

# Палеогляциология

УДК 551.583.7+551.89

## Гренландский ледниковый щит на пике потепления предыдущего межледниковья

© 2014 г. О.О. Рыбак<sup>1–3</sup>, Ф. Хёбрехтс<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Earth System Sciences and Departement Geografie, Vrije Universiteit Brussel; <sup>2</sup>Сочинский научно-исследовательский центр РАН; <sup>3</sup>Институт природно-технических систем РАН, Сочи  
orybak@vub.ac.be

## The Greenland Ice Sheet at the peak of warming during the previous Interglacial

О.О. Рыбак<sup>1–3</sup>, Ф. Хоэбрехтс<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Earth System Sciences and Departement Geografie, Vrije Universiteit Brussel; <sup>2</sup>Sochi Scientific Center, Russian Academy of Sciences; <sup>3</sup>Institute of Nature-Technical Systems, Russian Academy of Sciences, Sochi

Статья принята к печати 13 февраля 2014 г.

*Гренландия, изотопный состав льда, ледниковый щит, ледяной керн, последнее межледниковье, термомеханическая модель, уровень моря.  
Greenland, ice core, ice sheet, isotopic composition of ice, Last Interglacial, sea level, thermomechanical model.*

Последние исследования показали, что уровень Мирового океана в предыдущее межледниковье мог превышать современный на 6–9 м. Однако до настоящего времени вопрос об источниках этого повышения дискусионен. Исследования вклада Гренландского ледникового щита в повышение уровня Мирового океана, основанные на использовании методов математического моделирования, дают значения от 60 см до 6 м. Подобный разброс объясняется чувствительностью любой модели Гренландского ледникового щита как к климатическим условиям, так и к особенностям описания летнего таяния в пограничной области. Климатические условия предыдущего межледниковья в Гренландии изучены недостаточно, особенно мало информации о региональном распределении температуры воздуха и количества осадков. Летнее таяние представляет собой сложный нелинейный процесс с рядом положительных обратных связей, для описания которого применяют различные параметризационные схемы. В настоящей работе вместо исследования климатических условий в течение предыдущего межледниковья генерируется ансамбль различных «климатов» и изучается множество модельных конфигураций Гренландского ледникового щита. Использование информации, полученной по пяти гренландским ледяным кернам, позволяет значительно ограничить число возможных межледниковых конфигураций. Объективные критерии показывают, что максимальный вклад Гренландского ледникового щита в повышение уровня моря составляет 1,8–2,2 м.

To constrain the ensemble of Greenland Ice Sheet geometries, we used data inferred from five Greenland ice cores such as the presence or absence of Last Interglacial ice, borehole temperature and isotopic composition. Lagrangian backtracing of particles was used to calculate non-climatic biases in isotopic records introduced by horizontal advection, systematic latitudinal contrast and local elevation changes. Comparison of model-generated ice-core characteristics with the observed data enabled to narrow down the ensemble to a bound on the Greenland Ice Sheet contribution to the Last Interglacial sea-level rise of between 1.3 and 2.9 m with the best choice of 1.8–2.2 m.

### Введение

Проблема повышения уровня Мирового океана в результате потепления климата ставит вполне закономерный вопрос о том, каким может быть вклад в него Гренландского ледникового щита. Современный объём щита составляет 7,2–7,3 м эквивалентного повышения уровня моря [4]. Полное исчезновение щита за счёт таяния — гипотетическая и отдалённая перспектива. Тем не менее, современные темпы потепления и рост расхода льда через выводные ледники [15, 16] актуализируют проблему вклада Гренландского ледникового щита в повышение глобального уровня моря уже в относительно недалёком будущем. Чтобы лучше понять механизмы, определяющие эволюцию ледникового щита Гренландии в относительно тёплых климатических условиях, обратимся ко времени предыдущего (микулинского) межледниковья 130–115 тыс. лет

назад (л.н.), известного в англоязычной литературе как эемское — Eemian. Многими исследователями оно рассматривается как приемлемый аналог современного межледниковья [34], поэтому считается, что оценка потенциального вклада Гренландского ледникового щита в повышение глобального уровня моря в течение этого времени позволит оценить масштабы и динамику подобного явления в будущем.

Отметим три аспекта этой проблемы. Во-первых, в последнее десятилетие масштабы этого повышения были пересмотрены. Если авторы работы [7] оценивали его в 4–6 м, то в исследовании [25], где применён статистический подход, величина повышения 6,6 м квалифицируется как нижний возможный предел (95% вероятность), 8 м — как очень возможное значение (67% вероятность), а 9,4 м оценивается как верхний возможный предел повышения. U—Th анализ ископаемых кораллов на различных участках побережья

Мирового океана подтверждает возможность существенного повышения уровня моря (5,5–9 м) [12]. Во-вторых, повышение уровня моря в эемское межледниковье было, по-видимому, неоднократным. Так, два отчётливых пика (около 118 и 124 тыс. л.н.) идентифицированы в ряду  $\delta^{18}\text{O}$  морских донных осадков [29], который обычно считается пропорциональным аномалиям глобального уровня моря (хотя в этом случае ничего нельзя точно сказать об абсолютной величине повышения). В-третьих, динамика и масштабы изменений уровня ставят вопрос о его источниках. Вклад горных ледников и ледниковых куполов оценивается как  $0,6 \pm 0,1$  м [37]. Термическое расширение добавляет не более 0,4 м [30]. Следовательно, с учётом оценок [30, 37] и беря за основу нижний предел оценки [25] получаем, что 5,5–8,3 м поступило в результате таяния Гренландского и Антарктического ледниковых щитов. Не ясно, правда, каким было соотношение последних двух источников; необязательно и то, что поступление талой воды от них было синхронным [44].

При анализе результатов модельных и других исследований конфигурации Гренландского ледникового щита в эемское межледниковье, выполненных в последние 25 лет, наблюдается интересная тенденция. Более ранние оценки сводятся к тому, что большая часть Гренландского ледникового щита должна была растаять [8, 17, 24], поэтому вклад в повышение глобального уровня моря мог превысить 5 м. Со временем оценки вклада становились более умеренными — в пределах 2,5–4,5 м [13, 22, 28, 34, 38, 44]. В самые последние годы наиболее вероятное, по мнению [9, 14, 36, 42], значение находится в пределах 1–2,2 м.

Проблема модельных исследований состоит в том, что практически все авторы в разной мере или форме стараются воспроизвести климатические условия эемского межледниковья. Они известны, но только в общих чертах — достаточно привести недавно установленную амплитуду повышения приземной температуры воздуха в центральной части Гренландии, равную  $8 \pm 4$  °C [31]. Ещё меньше известно о режиме осадков в эемское межледниковье — здесь нет единства мнений даже о знаке аномалии. Чтобы обойти эти неопределённости, в некоторых работах [28, 38, 42] применён ансамблевый подход, когда моделируется некий спектр наиболее вероятных, с точки зрения авторов, климатических условий эемского межледниковья, а результаты численных экспериментов фильтруются с использованием данных наблюдений или палеорекопструкций. Однако набор модельных параметров, при котором современная модельная топография Гренландского ледникового щита наилучшим образом совпадает с наблюдаемой,

вовсе не гарантирует более или менее реальных результатов для эемского межледниковья [38].

Дело в том, что размеры щита сильно зависят от способа описания баланса массы, особенно на его границе. Реальная область абляции расположена в узкой пограничной полосе, сопоставимой по ширине с пространственным разрешением моделей, и то, какой способ описания выбран для расчётов (энергобалансовый [14, 38] или основанный на подсчёте градусо-дней [17, 28]) и какие конкретные значения параметров использованы, в значительной степени определяют результат. Следует также учитывать, что существует положительная обратная связь между скоростью таяния и абсолютной высотой поверхности (и в реальности, и в моделях независимо от применённого метода расчётов), что ещё больше повышает чувствительность результатов к модельной температуре воздуха. Поэтому говорить приходится, скорее, не о чувствительности конкретной модели к климатическим условиям, а о чувствительности к методу расчётов и выбранным параметрам. Учитывая подобную чувствительность математических моделей Гренландского ледникового щита к климатическим условиям, мы выбрали альтернативный подход к оценке результатов моделирования. В некоторой степени он напоминает ансамблевый, однако наш подход заключается в моделировании максимально широкого спектра возможных конфигураций щита и, главное, в использовании только палеоклиматических данных при фильтрации результатов численных экспериментов.

### Математическая модель

Детально стандартная архитектура используемой математической модели Гренландского ледникового щита описывается в ряде опубликованных ранее работ [17, 18]. В основе модели лежат законы сохранения массы, импульса и энергии. Динамика льда описывается в рамках приближения мелкого льда. Реакция подстилающих пород на изменяющуюся нагрузку рассчитывается в рамках модели ELRA [27], в которой литосфера рассматривается как пластина, прогибающаяся под массой ледникового щита и «плавающая» на поверхности вязкой астеносферы. Поле потока геотермического тепла основано на реконструкции [39], скорректированной в соответствии с измерениями базальной температуры в скважинах. Уравнения модели решаются методом конечных разностей на сетке с пространственным разрешением 20 км в области  $2800 \times 1640$  км ( $141 \times 83$  узла) и с вертикальным разрешением 51 слой, толщина которых экспоненциально снижается с глубиной. Модель генерирует изменения толщины льда в ответ на климатический

форсинг (аномалии среднегодовой приземной температуры воздуха, годовая сумма атмосферных осадков, аномалии уровня моря). Приземная температура воздуха и количество осадков представляют собой функции изотопного состава льда ( $\delta^{18}\text{O}$ ).

Ряд аномалий  $\delta^{18}\text{O}$  (отклонений от современного значения  $\Delta\delta^{18}\text{O}$ ) составлен из нескольких фрагментов: 1) 0–74 тыс. л.н. – ряд GRIP [23]; 2) 74–108 и 116–128,5 тыс. л.н. – ряд NEEM [31], из которого были вычтены неклиматические компоненты [3]; 3) 108–116 тыс. л.н. – ряд NGRIP [32]; 4) 128,5–210 куг ВР – синтетический ряд [6]; 5) 210–225 куг ВР – перемасштабированный ряд  $\delta^{18}\text{D}$  из керна станции Восток [34], в котором аномалии линейно убывают до нуля на отметке 225 тыс. л.н. Скорость аккумуляции рассчитывается как фракция годовой суммы осадков, которая, в свою очередь, зависит от  $\Delta\delta^{18}\text{O}$ . Скорость абляции определяется на основе ожидаемого количества градусо-дней мороза [47] с учётом удержания талой воды [21]. Изменения уровня моря линейно связаны с аномалиями  $\delta^{18}\text{O}$  в морских донных осадках в стеке SPECMAP [20]. Максимальное распространение области континентального льда во время последнего ледникового максимума определяется в соответствии со специальной параметризационной схемой [40].

### Конструкция ансамбля

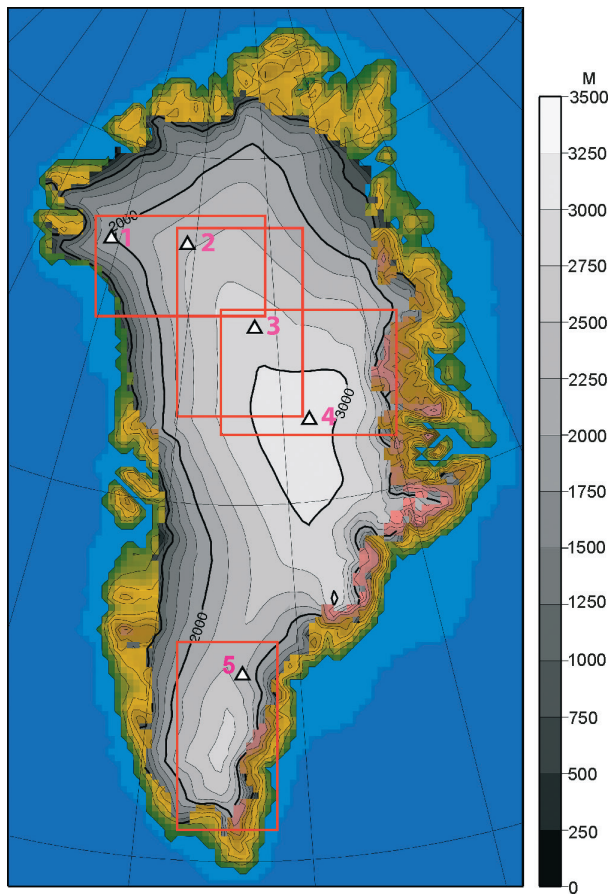
Как отмечено во введении, ключевая идея настоящего исследования – отказ от воспроизведения какого-либо конкретного гипотетического «климата» земского межледникового. Вместо этого выделены три базовых параметра, от которых в наибольшей степени зависит модельная конфигурация Гренландского ледникового щита в этот период: количество осадков, скорость абляции и меридиональный градиент скорости абляции. После серии предварительных экспериментов были установлены границы значений для всех трёх параметров, за пределами которых модель генерировала заведомо нереалистичные конфигурации ледникового щита. Скорость аккумуляции (годовая сумма твёрдых осадков) регулирует комплекс процессов, связанных с вертикальной адвекцией, например, распределение температуры и возраста льда. Чувствительность  $f$  годовой суммы осадков к аномалиям изотопного состава  $\Delta\delta^{18}\text{O}$  в течение всего численного эксперимента варьирует в пределах  $\pm 17\%$  стандартного [17]. Используется пять градаций с равномерным шагом  $\Delta f$ , т.е.  $n_1 = 5$ . Только в течение земского межледникового скорость абляции масштабируется множителем  $c = 0,40 \div 0,75$  с шагом  $\Delta c = 0,025$  (число градаций  $n_2 = 15$ ).

Предварительные численные эксперименты показали, что для соответствия полученных результатов палеоданным (см. далее) чувствительность скорости абляции к аномалиям температуры воздуха в южной части Гренландии в течение земского межледникового должна быть ниже, чем в северной. Для этого только в течение 115–130 тыс. л.н. к югу от  $66^\circ$  с.ш. вводится масштабирующий множитель для скорости абляции  $a = 0,5 \div 1,0$  с шагом 0,1. В диапазоне  $66$ – $68^\circ$  с.ш. скорость абляции линейно трансформируется в стандартную [47] и к северу от  $68^\circ$  с.ш. совпадает со стандартной. Всего применяется шесть градаций, т.е.  $n_3 = 6$ . Ещё один базовый параметр, четвёртый, – коэффициент, связывающий  $\Delta\delta^{18}\text{O}$  с аномалиями температуры воздуха  $d$ , принимает три значения: 2,25, 2,40 (стандарт в [17]) и 2,54, т.е.  $n_4 = 3$ . Параметр  $d$  прямо не влияет на конфигурацию ледникового щита, однако от него зависят деформируемость льда и, следовательно, скорость течения. Каждый член ансамбля (численный эксперимент) характеризуется уникальным сочетанием параметров (индексом)  $n_1 n_2 n_3 n_4$ . Общее число экспериментов (членов ансамбля), составляет  $n_1 \times n_2 \times n_3 \times n_4 = 1350$ .

### Методика численного эксперимента

Как и в работах [2, 3], любой из численных экспериментов состоял из двух фаз. Первая фаза – фаза прямого счёта – начиналась 225 тыс. модельных л.н. из стационарного состояния, соответствующего межледникового. Время и координаты происхождения частиц льда в каждом из пяти ледяных кернов (Camp Century, NEEM, NGRIP, GRIP и Dye3 – рис. 1) рассчитывались в ходе второй фазы (постэкспериментальная обработка данных методом обратного отслеживания) аналогично экспериментам в исследованиях [2, 3, 19].

Процедура во второй фазе выглядит следующим образом. В течение прямой фазы счёта эксперимента модельные поля скоростей, толщина льда, высота подстилающей поверхности и другие характеристики в области, достаточно большой, чтобы вместить все возможные траектории частиц льда (см. рис. 1), выводятся и запоминаются каждые 100 лет. Затем поля обращаются во времени. Трассеры (виртуальные частицы льда) распределяются по вертикали в точке с координатами скважины (каждый 1% относительной толщины льда в диапазоне 0–80% и каждые 0,05% в диапазоне 80–99%), формируя виртуальный ледяной керн. На каждом временном шаге при прокрутке «назад» точные координаты и скорости трассеров определяются с помощью сплайн-аппроксимации. Момент времени, когда трассер пересекает палео-поверхность ледникового щита, считается временем



**Рис. 1.** Современная абсолютная высота поверхности Гренландии и Гренландского ледникового щита (выделен серым), м.

Цифрами обозначены точки глубокого бурения: 1 – Camp Century; 2 – NEEM; 3 – NGRIP; 4 – GRIP; 5 – Dye3. Красным оконтурены области сохранения данных в численных экспериментах, которые были использованы для определения координат и времени происхождения частиц льда в ядрах 1–5

**Fig. 1.** Present-day absolute surface elevation of Greenland and the GrIS (shown in grey), m.

Figures indicate deep-drilling sites: 1 – Camp Century; 2 – NEEM; 3 – NGRIP; 4 – GRIP; 5 – Dye3. Red frames indicate domains used to store data in numerical experiments for further computation of times and places of origin of ice particles in cores 1–5

происхождения льда. Время происхождения совокупности всех трассеров в виртуальном ядре даёт модельную хронологическую шкалу.

### Фильтрация результатов численных экспериментов и их представление

Результаты численных экспериментов последовательно подвергались тестированию относительно данных, полученных при анализе ледяных кернов. Из общего множества результатов в расчёт принимались те его члены, которые удовлетворяли этим данным, и отвергались те, которые им не удовлетворяли.

Таким образом, из исходного множества поэтапно выделялось подмножество «верных» результатов.

**Тест на возраст льда.** Установлено, что ледяные керны GRIP и NEEM содержат полные сегменты, относящиеся к эемскому межледниковью [23, 31], а возраст придонного льда в ядре NGRIP составляет 123,5 тыс. лет [32]. Учитывая это, модельный лёд в виртуальных ядрах GRIP и NEEM не должен быть моложе 130 тыс. лет, а в виртуальном ядре NGRIP должен находиться в пределах  $123,5 \pm 3,5$  тыс. лет. Распределение возраста льда в нижних слоях кернов Camp Century и Dye3 точно неизвестно, но мы считаем, что в них содержится хотя бы фракция льда эемского межледниковья. В соответствии с этим модельный лёд в придонном слое виртуальных кернов Camp Century и Dye3 должен быть не моложе 115 тыс. лет.

**Тест на изменение абсолютной высоты точки бурения NEEM.** Содержание воздуха в сегментах ледяного ядра NEEM, относимого к эемскому межледниковью, показывает, что в течение 6 тыс. лет – с 128 до 122 тыс. л.н. – абсолютная высота поверхности ледникового щита в районе станции NEEM ( $\Delta S_{NEEM}$ ) понизилась с  $210 \pm 350$  до  $130 \pm 300$  м над ур. моря по отношению с современному значению и оставалась около минимального значения до 117–114 тыс. л.н. даже после того, как таяние на поверхности прекратилось [31]. Принимая во внимание интервал неопределённости  $\pm 650$  м, для модельных результатов  $\Delta \tilde{S}_{NEEM}$ , определяемого как разница между минимальным значением в течение 117–125 тыс. л.н. и максимальным значением за период 127–129 тыс. л.н., мы можем определить допустимый интервал как  $-990 < \Delta \tilde{S}_{NEEM} < 310$ .

**Тест на изменение относительной высоты происхождения льда.** Этот самый значимый тест мы рассмотрим в следующем разделе.

**Тест на температуру льда.** Определим температурный индекс для ледяного ядра как

$$\psi = \sqrt{\frac{\sum_1^n \left[ (T_i^{mod} - T_{ref}^{mod}) - (T_i^{obs} - T_{ref}^{obs}) \right]^2}{n}}, \quad (1)$$

где  $T_i^{mod}$  – модельная температура на относительной глубине  $i$ ;  $T_{ref}^{mod}$  – модельная температура на относительной глубине 0,1;  $T_i^{obs}$  – наблюдаемая температура на относительной глубине  $i$  из [10, 24, 26, 31, 35];  $T_{ref}^{obs}$  – наблюдаемая температура на относительной глубине 0,1;  $n$  – число точек.

Вертикальное разрешение в верхней части модельного щита сопоставимо по толщине со слоем фирна, поэтому мы рассматриваем степень соот-

ветствия в пределах 0,1–1,0 относительной глубины с шагом 0,01 ( $n = 90$ ). Так как исходные модельные данные имеют вертикальное разрешение из 51 неравномерно-отстоящего слоя, то для вычисления  $\psi$  эти данные интерполируются в равномерно-отстоящие точки с использованием кубических сплайнов. Результаты численных экспериментов оцениваются с точки зрения вклада Гренландского ледникового щита в изменение глобального уровня моря:

$$H_{slc}(t) = -\frac{Vol_G(t) - Vol_G(0)}{S_{WO}} \left( \frac{\rho_i}{\rho_w} \right), \quad (2)$$

где  $Vol_G(t)$  – модельный объём щита в момент времени  $t$ ;  $Vol_G(0)$  – современный модельный объём;  $S_{WO} = 3,53 \times 10^{14}$  м – современная площадь Мирового океана;  $\rho_i = 910$  кг м<sup>-3</sup> – плотность льда;  $\rho_w = 1028$  кг м<sup>-3</sup> – плотность морской воды;  $t$  считается моментом временем, когда  $Vol_G(t)$  минимален в течение периода 115–130 тыс. л.н.

Поскольку в модели величина  $Vol_G(0)$  больше на 5–7%, то почти полное таяние щита в ээмское межледниковье в некоторых экспериментах вызывает повышение уровня моря до 7,6 м, что несколько выше оценки современного объёма щита в эквиваленте повышения уровня моря 7,2–7,3 м [4].

### Относительное изменение высоты происхождения льда

Известно, что изотопный состав льда ( $\delta^{18}O$ ) связан с температурой воздуха в облачном слое во время выпадения осадков [1]. Значение  $\delta^{18}O$  в ледяном керне определяются температурой воздуха в точке происхождения льда и рядом менее важных факторов, среди которых – изотопный состав водяного пара в месте испарения [45]. В общем случае точка бурения не совпадает с точкой происхождения льда (рис. 2, а). Таким образом, разница между современным и прошлым значением  $\delta^{18}O$  будет содержать «климатический сигнал», локальную и адвективную высотные и широтные составляющие [3, 45]. Для любого ледяного керна  $i$  формально можно записать, что

$$\Delta\delta^{18}O^i = \Delta\delta^{18}O_{clim}^i + \Delta\delta^{18}O_{lat}^i + \Delta\delta^{18}O_{adv}^i + \Delta\delta^{18}O_{loc}^i, \quad (3)$$

где  $\Delta\delta^{18}O^i$  – разность между изотопным составом керна в прошлом и настоящем;  $\Delta\delta^{18}O_{clim}^i$  – климатический сигнал;  $\Delta\delta^{18}O_{lat}^i$  – широтный компонент;  $\Delta\delta^{18}O_{adv}^i$  – адвективный компонент;  $\Delta\delta^{18}O_{loc}^i$  – локальный компонент (см. рис. 2, а).

Все три «топографических» компонента в формуле (3) определяются исключительно динамическими факторами. Неизвестным остаётся кли-

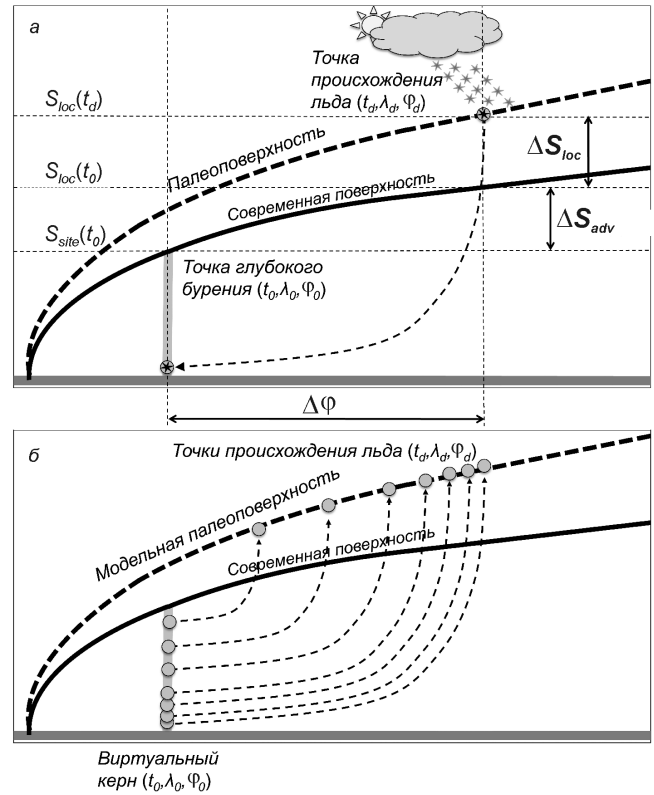


Рис. 2. Схемы, иллюстрирующие возникновение неклиматического (топографического) смещения в изотопных рядах (а) и его исключение методом обратного отслеживания (б)  
Fig. 2. Sketches illustrating arising of the non-climatic (topographic) bias in the isotopic records (а) and its extraction by the back-tracing method (б)

матический сигнал. Поскольку топографические компоненты на куполе щита (ледяной керн GRIP) минимальны, т.е.  $\Delta\delta^{18}O_{adv}^{GRIP} \approx 0$  и  $\Delta\delta^{18}O_{lat}^{GRIP} \approx 0$ , следовательно

$$\Delta\delta^{18}O^{GRIP} \approx \Delta\delta^{18}O_{clim}^{GRIP} + \Delta\delta^{18}O_{loc}^{GRIP}. \quad (4)$$

Следующее допущение состоит в том, что климатический сигнал имеет одинаковую величину над всей Гренландией, т.е. климатический сигнал в керне  $i$  равен сигналу в керне GRIP:

$$\Delta\delta^{18}O_{clim}^i = \Delta\delta^{18}O_{clim}^{GRIP} = \Delta\delta^{18}O^{GRIP} - \Delta\delta^{18}O_{loc}^{GRIP}. \quad (5)$$

Подставив выражение (5) в (3), мы исключаем климатический компонент из дальнейшего рассмотрения:

$$\Delta\delta^{18}O^i = \Delta\delta^{18}O^{GRIP} - \Delta\delta^{18}O_{loc}^{GRIP} + \Delta\delta^{18}O_{lat}^i + \Delta\delta^{18}O_{adv}^i + \Delta\delta^{18}O_{loc}^i. \quad (6)$$

Теперь введём относительную разность

$$\Delta\delta^{18}O_{rel}^i = \Delta\delta^{18}O^i - \Delta\delta^{18}O^{GRIP} \quad (7)$$

и выразим слагаемые в правой части уравнения (7) через (4) и (6):

Изотопный состав и относительные изменения высот в гренландских кернах

Параметры	Точки глубокого бурения				
	Camp Century	NEEM	NGRIP	GRIP	Dye 3
Современное $\delta^{18}\text{O}$ , ‰:					
среднее за 1891–1920 гг. [41]	-29,11	-33,59	-34,59	-35,50	-27,91
среднее за 1931–1960 гг. [41]	-29,35	-33,49	-34,96	-35,34	-27,31
$\delta^{18}\text{O} \pm \Delta_{\delta}^i$ , ‰	$-29,23 \pm 0,12$	$-33,54 \pm 0,05$	$-34,77 \pm 0,18$	$-35,42 \pm 0,08$	$-27,61 \pm 0,30$
Эмское $\delta^{18}\text{O}$ , ‰	-25,0 <sup>1*</sup>	-31,5 <sup>2*</sup>	-32,15 <sup>2*</sup>	-32,14 <sup>1*</sup>	-23,2 <sup>4*</sup>
Эмское $\delta^{18}\text{O}$ минус современное $\delta^{18}\text{O}$ , или $\Delta\delta^{18}\text{O}$ , ‰	4,23	2,04	2,62	3,28	4,41
Разность $\Delta\delta^{18}\text{O}^i$ относительно $\Delta\delta^{18}\text{O}^{\text{GRIP}}$ с принятыми интервалами неопределённости, $\delta^{18}\text{O}_{rel}^i \pm \Delta_{\delta}^i$ , ‰	$0,95 \pm 0,20$	$-1,24 \pm 0,13$	$-0,66 \pm 0,26$	0	$1,13 \pm 0,38$
Относительное изменение высоты с принятыми интервалами неопределённости, $\Delta S_{rel}^i \pm \Delta_S^i$ , м	$-153 \pm 32$	$200 \pm 21$	$106 \pm 42$	0	$-182 \pm 61$

<sup>1\*</sup>Среднее за 126,0–127,2 тыс. л.н. [43]; <sup>2\*</sup>то же, за 122,1–122,2 тыс. л.н. [32]; <sup>3\*</sup>то же, за 125–127 тыс. л.н. [31]; <sup>4\*</sup>придонное значение [24].

$$\Delta\delta^{18}\text{O}_{rel}^i = \Delta\delta^{18}\text{O}_{lat}^i + \Delta\delta^{18}\text{O}_{adv}^i + \Delta\delta^{18}\text{O}_{loc}^i - \Delta\delta^{18}\text{O}_{loc}^{\text{GRIP}}. \quad (8)$$

Далее выразим  $\Delta\delta^{18}\text{O}^i$  через высотные контрасты  $\Delta S_{rel}^i$ ,  $\Delta S_{adv}^i$ ,  $\Delta S_{loc}^i$  и  $\Delta S_{loc}^{\text{GRIP}}$  и широтный контраст  $\Delta\phi^i$ :

$$\gamma\Delta S_{rel}^i = \beta\Delta\phi^i + \gamma\Delta S_{adv}^i + \gamma\Delta S_{loc}^i - \gamma\Delta S_{loc}^{\text{GRIP}}, \quad (9)$$

откуда, наконец, сможем найти относительное изменение высоты:

$$\Delta S_{rel}^i = \beta\gamma^{-1}\Delta\phi^i + \Delta S_{adv}^i + \Delta S_{loc}^i - \Delta S_{loc}^{\text{GRIP}}. \quad (10)$$

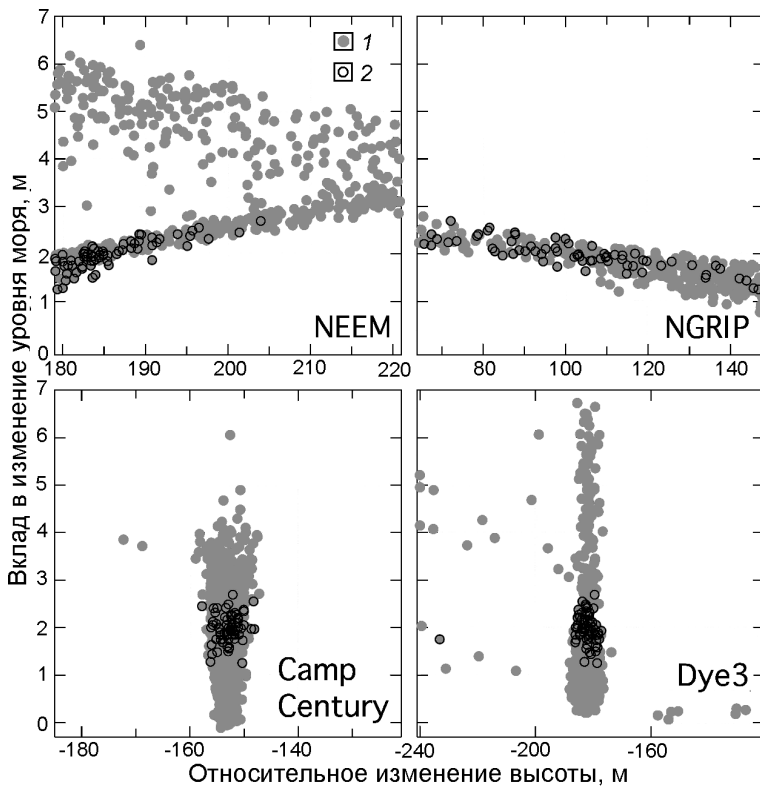
В выражениях (9) и (10)  $\beta = \partial\delta^{18}\text{O}/\partial\phi = -0,48\text{‰}/^\circ\text{N}$  – изотопно-широтный градиент, а  $\gamma = \partial\delta^{18}\text{O}/\partial S = -0,0062\text{‰}/\text{м}$  – изотопно-высотный градиент [41]. Смысл  $\Delta S_{rel}^i$  состоит в следующем: эта величина показывает высотный и широтный контраст между точкой происхождения частиц льда в керне  $i$  и локальным высотным контрастом керна GRIP.  $\Delta S_{rel}^i$  представляет собой двойную разность: первая разность во времени – эмское межледниковье минус современное значение для каждого керна  $i$ ; вторая разность в пространстве – высота точки происхождения льда в керне  $i$  в течение эмского межледниковья минус высота точки GRIP в это же время.

Величины  $\Delta S_{rel}^i$  могут быть определены из наблюдений с некоторым интервалом неопределённости (таблица), а также рассчитаны в математической модели с использованием метода обратного отслеживания [2, 3, 19] (см. рис. 2, б). Модельное значение  $\Delta S_{loc}^{\text{GRIP}}$  определяется как среднее за период 126–127 тыс. модельных л.н. Модельные суммы  $\Omega = \beta\gamma^{-1}\Delta\phi^i + \Delta S_{adv}^i + \Delta S_{loc}^i$  (правая часть уравнения (10)) также находятся как средние за период 118–123 тыс. модельных л.н. для керна NGRIP и 126–127 тыс. модельных л.н. для керна NEEM. Выбор периода осреднения определяется тем, что время пика эмского межледниковья в указанных двух кернах установлено [31, 32]. В отличие от них, в кернах Camp

Century и Dye3 время пикового значения неизвестно (оно определяется не только временем пика потепления климата, но и высотой точки происхождения льда). Поэтому  $\Omega$  рассчитывается для всего эмского межледниковья с интервалом 100 модельных лет, и то его значение, которое наиболее близко к табличному, используется для дальнейшего анализа. Ледяные керны NEEM, NGRIP, Camp Century и Dye3 выступают, таким образом, в роли реперов, а неклиматическая составляющая их изотопного состава несёт информацию относительно формы Гренландского ледникового щита в течение эмского межледниковья.

### Результаты и их обсуждение

В результате применения первого теста (возраст льда) исходное множество результатов сократилось с 1350 до 1246. Во всех случаях, когда межледниковый сегмент содержался в модельном керне NEEM, он также присутствовал и в керне GRIP, но не наоборот. Тесты относительно трёх остальных кернов позволили отбросить ещё 21 член исходного множества. Отброшенные результаты соответствовали  $H_{slc} > 6,5$  м. При использовании второго теста дополнительно отфильтровано 129 членов исходного множества с  $H_{slc} > 5,8$  м. Очевидно, что первые два теста позволяют лишь ограничить максимальное значение  $H_{slc}$ , но ничего не говорят о минимальном, которое в ряде экспериментов принимает отрицательное значение (т.е. модельный межледниковый объём модельного щита был больше современного). Наконец, тестирование относительно  $\Delta S_{rel}^i$  позволяет существенно ограничить возможные значения  $H_{slc}$ . На рис. 3 серыми кружками показаны  $H_{slc}$  относительно  $\Delta S_{rel}^i$  для четырёх реперных кернов. Диапазон  $\Delta S_{rel}^i$  на оси  $x$  соответствует интервалам неопреде-



**Рис. 3.** Максимальный вклад Гренландского ледникового щита в изменение глобального уровня моря в течение эемского межледникового в зависимости от относительного изменения высоты в четырёх реперных виртуальных ледяных ядрах (NEEM, NGRIP, Camp Century и Dye3). 1 – члены исходного множества модельных результатов, попадающие в интервалы относительного изменения высоты, определённые в таблице; 2 – члены подмножества, общие для всех четырёх ядер

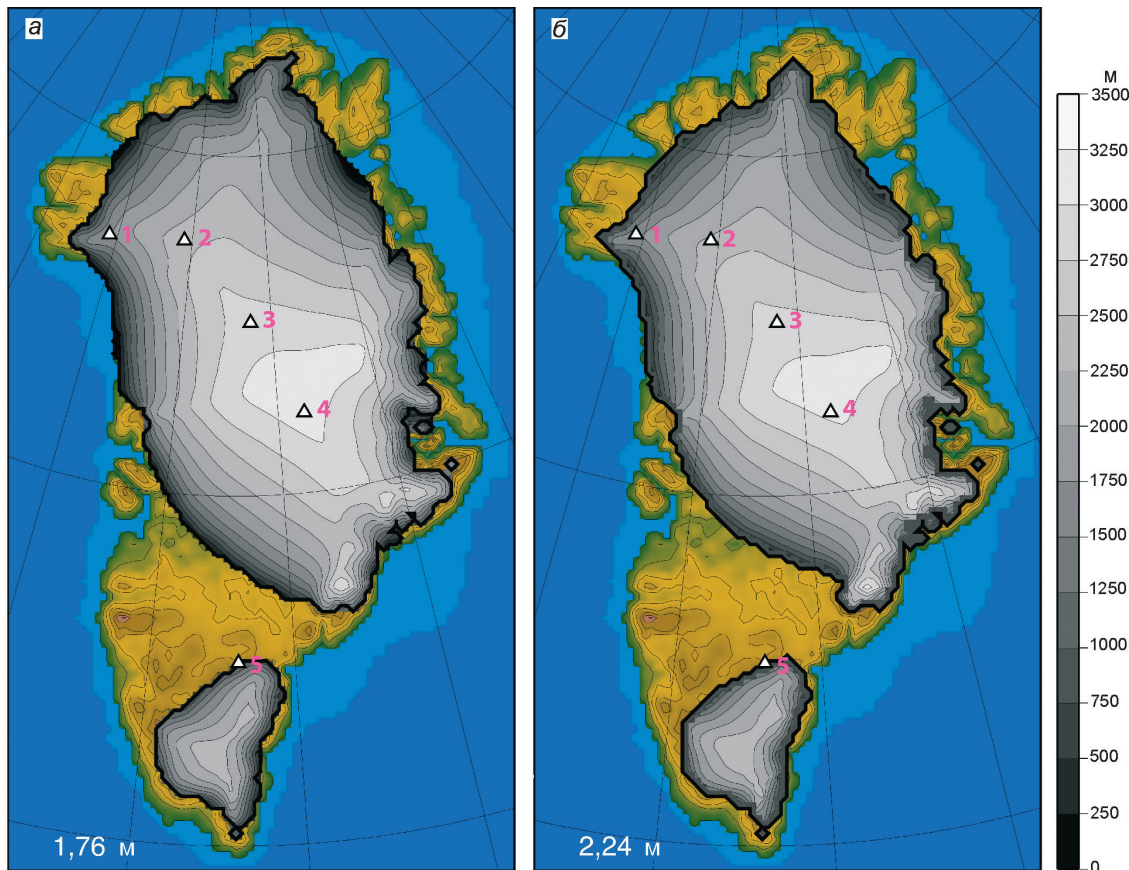
**Fig. 3.** Maximum Greenland ice sheet contribution to the global sea-level change during the Eemian vs relative elevation changes in four reference virtual ice cores (NEEM, NGRIP, Camp Century и Dye3). 1 – are the members of the initial manifold of the model results fitting to the relative elevation change intervals determined in table; 2 – the members of the submanifold fitting to all four ice cores

лётности в таблице. Очевидно, что наиболее эффективный «ограничитель» – ядро NGRIP, т.е. полоса «разрешённых» им межледниковых конфигураций Гренландского ледникового щита, лежит в пределах  $0,8 \leq H_{slc} \leq 2,9$  м. Значение  $\Delta S_{rel}^i$  ядра NEEM устанавливает нижнюю границу  $H_{slc} = 1,3$  м, а  $\Delta S_{rel}^i$  украинских ядер – пространственное распространение Северного купола на запад (Camp Century) и размер Южного купола (Dye3). В целом, результаты только 66 численных экспериментов из исходного ансамбля удовлетворяют установленным интервалам  $\Delta S_{rel}^i$  для всех четырёх ядер (чёрные окружности на рис. 3) и ограничивают  $H_{slc}$  диапазоном 1,3–2,8 м.

Применение четвёртого теста позволяет дальше сузить круг разрешённых межледниковых конфигураций. Температурный тест можно считать в некотором смысле вспомогательным. Взятый сам по себе и применённый к результатам численных экспериментов, он не позволяет выделить достаточно узкую полосу  $H_{slc}$  в отличие от предыдущего теста  $\Delta S_{rel}^i$ . Однако, минимизируя  $\psi$  в ядрах GRIP, NGRIP, Camp Century и Dye3 (но не NEEM, данные о вертикальном распределении температуры льда в котором ещё не опубликованы) для отобранных на предыдущем этапе 66 членов исходного ансамбля, можно выделить подмножество результатов, в которых более реалистично описано вертикальное распределе-

ние температуры льда и, следовательно, вертикальной адвекции. Задавая  $\psi < 1$  °C для ядер GRIP, NGRIP и Camp Century, выделяем 18 членов из 66, для которых  $1,6 \leq H_{slc} \leq 2,3$ . Для ядра Dye3 при этом  $\psi < 1,5$  °C. Дальнейшее уменьшение  $\psi$  возможно только для ядер GRIP и NGRIP. Задавая для этих виртуальных ядер  $\psi < 0,7$  °C, можно сократить ранее полученное подмножество до пяти членов. При этом  $\psi_{Camp C} = 0,94 \pm 0,98$  °C и  $\psi_{Dye3} \approx 1,05$  °C. Во всех выбранных пяти случаях  $1,76 \leq H_{slc} \leq 2,24$  м.

На рис. 4 показаны две модельные конфигурации Гренландского ледникового щита в момент времени, когда щит имел минимальный объём в течение эемского межледникового, т.е. 119,2 тыс. л.н.: максимальная ( $H_{slc} \leq 1,76$  м) и минимальная ( $H_{slc} \leq 2,24$  м). Отметим, что время достижения минимального объёма запаздывает на 1 тыс. лет по отношению ко времени достижения щитом минимальной площади. Очевидно, что конфигурации щита на рис. 4 различаются лишь в незначительных деталях. Общее – наличие значительного по размерам Южного купола. Этот результат подтверждает аналогичные выводы в работе [9], основанные на анализе морских донных осадков и некоторых недавних модельных исследованиях [38]. В то же время в более ранних экспериментальных работах [28, 44] Южный купол исчезал полностью. Последнее, вероятно, объясняется пе-

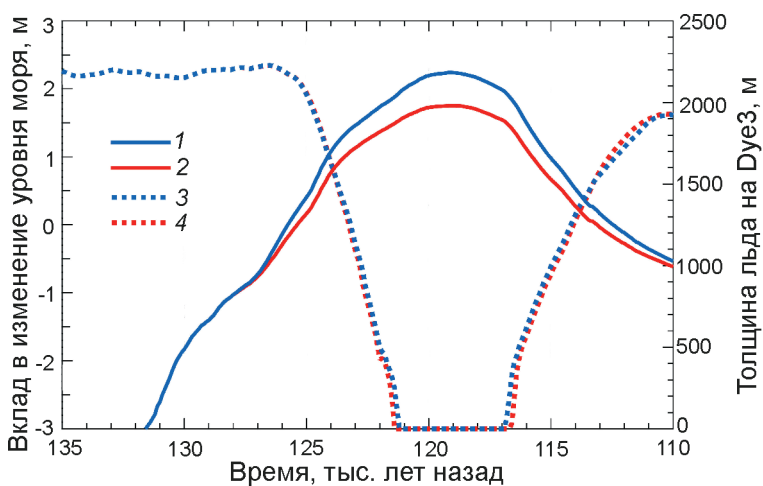


**Рис. 4.** Абсолютная высота поверхности Гренландии и Гренландского ледникового щита (выделен серым), м, 119,2 тыс. л.н. в двух численных экспериментах с  $\psi < 0,7^\circ\text{C}$  (элементах подмножества) с минимальным (а) и максимальным (б) вкладом в изменение глобального уровня моря (указан белым в левых нижних углах).

Точки глубокого бурения: 1 – Camp Century; 2 – NEEM; 3 – NGRIP; 4 – GRIP; 5 – Dye3

**Fig. 4.** Absolute surface elevation of Greenland and the GrIS (shown in grey), m, 119.2 kyr ago in two numerical experiments with  $\psi < 0.7^\circ\text{C}$  with the minimum (a) and maximum (b) contribution in global SL change.

Figures indicate deep-drilling sites: 1 – Camp Century; 2 – NEEM; 3 – NGRIP; 4 – GRIP; 5 – Dye3



**Рис. 5.** Кривые минимального (2) и максимального (1) вклада Гренландского ледникового щита в изменение глобального уровня моря в течение эемского межледниковья (м) в двух численных экспериментах с  $\psi < 0,7^\circ\text{C}$  (элементах подмножества) и толщина льда в точке глубокого бурения Dye3 (м) в этих численных экспериментах: 3 – максимальная; 4 – минимальная

**Fig. 5.** Curves of the minimum (2) and the maximum (1) Greenland ice sheet contribution in the Eemian sea-level change, m, in two numerical experiments with  $\psi < 0.7^\circ\text{C}$  and ice thickness at the Dye3 drill site in those numerical experiments: 3 – max; 4 – min

реоценкой скорости абляции. Наличие Южного купола ещё не означает, что территория вокруг точки глубокого бурения Dye3 была обязательно покрыта

льдом. Наши численные эксперименты показывают, что данная территория была свободной ото льда на протяжении 4 тыс. лет (рис. 5). Возможно, что

лёд в нижних слоях реального керна Dye3 мог быть сформирован выше по течению, южнее нынешней станции Dye3. Интересно, что ни отсутствие льда на месте Dye3 в течение нескольких тысячелетий, ни его постоянное присутствие не могут объяснить наличие обнаруженных в придонной части керна Dye3 биомолекул [46].

Пик на графике вклада Гренландского ледникового щита в изменение глобального уровня моря (см. рис. 5) по времени близок ко второму пику кривой реконструированного уровня в недавней работе [25] около 118 тыс. л.н., хотя последний и имеет довольно широкие доверительные интервалы. Первый пик, по оценке [25], приходится на 124 тыс. л.н., когда вклад Гренландии ещё очень далёк от своего максимума и составляет приблизительно 0,5 м. Принимая во внимание уже упомянутую во введении цифру 5,5–8,3 м за счёт совокупного вклада Гренландии и Антарктиды, получаем, что, если оценки [25] верны, то 5,0–7,8 м около 124 тыс. л.н. должны были поступить от Антарктиды. С учётом того, что данный интервал повышения сопоставим с запасом воды в современном Западноантарктическом ледниковом щите (4,8 м эквивалентного уровня моря [5]) и, вероятно, даже превышает его, разумно допустить, что в первой половине эемского межледниковья имела место дезинтеграция Западноантарктического ледникового щита. Однако даже в этом случае верхняя оценка превышает совокупный вклад Гренландии и Западной Антарктиды, поэтому нельзя исключить и того, что источником воды была и Восточная Антарктида. На возможность частичного разрушения Восточноантарктического щита в условиях климата эемского межледниковья указывают недавние модельные исследования [11].

Динамика изменения глобального уровня моря, несколько отличная от описанной в [25], недавно предложена в работе [33], авторы которой, проведя исследования на побережье Западной Австралии, делают вывод, что глобальный уровень моря был относительно стабильным большую часть эемского межледниковья и превышал современный на 3–4 м, однако ближе к его концу, около 118±1,4 тыс. л.н., он быстро поднялся приблизительно до 9 м. Учитывая полученные нами результаты, можно предположить, что в первой половине эемского межледниковья источником повышения уровня моря служила Западная Антарктида, при этом не требовалась даже её полная дезинтеграция. Гренландия же либо не вносила никакого ощутимого вклада, либо до 126 тыс. л.н. её вклад был отрицательным (т.е. размеры щита превышали современные). Во второй по-

ловине эемского межледниковья таяние Гренландского щита продолжалось, однако, судя по скорости и величине подъёма уровня моря, произошло быстрое механическое разрушение Западноантарктического ледникового щита и, чего нельзя исключить, небольших участков Восточноантарктического щита.

Получается, что Антарктический ледниковый щит реагировал раньше на эемское потепление, чем Гренландский. Существенная разница между эемским межледниковьем и эпохой современного потепления климата заключается в том, что оба щита перед начавшимся около 130 тыс. л.н. потеплением были значительно больше современных и прогнозы их состояния, основанные на прямых аналогиях между эемским межледниковьем и современностью, будут, по всей видимости, недооценивать вклады обоих щитов в будущее повышение уровня моря.

### Выводы

Набор из 66 «разрешённых» межледниковых конфигураций Гренландского ледникового щита смоделирован с использованием ограниченного количества комбинаций режима осадков и абляции в течение эемского межледниковья. Наиболее эффективный критерий отбора подмножества «разрешённых» конфигураций из первоначального множества исходных результатов моделирования — относительное изменение высоты. Дальнейшая фильтрация промежуточного подмножества с 66 до 5 членов с помощью температурного критерия позволила лишь незначительно сузить диапазон возможных межледниковых конфигураций до  $1,76 \leq H_{slc} \leq 2,24$  м.

Режим изменения объёма Гренландского ледникового щита в течение эемского межледниковья свидетельствует о преимущественном вкладе Антарктиды в изменение уровня моря в течение этого периода, особенно в его первую половину. Повышение среднегодовой приземной температуры в центральной части Гренландии вряд ли превышало 4,6 °С, что близко к нижнему пределу заявленной величины потепления  $8 \pm 4$  °С [31]. Повышение температуры в южной части Гренландии, по всей видимости, не превышало 3,1 °С. Южный купол Гренландского ледникового щита, вероятно, пережил эемское потепление, лишь незначительно сократившись в размерах.

### Литература

1. Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г. Изотопная и геохимическая гляциология. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 288 с.
2. Рыбак О.О., Хёбрехтс П., Паттин Ф., Штайнхаге Д. Региональная модель динамики льда: Ч. 2. Пост-экспериментальная обработка данных // МГИ. 2007. Вып. 103. С. 3–10.

3. Рыбак О.О., Фюрст Ж.Ж., Хёбрехтс П. Математическое моделирование течения льда в северо-западной части Гренландии и интерпретация данных глубокого бурения на станции NEEM // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 16–25.
4. Bamber J.L., Layberry R.L., Gogineni S.P. A new ice thickness and bed data set for the Greenland Ice Sheet 1 – measurement, data reduction, and errors // Journ. of Geophys. Research. 2001. V. 106. P. 33773–33780.
5. Bamber J.L., Riva R.E.M., Vermeersen B.L.A., LeBroock A.M. Reassessment of the potential sea-level rise from a collapse of the West Antarctic Ice Sheet // Science. 2009. V. 324. P. 901–903. doi:10.1126/science.1169335.
6. Barker S., Knorr G., Edwards R.L., Parrenin F., Putnam A.E., Skinner L.C., Wolff E., Ziegler M. 800,000 Years of Abrupt Climate Variability // Science. 2011. V. 334. P. 347–351. doi:10.1126/science.1203580.
7. Chappell J., Shackleton N.J. Oxygen isotopes and sea level // Nature. 1986. V. 324. P. 137–140.
8. Cuffey K.M., Marshall S.J. Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the Greenland ice sheet // Nature. 2000. V. 404. P. 591–594.
9. Colville E.J., Carlson A.E., Beard B.L., Hatfield R.J., Stoner J.S., Reyes A.V., Ullman D.J. Sr-Nd-Pb isotope evidence for ice-sheet presence on Southern Greenland during the Last Interglacial // Science. 2011. V. 333. P. 620–623.
10. Dahl-Jensen D., Mosegaard K., Gundestrup N., Clow G.D., Johnsen S.J., Hansen A.W., Balling N. Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet // Science. 1998. V. 282. P. 268–271. doi:10.1126/science.282.5387.268.
11. DeConto R. Potential for past and long-term future retreat of the West Antarctic ice sheet and the East Antarctic ice sheet margin // Abstracts, PALSEA2 Workshop «Estimating rates and sources of sea-level change during past warm periods», Rome, Italy, 21–25 October 2013.
12. Dutton A., Lambeck K. Ice volume and sea level during the Last Interglacial // Science. 2012. V. 337. P. 216–219. doi:10.1126/science.1205749.
13. Fyke J.G., Weaver A.J., Pollard D., Eby M., Carter L., Mackintosh A. A new coupled ice sheet-climate model: description and sensitivity to model physics under Eemian, Last Glacial Maximum, late Holocene and modern climate conditions // Geoscientific Model Development. 2011. V. 4. P. 117–136.
14. Helsen M.M., van de Berg W.J., van de Wal R.S.W., van den Broeke M.R., Oerlemans J. Coupled regional climate-ice sheet simulation shows limited Greenland ice loss during the Eemian // Climate of the Past Discussions. V. 9. P. 1735–1770. doi:10.5194/cpd-9-1735-2013.
15. Howat I.M., Joughin I., Scambos T.A. Rapid Changes in ice discharge from Greenland outlet glaciers // Science. 2007. V. 315. P. 1559–1561. doi:10.1126/science.1138478.
16. Howat I.M., Ahn Y., Joughin I., van den Broeke M.R., Lenaerts J.T.M., Smith B. Mass balance of Greenland's three largest outlet glaciers, 2000–2010 // Geophys. Research Letters. 2011. V. 38. L12501. doi:10.1029/2011GL047565.
17. 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.
18. 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.
19. 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.
20. Imbrie J.Z., Hays J.D., Martinson D.G. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record // Milankovitch and Climate / Eds.: A. Berger, J.Z. Imbrie, Hays J., Kukla G., Saltzman, B.D. Reidel. Dordrecht, 1984. P. 269–305.
21. Janssens I., Huybrechts P. The treatment of meltwater retention in mass-balance parameterizations of the Greenland ice sheet // Annals of Glaciology. 2000. V. 31. P. 133–140.
22. Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Dansgaard W., Gundestrup N.S. Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles // Tellus. 1995. V. 47B. P. 624–629.
23. Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen P., Clausen H.B., Miller H. Masson-Delmotte V., Sveinbjörnsdóttir A.E., White J. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and North GRIP // Journ. of Quaternary Science. 2001. V. 16. P. 299–307.
24. Koerner R.M. Ice core evidence for extensive melting of the Greenland Ice Sheet in the Last Interglacial // Science. 1989. V. 244. P. 964–968.
25. Kopp R.E., Simons F.J., Mitrovica J.X., Maloof A.C., Oppenheimer M. Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage // Nature. 2009. V. 462. P. 863–868. doi:10.1038/nature08686.
26. Dansgaard W., Clausen H., Gundestrup N., Johnsen S.J., Rygner C. Dating and climatic interpretation of two deep Greenland ice cores / Eds. by C.C. Langway, H. Oeschger, W. Dansgaard // Greenland Ice Core: Geophysics, Geochemistry and Environment: Geophys. Monographs. 1985. V. 33. P. 71–76.
27. Le Meur E., Huybrechts P. A comparison of different ways of dealing with isostasy: examples from modeling the Antarctic Ice Sheet during the last glacial cycle // Annals of Glaciology. 1996. V. 23. P. 309–317.
28. Lhomme N., Clarke G.K.C., Marshall S.J. Tracer transport in the Greenland Ice Sheet // Quaternary Science Reviews. 2005. V. 24. P. 173–194.
29. Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records // Paleoclimatology. 2005. V. 20. PA1003. doi:10.1029/2004PA001071.
30. McKay N.P., Overpeck J.T., Otto-Bliessner B.L. The role of ocean thermal expansion in Last Interglacial sea level rise // Geophys. Research Letters. 2011. V. 38. L14605. doi:10.1029/2011GL048280.
31. NEEM community members. Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core // Nature. 2013. V. 493. P. 489–494.
32. North Greenland Ice Core Project members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // Nature. 2004. V. 431. P. 147–151.
33. O'Leary M.J., Hearty P.J., Thompson W.G., Raymo M., Mitrovica J.X., Webster J.M. Ice sheet collapse following a prolonged period of stable sea level during the last interglacial // Nature Geoscience. 2013. V. 6. P. 796–800. doi:10.1038/ngeo1890.
34. Otto-Bliessner B.L., Marshall S.J., Overpeck J.T., Miller G.H., Hu A. Simulating Arctic climate warmth and icefield retreat in the last interglaciation // Science. 2006. V. 311. P. 1751–1753.
35. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M.E., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stevenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // Nature. 1999. V. 399. P. 429–436.

36. *Quiquet A., Ritz C., Punge H.J., Salas y Mélia D.* Contribution of Greenland Ice Sheet melting to sea level rise during the last interglacial period: an approach combining ice sheet modelling and proxy data // *Climate of the Past*. 2013. V. 9. P. 353–366. doi:10.5194/cp-9-353-2013.
37. *Radić V., Hock R.* Regional and global volumes of glaciers derived from statistical upscaling of glacier inventory data // *Journ. of Geophys. Research*. 2006. V. 115. F01010. doi:10.1029/2009JF001373.
38. *Robinson A., Calov R., Ganapolski A.* Greenland Ice Sheet model parameters constrained using simulations of the Eemian Interglacial // *Climate of the Past*. 2011. V. 7. P. 381–396.
39. *Shapiro N.M., Ritzwoller M.H.* Inferring surface heat flux distributions guided by a global seismic model: particular application to Antarctica // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 223. P. 213–224.
40. *Simpson M.J.R., Milne G.A., Huybrechts P., Long A.J.* Calibrating a glaciological model of the Greenland Ice Sheet from the Last Glacial Maximum to present-day using field observations of relative sea level and ice extent // *Quaternary Science Reviews*. 2009. V. 28. P. 1631–1657.
41. *Steen-Larsen H. C., Masson-Delmotte V., Sjolte J., Johnsen S.J., Vinther B.M., Bréon F.-M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Falourd S., Fettweis X., Gallée H., Jouzel J., Kageyama M., Lerche H., Minster B., Picard G., Punge H.J., Risi R., Salas D., Schwander J., Steffen K., Sveinbjörnsdóttir A.E.* Understanding the climatic signal in the water stable isotope records from the NEEM shallow firn/ice cores in northwest Greenland // *Journ. of Geophys. Research*. V. 116. D06108. doi:10.1029/2010JD014311.
42. *Stone E.J., Lunt D.J., Annan J.D., Hargreaves J.C.* Quantification of the Greenland ice sheet contribution to Last Interglacial sea level rise // *Climate of the Past*. 2013. V. 9. P. 621–639. doi:10.5194/cp-9-621-2013.
43. *Suwa M., von Fischer J.C., Bender M.L., Landais A., Brook E.J.* Chronology reconstruction for the disturbed bottom section of the GISP2 and the GRIP ice cores: Implications for Termination II in Greenland // *Journ. of Geophys. Research*. 2006. V. 111. D02101. doi:10.1029/2005JD006032.
44. *Tarasov L., Peltier W.R.* Greenland glacial history, borehole constraints, and Eemian extent // *Journ. of Geophys. Research*. 2003. V. 108 (B3). 2143. doi:10.1029/2001JB001731.
45. *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. doi:10.1038/nature08355.
46. *Willerslev E., Cappellini E., Boomsma W. Nielsen R., Hebsgaard M.B., Brand T.B., Hofreiter M., Bunce M., Poinar H.N., Dahl-Jensen D., Johnsen S., Steffensen J.P., Bennike O., Schwenninger J.L., Nathan R., Armitage S., de Hoog C.J., Alfimov V., Christy M., Beer J., Muscheler R., Barker J., Sharp M., Penkman K.E.H., Haile J., Taberlet P., Bilbert M.T.P., Casoli A., Campani E., Collins M.J.* Ancient biomolecules from deep ice cores reveal a forested Southern Greenland // *Science*. 2007. V. 317. P. 111–114.
47. *Zweck C., Huybrechts P.* Modeling of the northern hemisphere ice sheets during the last glacial cycle and glaciological sensitivity // *Journ. of Geophys. Research*. 2005. V. 110. D07103. doi:10.1029/2004JD005489.

## Summary

The Last Interglacial (LIG or the Eemian) between ca. 130 and 115 kyr BP is probably the best analogue for future climate warming for which increasingly better proxy data are becoming available. The volume of the Greenland Ice Sheet (GrIS) during this period is of particular interest to better assess how much and how fast sea-level can rise in a future Earth undergoing gradual climatic warming. Sea-level during the LIG is inferred to have been up to 9 meter higher than today, but contribution of the GrIS into this rise remains unclear. Various ice-sheet modelling studies have come up with a very broad range of the LIG volume loss by the GrIS to between 60 cm and 6 m of equivalent sea-level rise. This wide range is explained by the sensitivity of GrIS models to the imposed climatic conditions and to poor knowledge of the LIG climate itself in terms of the magnitude and precise timing of the maximum warming, as well as in terms of spatial and annual patterns. To partially circumvent these uncertainties we made use of the newest temperature record over the Central Greenland reconstructed from the isotopic composition of the recently obtained NEEM ice core containing undisturbed LIG segment to build the climatic forcing of the model. The NEEM record unequivocally indicates times of the start and of the end of the LIG warming in Greenland as well as the duration of the warmest time period within the Eemian. Using a three-dimensional thermomechanical ice-sheet model, we produced an ensemble of possible LIG configurations by varying only four key parameters for temperature, precipitation rate, surface melting magnitude and melting pattern within realistic bounds. The outcome of a series of the numerical experiments is a variety of glaciologically consistent GrIS geometries corresponding to a wide range of possible «climates». To constrain the ensemble of GrIS geometries, we used data inferred from 5 Greenland ice cores such as the presence or absence of LIG ice, borehole temperature and isotopic composition. Lagrangian backtracing of particles was used to calculate non-climatic biases in isotopic records introduced by horizontal advection, systematic latitudinal contrast and local elevation changes. Comparison of model-generated ice-core characteristics with the observed data enabled to narrow down the ensemble to a bound on the GrIS contribution to the LIG sea-level rise of between 1.3 and 2.9 m with the best choice of 1.8–2.2 m. This conclusion in general supports the point of view about the modest GrIS contribution to global sea level rise during the LIG.