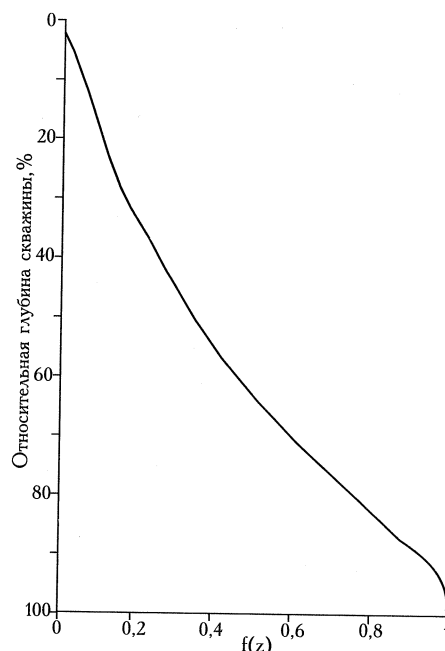


Рис. 6. Вертикальный профиль индекса $f(z)$ для станции Конен

Fig. 6. Vertical profiles of the flank-flow index $f(z)$ at Kohnen. Vertical axis shows relative ice equivalent depth at Kohnen (%)

сдвига и $P(z) = \left| \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right|$ модуль скорости деформации сжатия — растяжения (нормальных деформаций) на глубине z . Современные вертикальные профили $S(z)$ и $P(z)$ для станции Конен показаны на рис. 5. Очевидно, что $S(z)$ максимальна в придонной части, тогда как $P(z)$, повторяя вертикальный профиль горизонтальной скорости, максимальна на поверхности, почти постоянна до некоторой глубины, после чего быстро падает до нуля. В соответствии с вертикальным распределением $S(z)$ и $P(z)$ меняется и $f(z)$ (рис. 6). Для анализа эволюции режима важно не столько абсолютное значение индекса, сколько его изменение во времени. Зафиксировав $f(z)$ на относительной глубине 95% в скважине и вдоль траектории трассера, мы получили картину изменения режима потока (рис. 7а). Большую часть временного отрезка 0–170 тыс. л. н. $f(z)$ вдоль траектории был в пределах 0,95–0,99, т.е. режим потока оставался склоновым. В ряду $f(z)$ на самой станции характерные значения $f(z)$ лежат в пределах 0,95–0,99 во временных сегментах 0–8 тыс. л. н. и 102–128 тыс. л. н., соответствуют условиям межледниковья в первом случае или несколько перекрывают его во втором. В ледниковых условиях средний уровень $f(z)$ снижается до 0,85–0,90, но во время пиковых похолоданий снижается до 0,6 и ниже. Это свидетельствует об относительном уменьшении доли тангенциальных напряжений и увеличении роли нормальных напряжений в общем балансе сил. В рамках приближения мелкого льда (Shallow Ice Approximation, SIA) нормальные напряжения не учитываются в балансе сил, поэтому при-

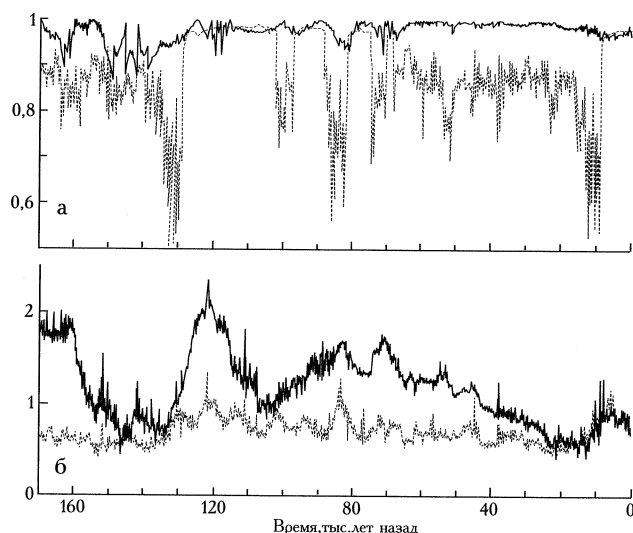


Рис. 7. Реконструированные методом обратного отслеживания ряды индекса $f(z)$ на 95% относительной глубины (а) и амплитуды скорости потока льда на поверхности (б). Пунктиром показаны характеристики для станции Конен, сплошными линиями — вдоль траектории движения трассера, стартовавшего на 89% относительной глубины виртуальной скважины на станции Конен

Fig. 7. Reconstructed by means of the back-tracing method records the flank-flow index $f(z)$ at 95% of the relative depth (a) and magnitudes of the vertically averaged horizontal velocity (b). Dashed lines show records on Kohnen, continuous lines show records along the trajectory of the 89%-tracer

мененный в настоящем исследовании подход, основанный на аппроксимации уравнений более высокого порядка, чем принятый в SIA, можно считать оправданным. Амплитуда скорости на поверхности льда на станции оставалась приблизительно на одном уровне и менялась в пределах 0,6–1,0 м/год (см. рис. 7б). Скорость же, измеренная вдоль траектории растет вверх по потоку, отражая общую тенденцию пространственного распределения поля скоростей.

Краткие выводы

Используя ряд локальных вариаций изотопного состава льда в керне, полученном на станции Конен, мы провели численный эксперимент с региональной моделью Антарктического ледникового щита. Постэкспериментальная обработка данных модельных расчетов выполнена методом обратного отслеживания. В результате получено распределение возраста льда в керне, которое в целом хорошо согласуется с хронологической шкалой, построенной с помощью метода синхронизации с изотопным рядом керна со станции Купол С. Анализ траекторий движения частиц льда свидетельствует об устойчивости потока и о том, что стратиграфия льда в керне не была нарушена, несмотря на некоторые вариации режима.

Приложение. Лагранжево описание адвекции

Рассмотрим систему координат с горизонтальными осями x и y и вертикальной осью z и точку на

плоскости, координаты которой в начальный момент времени были (x_0, y_0, z_0) . Пусть в момент времени t эта точка переместилась в точку (x_t, y_t, z_t) . Назовем лагранжевым такой способ описания, когда перемещение является функцией начальных координат точки, ее маркером:

$$\begin{aligned} x_t - x_0 &= UL(x_0, y_0, z_0, t) \\ y_t - y_0 &= VL(x_0, y_0, z_0, t) \\ z_t - z_0 &= WL(x_0, y_0, z_0, t) \end{aligned} \quad (\text{П1})$$

Для заданных начальных координат (x_0, y_0, z_0) линия тока материальной точки задается в параметрической форме $x_t = x_0 + UL(t)$, $y_t = y_0 + VL(t)$, $z_t = z_0 + WL(t)$.

Лагранжево обратное отслеживание будет заключаться в интегрировании уравнений (П1) с начальным условием $(x_0, y_0, z_0 = H_0)$, отражающем то обстоятельство, что в начальный момент времени частица льда (трассер) находилась на глубине H в месте расположения виртуального керна (x_0, y_0) .

Благодарности

Настоящая работа проведена в рамках финансируемой Европейским научным фондом и Европейской комиссией программы EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica), которая выполняется при отдельном участии Бельгии, Великобритании, Германии, Дании, Италии, Нидерландов, Норвегии, Швейцарии и Швеции.

Авторы благодарят В.Н. Голубева за полезные замечания в ходе подготовки окончательного варианта рукописи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рыбак О.О., Хёбрехтс Ф., Паттэн Ф., Штайнхаге Д. Региональная модель динамики льда. Часть 1. Описание модели, постановка численного эксперимента и современная динамика потока в окрестностях станции Конен. — МГИ, вып. 102, 2007, с. 3–11
2. Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Bruhnes-Matuyama magnetic reversal. — *Earth and Planetary Science Letters*, v. 126, 1994, p. 91–108.
3. Dansgaard W., Johnsen S.J. A flow model and a time-scale for the ice core from Camp Century, Greenland. — *Journ. of Glaciology*, v. 53, 1969, p. 215–223.
4. Delaygue G., Masson V., Jouzel J., Koster R. The origin of Antarctic precipitation: a modelling approach. — *Tellus*, v. 52B, 2000, p. 19–36.
5. Dome-F Ice Core Research Group. Preliminary investigation of palaeoclimate signals recorded in the ice core from Dome Fuji station, east Dronning Maud Land, Antarctica. — *Annals of Glaciology*, v. 27, 1998, p. 338–342.
6. EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. — *Nature*, 2004 v. 429, p. 623–628.

7. EPICA community members. One-to-one interhemispheric coupling of polar climate variability during the last glacial. — *Nature*, v. 444, 2006, p. 195–198.
8. Haefeli R. A numerical and experimental method for determining ice motion in the central parts of ice sheets. — *Intern. Assoc. of Scientific Hydrology*, Publ. № 61, 1963, p. 253–260.
9. Harlow F.H. The particle-in-cell computing method for fluid dynamics. — *Methods of Computational Physics*, v. 3, 1964, p. 319–343.
10. 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*, v. 21, 2002, p. 203–231.
11. 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. — *Abstracts of the Contributions of the EGU 2nd General Assembly, Nice, France, 26–30 April 2004*, *Geophys. Research Abstracts*, v. 6, 2004.
12. Huybrechts P., Rybak O., Steinhage D., Pattyn F. Numerical simulation of ice-dynamics properties around EPICA DML drill site with a nested Antarctic ice sheet model. — *Abstracts 7th International Symposium on Antarctic Glaciology (ISAG7) Milano, Italy, 25–29 August, 2003*, p. 186.
13. Lorius C., Jouzel J., Ritz C. et al. A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. — *Nature*, v. 316, 1985, p. 591–596.
14. Marshall S.J., Cuffey K.M. Peregrinations of the Greenland Ice Sheet divide in the last glacial cycle: implications for central Greenland ice cores. — *Earth and Planetary Science Letters*, v. 179, 2000, p. 73–90.
15. Maule C.F., Purucker M.E., Olsen N., Mosegaard K. Heat flux anomalies in Antarctica revealed by satellite magnetic data. — *Science*, v. 309, 2005, p. 464–467.
16. Nye J.F. Correction factor for accumulation measured by the thickness of the annual layers in an ice sheet. — *Journ. of Glaciology*, v. 4, 1963, p. 785–788.
17. Oerter H., Graf W., Wilhelms F. et al. 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*, v. 29, 1999, p. 1–9.
18. Parrenin F., Rémy F., Ritz C. et al. New modeling of the Vostok ice flow line and implication for the glaciological chronology of the Vostok ice core. — *Journ. of Geophys. Research*, v. 109, 2004, D20102, doi:10.1029/2004JD004561.
19. Press W.H., Teukolsky S.A., Vetterling W.T., Flannery B.P. *Numerical Recipes*, 2nd edition. Cambridge, Cambridge University Press, 1992, 963 p.
20. Reeh N. Dating by ice flow modeling: a useful tool or an exercise in applied mathematics? — *The environmental record in glaciers and ice sheet*. Chichester, J. Wiley & Sons, 1989, p. 141–159.
21. Salamatin A.M., Lipenkov V.Y., Barkov N.I. et al. Ice-core age dating and paleothermometer calibration based on isotope and temperature profiles from deep boreholes at Vostok station (East Antarctica). — *Journ. of Geophys. Research*, v. 103, 1998, p. 8963–8978.
22. Schrag D.P., Hampt G., Murray D.W. Pore fluid constraints on the temperature and oxygen isotopic composition of the glacial ocean. — *Science*, v. 272, 1996, p. 1930–1932.
23. Van der Veen C.J. *Fundamentals of Glacier Dynamics*. Rotterdam, A.A. Balkema, 1999, 462 p.
24. Vimeux F., Cuffey K.M., Jouzel J. New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction. — *Earth and Planetary Science Letters*, v. 203, 2002, p. 829–843.
25. Werner M., Heimann M., Hoffmann G. Isotopic composition and origin of polar precipitation in present and glacial climate simulations. — *Tellus*, v. 53B, 2001, p. 53–71.
26. Wesche C., Eisen O., Oerter H. et al. Surface topography and ice flow in the vicinity of EDML deep-drilling site. — *Journ. of Glaciology*, v. 53 (182), 2007, p. 442–448.
27. Wunsch C. The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations. — *Bull. of the American Meteorological Society*, v. 80, № 2, 1999, p. 245–255.

SUMMARY

In the paper, we discuss a numerical experiment aiming at reconstruction of the ice-flow dynamics during the last 170 kyr around the drill site at Kohnen station, Dronning Maud Land, Antarctica. We focus at a 600×400 km nested domain of a regional model. The structure of the model and performance of the numerical experiment are described in detail in [1]. In the current research we employ a temperature record, which was reconstructed directly from the isotopical data derived from the Kohnen ice core, as a climatic forcing. Numerical experiment was carried out in several steps. On each step an innovation of forcing values was carried out. Non-climatic temperature biases were excluded from the forcing to derive pure climatic signal. These biases are explained by the local and by the upstream topographic effects.

Post-processing of the experimental data was carried out by means of the Lagrangian back-tracing method. Depth-age distribution in the ice core and places of origin of ice particles on the surface of the ice sheet were established. As a result of analysis of ice-particle trajectories, their velocities, and ice deformations we conclude that the flow was stable and that the stratigraphy of the upper 89%-layer was not disturbed.