

УДК 551.321.84+551.324.5

Результаты радиолокационного зондирования и моделирования течения ледникового покрова Восточной Антарктиды вдоль линии тока, проходящей через станцию Восток

© 2010 г. Е.А. Цыганова¹, С.В. Попов², А.Н. Саламатин¹, В.Я. Липенков³¹Казанский государственный университет; ²Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург;³Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург

Andrey.Salamatin@ksu.ru

Статья принята к печати 25 февраля 2009 г.

Геотермический поток, ледниковая скважина, ледниковый покров, ледяной керн, линия тока, палеоклиматический сигнал, подлёдное озеро.

Flow line, geothermal flux, glacier borehole, ice core, ice sheet, palaeoclimatic signal, subglacial lake.

Статья посвящена общим вопросам моделирования ледниковых покровов, связанным с интерпретацией палеоклиматических сигналов в ледяных кернах. В ней на основе новых географических, геофизических и гляциологических данных пересматриваются полученные ранее результаты и продолжено исследование проблемы датировки ледяных кернов и реконструкции климата по измерениям изотопного состава глубинных образцов льда со станции Восток, расположенной в Восточной Антарктиде над обширным подлёдным озером. Течение льда вдоль рассматриваемой линии тока моделируется с привлечением широкого спектра дополнительных данных: термометрии скважин, радиолокационного зондирования слоёв внутреннего отражения и измерений воздушных пузырьков. Одновременно с полевыми исследованиями усовершенствована термомеханическая модель динамики ледникового покрова и его взаимодействия с озером. По расчетам, лёд пересекает озеро Восток за 40 тыс. лет. Скорость намерзания воды над озером при найденном геотермическом потоке $0,054 \text{ Вт/м}^2$ оценивается в среднем около $5,5 \text{ мм/год}$ и согласуется с современной толщиной намерзшего льда 215 м на станции Восток.

Настоящая работа продолжает серию публикаций авторов [1, 2, 12–14, 52, 54, 55, 57, 68]. В ней рассматриваются общие вопросы моделирования течения ледникового покрова Антарктиды, связанные с датировкой ледяных кернов и палеоклиматической интерпретацией изотопного состава льда. Все выполненные ранее исследования показывают, что решение этой двуединой задачи должно быть основано на возможно более широком и полном использовании всей имеющейся географической, геофизической и гляциологической информации. Первоочередной интерес представляет собой изучение палеоклиматических сигналов в образцах льда, полученных из глубокой скважины на станции Восток, расположенной над обширным подлёдным озером в центральной части Антарктиды.

Недавние результаты наземного радиолокационного профилирования, выполненного сотрудниками Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ПМГЭ) вдоль линии тока, пересекающей водный бассейн и проходящей через эту станцию, позволяют определить топографию нижней границы ледяного массива и пространственное распределение внутренних изохронных горизонтов отражения в пределах 70–85 % общей толщины ледника в окрестностях озера. Современные карты подлёдного рельефа и высоты поверхности ледникового покрова Антарктиды в районе ледораздела В показывают геометрию трубки тока льда и дополняют полученную детальную радиолокационную картину внутренней деформации слоёв льда. Это в совокупности – новый, уникальный набор данных для прямой «настройки» моделируемого поля

скоростей движения льда в теле ледника. Главная цель настоящей работы заключается в реализации комплексного подхода к датированию ледяного керна со станции Восток и реконструкции климата по данным изотопного анализа на основе согласования усовершенствованной термомеханической модели динамики ледникового покрова вдоль фиксированной трубки тока с имеющейся дополнительной информацией, включающей в себя результаты радиолокационного профилирования, скважинной термометрии, измерений концентрации воздушных пузырьков и возрастные маркеры.

Моделирование динамики ледникового покрова

География трубки тока и радиолокационные данные.

В опубликованных ранее работах [14, 36, 57, 68] использовалось приближённое и в ряде случаев схематичное описание условий течения ледникового покрова Антарктиды через станцию Восток. В настоящем исследовании карта высоты поверхности ледника в районе оз. Восток (рис. 1) составлена на основе спутниковой альтиметрии [31, 45] согласно [67] и детализирована по данным геофизических наблюдений ПМГЭ [8, 34, 40] в окрестностях озера. Уточнённая линия тока льда, проходящая через станцию Восток, и окаймляющая её трубка тока, показанные на рис. 1, построены для наземной части ледника ортогонально изогипсам и совпадают с направлением движения льда над водным бассейном [16, 67, 69]. Протяжённая координата s вдоль линии тока измеряется как расстояние от ледораздела В, а станция Восток расположена в точке $s_0 = 370 \text{ км}$.

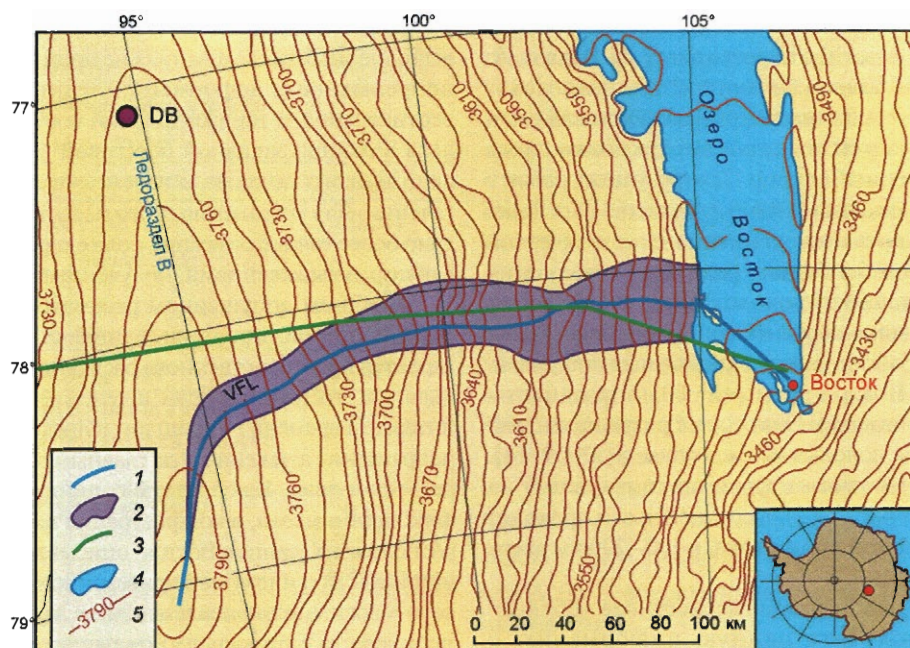


Рис. 1. Карта высоты поверхности ледникового покрова в районе оз. Восток [31, 45], согласно [67]:

1 – линия тока станции Восток; 2 – трубка тока льда; 3 – радиолокационный маршрут SPRI/NSF [18, 50]; 4 – поверхность озера [40]; 5 – изогипсы с шагом 10 м

Fig. 1. Surface elevation map of Lake Vostok vicinities [31, 45] adapted after [67]:

1 – Vostok ice flow line; 2 – ice flow tube; 3 – SPRI/NSF RES route [18, 50]; 4 – lake water table [40]; 5 – elevation contours with 10-m spacing

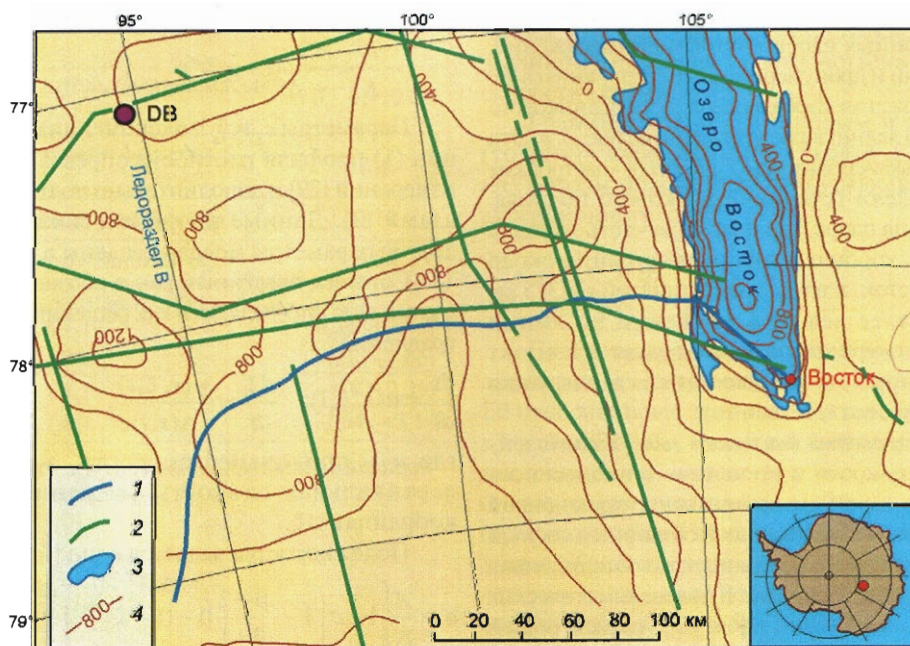


Рис. 2. Карта рельефа ложа ледника в районе оз. Восток, составленная в рамках проекта ABRIS [39]:

1 – линия тока станции Восток; 2 – радиолокационные маршруты SPRI/NSF [18, 50]; 3 – поверхность оз. Восток [40]; 4 – контуры поверхности с шагом 200 м

Fig. 2. Bedrock topography map of Lake Vostok vicinities after ABRIS project [39]:

1 – Vostok ice flow line; 2 – SPRI/NSF RES routes [18, 50]; 3 – lake water table [40]; 4 – elevation contours with 200-m spacing

Начиная с международного проекта BEDMAP [33], в Антарктике и, в частности, в окрестностях оз. Восток [8, 34, 40, 65, 66] был выполнен большой объём радиолокационных и сейсмических исследований. Обновлённый фрагмент общей карты высоты поверхности ложа ледника, представленный на рис. 2, — результат работ в рамках очередного проекта ABRIS (Antarctic Bed Relief and Ice Sheet) [39]. Карта создана на основе геодезической сетки с разрешением 5×5 км и радиусом осреднения 80 км. Её средняя точность (около 200 м) существенно ограничена из-за крайне неравномерного распределения имеющихся в этом районе радиолокационных профилей. Базовые SPRI/NSF маршруты [18, 50] показаны на рис. 2 точечными линиями. Некоторые результаты этих радарных аэросъёмки использованы позднее в [27, 59–61]. Важно отметить, что одна из трасс, начинающаяся на станции Восток (см. рис. 1 и 2), в средней части проходит вблизи рассматриваемой линии тока, в 100–200 км вверх по течению от станции.

Как воздушные, так и наземные радарные наблюдения позволяют получить ценную информацию о внутреннем строении (слоистости) ледникового покрова, которое отражает топографию ложа и особенности течения льда. Недавно 106-километровый радиолокационный маршрут через подледниковое озеро вдоль линии тока льда у станции Восток был выполнен на гусеничных снегоходах исследователями ПМГЭ в течение двух полевых сезонов 50-й и 51-й Российских антарктических экспедиций (2004–2006 гг.). Полученная совмещённая радиолокационная запись изображена на рис. 3, а. Наряду с рельефом подстилающих горных пород и поверхностью контакта ледника с озером на радарном профиле отчётливо выделяются восемь изохронных слоёв внутреннего отражения, отмеченные кружками и пронумерованные сверху вниз от L0 до L7. Высотное положение слоёв, поверхности ледникового покрова и основания ледника представлены на рис. 3, б. Эти оцифрованные данные использованы далее для «настройки» и верификации модели течения ледникового покрова.

Западная граница озера, где наземная часть ледника погружается в воду, хорошо видна на расстоянии около 55 км от станции Восток, в точке с координатой $s_f \approx 315$ км от ледораздела. Далее лёд при движении по линии тока проходит над островом, вновь вступая в контакт с породами между границами налегания и всплывания ($s_g \approx 323$ и $s_f \approx 331$ км соответственно).

Описание поля скоростей движения льда. Взаимодействие ледникового покрова и процессов теплопереноса играет особую роль в районе линии тока, проходящей через станцию Восток и пересекающей обширный водный бассейн. С учётом последнего обстоятельства объединённая проблема датировки ледяного керна и палеоклиматических реконструкций рассматривалась в [14, 68] в рамках общей термомеханической модели движения ледникового покрова вдоль фиксированной трубки тока [9, 44]. Описание течения льда и формулировка уравнения конвективного теплопереноса были даны в приближении пограничного слоя («мелкого льда») [9–11, 20] с учётом эффектов сжимаемости приповерхностной снежно-фирновой толщи [51]

в упрощённой параметрической форме [13, 52]. Однако в выполненных исследованиях не принималась во внимание непрерывность деформаций ледника при изменении вертикальной и горизонтальной составляющих скорости льда в районе западной береговой линии, при переходе ледникового покрова с наземного на плавучий режим течения. Для устранения этого недостатка было использовано более точное описание поля скоростей в соответствии с общими выражениями, полученными в [51].

К общим допущениям рассматриваемого подхода к моделированию динамики ледника относятся неизменный характер пространственного распределения баланса массы льда на его поверхности в течение рассматриваемого интервала времени t в прошлом и предположение о том, что направление движения льда главным образом определяется рельефом ложа. Как следствие, линии тока льда остаются фиксированными, и конфигурация трубки тока, в которой расположена станция Восток, описывается нормированной шириной $H(s)$ и текущей приведённой толщиной ледникового массива в эквиваленте льда $\Delta(s, t)$. Целесообразно также внести вертикальную координату ζ как относительное расстояние до основания ледника, рассчитываемое в ледяном эквиваленте и нормированное на Δ .

Изменение плотности снежно-фирновых отложений и пузырькового льда ρ с глубиной h может быть задано [13, 53] в виде

$$\rho = \rho_0(1 - c_s e^{-\gamma_s h}),$$

где ρ_0 — плотность чистого льда (постоянная величина); c_s — пористость поверхностного снега; γ_s — показатель уплотнения.

Отсюда следует функциональная связь между ζ и h

$$\zeta = 1 - \frac{h}{\Delta} + \frac{c_s}{\gamma_s \Delta} (1 - e^{-\gamma_s h}). \quad (1)$$

Параметры c_s и γ_s в экспоненциальной аппроксимации (1) профиля плотности определены по результатам измерений [29] и дополнительно подтверждаются материалами [3]. Данные по физическим свойствам льда и другие параметры модели сведены в табл. 1.

Согласно введённым ранее обозначениям, траектории частиц льда определяются как решения дифференциальных уравнений

$$\frac{ds}{dt} = u(s, \zeta, t); \quad \frac{d\zeta}{dt} = \frac{\bar{w}(s, \zeta, t)}{\Delta(s, t)}, \quad (2)$$

где u — продольная скорость, а \bar{w} — приведённая вертикальная скорость движения льда в системе координат s, ζ .

Поле скоростей задаётся явно [51]

$$u = \frac{A}{\Delta} \left[1 - \sigma \left(1 - \frac{\beta + 2}{\beta + 1} (1 - (1 - \zeta)^{\beta + 1}) \right) \right], \quad (3)$$

$$\bar{w} = -b + (1 - \zeta) \left[b + w_0 + \frac{1 - (1 - \zeta)^{\beta + 1}}{(\beta + 1)H} \frac{\partial}{\partial s} (HA\sigma) \right],$$

где $A = A(s, t)$ — общий объёмный расход льда через сечение трубки тока единичной ширины

Таблица 1. Параметры модели динамики ледника

Параметр	Значение
<i>Уплотнение снега и фирна</i>	
Плотность чистого льда ρ_0 , кг/м ³	920
Пористость поверхностного снега c_s	0,69
Показатель уплотнения γ_s , м ⁻¹	0,021
<i>Течение льда</i>	
Длина линии тока s_0 , км	370
Граница всплывания s_f , км	331
Граница возвышенности s_h^* , км	310
Показатель ползучести в законе Глена α	3,0
Модифицированный показатель ползучести β^*	6
Фактор пластических деформаций σ	$1, 0 < s < s_h$ $1 \rightarrow 0, s_h < s < s_f$ $0, s_f < s < s_0$
<i>Изменения толщины ледника [56]</i>	
Фактор усиления баланса массы γ_b	0,56
Фактор роста толщины ледника γ_l	2,5
Среднее превышение баланса массы e_b^*	0,44
<i>Окружающие условия и палеоклимат</i>	
Геотермический поток q_0^* , Вт/м ²	0,054
Температура плавления льда T_f^* , °C	-2,7
Современная температура поверхности T_{s0}^* , °C	-58,5
Современная инверсионная температура T_{i0}^* , °C ⁻¹	-38,1
Современная скорость аккумуляции b_0 , см/год	2,15
Температурный показатель баланса массы η_b , °C ⁻¹	0,112
Изотопно-температурное отношение C_T^* , ‰°C ⁻¹	6,1
Инверсионно-поверхностный фактор C_i^*	0,79
Фактор прессионного усиления α_p^*	0,06
Амплитуды геофизического метронома, °C [2]:	
$A_1 (B_1)$	6,28 (-2,81)
$A_2 (B_2)$	5,31 (-1,86)
$A_3 (B_3)$	-4,92 (2,35)
$A_4 (B_4)$	-1,64 (-3,14)

*Параметры определены в ходе вычислительных экспериментов.

$$A(s, t) = \frac{1}{H(s)} \int_0^s \left(b + w_0 - \frac{\partial \Delta}{\partial t} \right) H ds;$$

$w_0(s, t)$ – скорость намерзания льда у основания ледника на контакте лёд–вода (породы).

По определению, σ – доля общего расхода льда за счёт пластических (сдвиговых) деформаций в теле ледника ($0 \leq \sigma \leq 1$), а β – модифицированный показатель ползучести льда в законе Глена, определяемый,

согласно [32], с учётом вертикального температурного градиента. На рассматриваемой линии тока, проходящей через станцию Восток, выделяются три характерных участка: высокогорная область $0 < s < s_h$ наземной части ледникового покрова с отсутствием скольжения ($\sigma = 1$) относительно ложа ($s_h < s_f$); открытая поверхность озера $s_f < s < s_0$ с нулевыми сдвиговыми деформациями ($\sigma = 0$) на дне ледника; промежуточная переходная зона $s_h < s < s_f$ начинающаяся на западном берегу озера до линии налегания и перекрывающая пролив вместе с островом (см. рис. 3). Предполагается монотонное уменьшение параметра σ от 0 до 1 с ростом расстояния s от s_h до s_f , где ледниковый покров переходит на плав. Обе величины (β и s_h) рассматриваются как параметры настройки модели (см. табл. 1).

Толщина ледникового покрова рассчитывается по формуле

$$\Delta(s, t) = \Delta_0(s) + \delta\Delta(t), \quad (4)$$

где $\Delta_0(s)$ – современная толщина ледника в ледяном эквиваленте.

Временные флуктуации толщины $\delta\Delta(t)$ реконструируются по [52, 56]. Данная упрощенная многомасштабная модель для $\delta\Delta$ была проверена, а её настроечные параметры γ_b и γ_l , приведённые в табл. 1, определены на основе сопоставления с расчётами по двухмерной термомеханической модели динамики ледникового покрова Антарктиды [47]. Позднее уравнение (4) подтвердили результаты трёхмерного моделирования [48]. Ещё один модельный параметр e_b в табл. 1 представляет собой долю избыточного среднего баланса массы в рассматриваемой трубке тока, отнесённого к скорости накопления льда в районе станции Восток. Эта величина непосредственно рассчитывается по заданному профилю пространственного распределения скорости аккумуляции b .

Граница между ледниковым и намёрзшим льдом (толщина акреационного льда Δ_a) вдоль линии тока над озером определяется по уравнению баланса массы акреационного льда:

$$\frac{\partial \Delta_a}{\partial t} + \frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial s} \left(H \Delta_a \int_0^{\Delta_a} u ds \right) = w_0. \quad (5)$$

Практическое использование модели (1)–(5) предполагает задание современной геометрии трубки тока льда. Её относительная ширина $H(s)$ как функция расстояния s до ледораздела В, снятая непосредственно с карты, представленной на рис. 1, и обобщённые радиолокационные измерения толщины ледникового покрова $\Delta_0(s)$ (профиль глубины залегания ложа) в эквиваленте чистого льда изображены на рис. 4. Уточнённая оценка толщины ледника на станции Восток составляет 3775 ± 15 м [41] и согласуется с недавними результатами других натурных наблюдений. Эта величина лишь незначительно (в пределах 20 м неопределённости радарных данных) отличается от принятого прежде значения 3755 м [5, 6], которое и используется в настоящей работе для согласования с данными более ранних исследований, приводя к 3722 м толщины в ледяном эквиваленте под станцией Восток

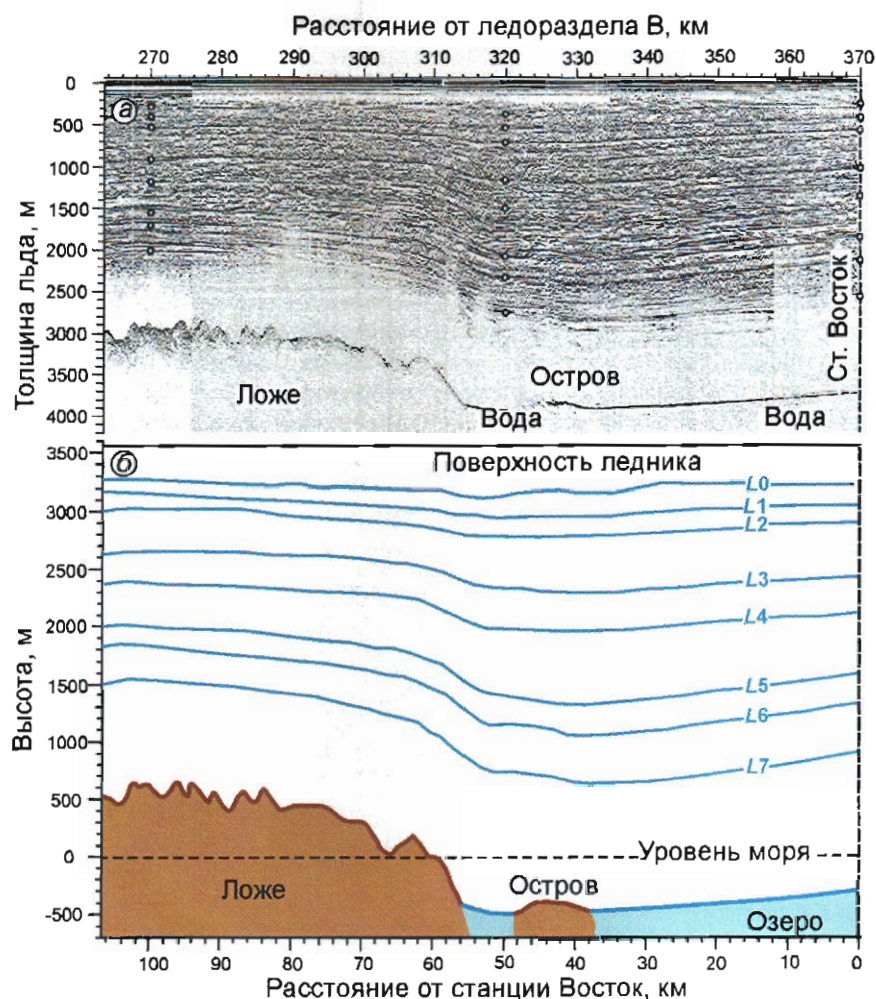


Рис. 3. Наземная радиолокационная запись (а) и внутреннее строение, топография поверхности и основания ледникового покрова (б) на протяжении 106 км вдоль линии тока вверх по течению от станции Восток через подледниковое озеро. Слои отражения, использованные для настройки модели, отмечены кружками и пронумерованы с L0 до L7

Fig. 3. Ground-based radio-echo record (a) and the internal structure, surface and base topography (b) of the ice sheet over the 106-km distance along the ice flow line upstream of Vostok across Vostok subglacial lake.

Reflection layers marked by open circles and numbered from L0 to L7 are used in this study for model constraining

на рис. 4. Далее, вверх по течению, наиболее точный 106-километровый участок донной поверхности ледника (сплошная линия) получен в результате скользящего осреднения по 5-километровым интервалам исходного радиолокационного профиля, показанного на рис. 3, б.

Остальная часть рельефа ложа (короткий и длинный пунктиры) определена по разности картографических высотных отметок на рис. 1 и 2, сглаженных в масштабе 30 км. Промежуточный, детальный фрагмент (точечная линия), перекрывающаяся с черным пунктирным профилем — скользящее осреднение по 10-километровым интервалам рельефа ложа радарного разреза [59, 60] на 100-километровом участке маршрута SPRI/NSF радиолокационной аэро съемки [18, 50], вблизи линии тока льда у станции Восток (см. рис. 1). Составной профиль, представленный сплошной, точечной и цветной пунктирной линиями на рис. 4, — это наиболее достоверное на

сегодняшний день описание толщины ледникового покрова Антарктиды вдоль рассматриваемой трубки тока.

Теплоперенос в теле ледника. Описание температурного поля в ледниковом покрове выполнено в рамках модели, разработанной в [68]. Общее уравнение конвективного теплопереноса в приближении «мелкого льда» [10, 20] для фиксированной трубки тока [9, 44] в системе координат s, ξ записывалось согласно [13, 51, 52]. Для свободной поверхности ледникового покрова сформулировано специальное граничное условие теплообмена третьего рода [13], учитывающее повышенное термическое сопротивление снежно-фирновых отложений. Предварительные вычислительные эксперименты [68] показали, что при реалистичных оценках геотермического теплового потока q_0 в Антарктиде [58] наземная часть ледникового покрова вверх по течению от западного берега оз. Восток приморожена к подстилающим породам ($w_0 = 0$),

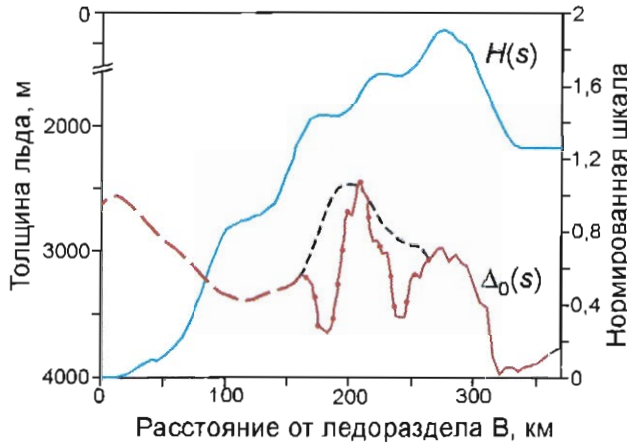


Рис. 4. Нормированная ширина трубки тока льда $H(s)$ как функция расстояния от ледораздела В и современный составной профиль толщины льда $\Delta_0(s)$ вдоль линии тока (см. рис. 1) в ледяном эквиваленте с двумя вариантами детализации в средней части (см. пояснения в тексте)

Fig. 4. The normalized ice flow tube width $H(s)$ vs. distance from Ridge B and the stacked present-day profile of the ice thickness $\Delta_0(s)$ along the flow line (see Fig. 1) in equivalent of pure ice with two possible versions of the intermediate part (see text)

и тепловое взаимодействие ледника с ложем задавалось общими граничными условиями сопряжения. В результате для вычисления теплового потока на контакте с породами использовалось интегрально-дифференциальное уравнение типа свёртки [68]. Температура нижней границы ледника над озером принята равной температуре плавления льда T_f при соответствующем давлении [28], а скорость его намерзания на контакте с озёрной водой определяется по оттоку тепла в толщу ледника.

Параметрическая модель климата. Традиционно условия существования ледника в прошлом, такие как скорость аккумуляции льда $b(s, t)$ и температура $T_s(t)$ на его поверхности, реконструируются на основе данных изотопного анализа ледяных кернов (см. обзор [14]).

Эмпирическое соотношение между содержанием дейтерия δD [38] во льду и локальной температурой T_i конденсации атмосферной влаги (температурой верхней границы инверсионного слоя), скорректированное с учётом данных [17], записывается в виде [23, 49]

$$\Delta T_i = (\Delta \delta D - 4,6 \Delta \delta^{18}O_m) / C_T, \quad (6)$$

где $\delta^{18}O_m$ — концентрация изотопов кислорода в водах Мирового океана [15, 21, 38, 64]; C_T — масштабный фактор; Δ — отклонение рассматриваемых характеристик от их современных значений.

Одновременно в соответствии с [49] считается, что количество осадков (скорость аккумуляции льда) в Антарктиде коррелирует с давлением насыщения водяного пара на верхней границе инверсионного слоя и может быть рассчитано по формуле [46, 47]

$$b = b_0 \bar{b}(s) \exp(\eta_b \Delta T_i), \quad (7)$$

где b_0 — современная скорость аккумуляции в районе наблюдений ($s = s_0$); $\bar{b}(s)$ — нормированный профиль

её пространственного распределения вдоль рассматриваемой линии тока.

Коэффициент η_b в уравнении (7), согласно [47], выражается через современное значение инверсионной температуры T_{i0} : $\eta_b = 6148,3 / (273,15 + T_{i0})^2$, и при $T_{i0} = -38,0 \pm 0,6$ °C [19] $\eta_b \approx 0,112$ °C⁻¹.

Наличие развитой температурной инверсии над Антарктическим плато проявляется в существенном различии между температурой поверхности ледникового покрова T_s и инверсионной температурой T_i . Согласно [54], по крайней мере, недавние отклонения поверхностной температуры T_s от их современного значения T_{s0} содержали избирательно усиленный (дополнительный) прецессионный сигнал δ_p , который не воспроизводится при простом масштабировании соответствующих изменений инверсионной температуры ΔT_i . С учётом этой поправки, хотя и относительно небольшой, было предложено следующее обобщение результатов, полученных в [24]:

$$\Delta T_s = \Delta T_i / C_i + \delta_p(t); \quad (8)$$

$$\delta_p(t) = \alpha_p \sum_{j=3}^4 [A_j (\cos(\omega_j t) - 1) - B_j \sin(\omega_j t)],$$

где C_i и α_p — масштабные коэффициенты.

При этом в соотношениях (8) предполагается, что время отсчитывается из прошлого ($t < 0$) и в настоящий момент $t = 0$), а A_j и B_j ($j = 3, 4$) представляют собой амплитуды прецессионных гармонических составляющих локальных осцилляций поверхностной температуры. Эти составляющие следует рассматривать как часть геофизического метронома — климатических циклов Миланковича с периодами $t_1 = 100$, $t_2 = 41$, $t_3 = 23$, $t_4 = 19$ тыс. лет ($\omega_j = 2\pi/t_j$), доминировавших в климате плейстоцена и реконструируемых по распределению температуры в ледниковом покрове Центральной Антарктиды [2, 12, 52, 54]. В дальнейшем использован геофизический метроном [2] с амплитудами A_j и B_j ($j = 1, \dots, 4$), приведёнными в табл. 1.

Настройка модели и результаты интерпретации данных

Общий алгоритм и стратегия вычислительных экспериментов. Возраст t_d частицы льда под станцией Восток при $s = s_0$ на заданной глубине h_d , соответствующей по формуле (1) координате ξ_d (или, что то же самое, временная шкала ледяного керна), определяется равенством $\xi(-t_d) = 1$. Траектория этой частицы ($\xi(t)$, $s(t)$) — обращённое во времени решение системы дифференциальных уравнений (2)–(4) с начальными условиями $s(0) = s_0$, $\xi(0) = \xi_d$. Соответственно координата места выпадения частицы на поверхности ледника есть $s_d = s(-t_d)$. Для численного решения уравнения (5) и расчёта нестационарного температурного поля в теле ледника был разработан [68] вычислительный алгоритм на основе неявных конечно-разностных схем с аппроксимацией первого порядка (типа «левый угол») по оси s и с использованием метода прогонки по координате ξ . Климат реконструирован на основе параметрической модели (6)–(8) и данных [38] о содержании дейтерия в керне со станции Восток, охватывающем последние 420 тыс. лет. Изменения инверсионной

температуры в более ранний период времени вычислялись по уравнениям (7) и (8), как и в [68], путём экстраполяции масштабированного геофизического метронома. Для проведения вычислительных экспериментов по настройке усовершенствованной термомеханической модели ледника и комплексной интерпретации имеющихся геофизических и гляциологических данных разработана специальная интерактивная компьютерная система.

Более ранние исследования [14, 52, 57, 68] показали, что многие особенности моделируемых температурных и гидродинамических полей в ледниковом покрове избирательно чувствительны к разным неопределённым факторам и коэффициентам модели. Это позволило сформировать общую стратегию настройки таких параметров как последовательную, итерационную подгонку результатов вычислительных экспериментов к различным, независимым наборам наблюдаемых данных: измерениям температуры в скважине, маркерам возраста льда, изохронным слоям отражения и др. Получаемая таким образом модель наилучшего согласования даёт наиболее состоятельные на уровне современных знаний оценки возраста льда и палеоклиматические реконструкции. В комплексной процедуре оптимизации использованы следующие основные положения.

1. По достаточно представительному набору статистически независимых и равномерно распределённых по глубине контрольных точек возраста льда в выбранном районе линии тока (например, у станции Восток, при $s = s_0$) достоверно восстанавливается объёмный расход льда $A(s = s_0, t)$ через данное сечение рассматриваемой трубки тока в уравнениях (3). В свою очередь, при заданной современной аккумуляции льда b_0 расход льда определяет изотопно-температурный коэффициент C_T в модели формирования осадков (6) и (7), что позволяет откорректировать форму пространственного профиля аккумуляции $\bar{b}(s)$ для наилучшего согласования расчётного возраста льда с контрольными значениями.

2. Форма изохронных слоев внутреннего отражения, особенно в приповерхностной части ледникового покрова, даёт уникальную информацию о распределении аккумуляции $\bar{b}(s)$ вдоль линии тока. Локальная искривлённость и общее заглубление изохрон в нижней части ледника в пределах переходной зоны $s_h < s < s_f$ на западной стороне озера контролируются главным образом модифицированным показателем ползучести льда β в законе Глена и координатой начала переходной зоны s_h .

3. Температурный градиент в глубинных слоях ледника над озером «помнит» температурное состояние ложа и геотермический поток q_0 в высокогорной области $0 < s < s_h$ и влияет на скорость намерзания льда w_0 за линией налегания. Через уравнение (5), объёмный расход льда (время движения ледника над озером) и скорость намерзания льда определяют толщину озёрного льда Δ_a , которая измерена в районе станции Восток [25] и, значит, содержит важную информацию о величине q_0 . Как уже неоднократно отмечалось [14, 68], данные скважинной термометрии определяют коэффициент C_i (произведение $C_i C_T$), масштабный фактор α_p и современную температуру поверхности ледника T_{s0} в соотношениях (8) с

учётом корреляции (6). Экстраполяция температурного профиля, полученного в глубокой скважине на станции Восток [2, 68], до дна ледникового покрова позволяет надёжно оценить температуру плавления T_f .

4. Наконец, реконструкции температуры на поверхности ледникового покрова и скачок плотности числа воздушных пузырьков в верхней части ледяного керна со станции Восток могут быть пересчитаны [4, 30, 53] в локальные изменения скорости аккумуляции при переходе от последнего максимума оледенения к голоцену. Это позволяет уточнить (или подтвердить) значения коэффициента изотопно-температурной корреляции C_T в уравнениях (6) и (7). Остальная, более глубокая часть керна даёт информацию о пространственном распределении аккумуляции $\bar{b}(s)$ вверх по течению льда.

Многочисленные серии выполненных вычислительных экспериментов заняли в итоге около двух лет. Найденные параметры разработанной термомеханической модели ледникового покрова Антарктиды представлены в табл. 1, а полученные результаты обсуждаются далее.

Гляциологическая временная шкала. Как уже отмечалось, предшествовавшие исследования динамики ледникового покрова вдоль линии тока, проходящей через станцию Восток, и расчёты возраста льда по [14] были основаны на упрощённых моделях и проводились в отсутствии надёжной географической информации. Кроме того, в [57] неявно предполагалось неизменное (современное) распределение толщины аккреционного льда на дне ледника над озером. Однако общее количество намёрзшего льда напрямую связано со скоростью движения ледникового покрова, и обе характеристики испытывают палеоклиматические флуктуации. Это оказывает воздействие на деформации в теле ледника при пересечении им озера и, как следствие, сказывается на распределении возраста льда с глубиной. Предварительные серии вычислительных экспериментов, результаты которых рассмотрены в [14, 68], показали, что несовершенство моделей и существующая неопределённость в описании окружающих условий могут приводить к локальным ошибкам в расчётах возраста льда в пределах стандартных отклонений $\pm 3,6$ тыс. лет [57]. В настоящем исследовании использовано общее описание (3) поля скоростей в теле ледника с учётом перехода от наземного на плавучий режим течения над озером. Моделировался (см. уравнение (5)) процесс намерзания льда на контакте с водным бассейном, и на основе новых картографических материалов (см. рис. 1 и 2) и данных радиолокационного профилирования (см. рис. 3) была полностью пересмотрена конфигурация трубки тока льда на станции Восток (см. рис. 4).

Особое внимание уделялось возможно более тщательной настройке пространственного распределения и временных колебаний баланса массы льда, задаваемых уравнениями (6) и (7). Сводка имеющихся данных приведена на рис. 5. Современная скорость аккумуляции льда b_0 в районе станции Восток принималась равной 2,15 см/год, что близко к среднему значению [3] за последние 190 лет и соответствует модельной временной шкале GTS-II наилучшего приближения, полученной в

[57] с использованием различных наборов контрольных точек возраста льда. Профиль плотности числа воздушных пузырьков, измеренный в кернах со станции Восток до глубины около 600 м, подтвердил в соответствии с теорией [4, 30, 53] оптимальное значение изотопно-температурного фактора $C_T = 6,1 \text{‰} \text{°C}^{-1}$, найденное ранее в [14, 68], и позволил реконструировать распределение аккумуляции (рис. 5, кривая 1) в пределах ~50 км над озером. Эти результаты согласуются с материалами полевых исследований [7, 8]. В среднем 30–35 %-е увеличение скорости аккумуляции у западного берега озера также подтверждается (А.А. Екайкин, личное сообщение) изотопными и стратиграфическими измерениями в шурфах (35, 59 и 96 км наземного маршрута радиолокационного профилирования, квадраты на рис. 5). Далее, в 106 км вверх по течению ледника, среднее значение скорости аккумуляции за последние 190 лет ($2,25 \pm 0,04 \text{ см/год}$), вычисленное по глубине залегания горизонта извержения вулкана Тамбора, вновь практически совпадает с уровнем аккумуляции на станции Восток (ромб на рис. 5). Треугольник на рис. 5 соответствует оценке [22] — увеличению баланса массы в 1,65 раза в районе бурения на ледоразделе В (точка DB на рис. 1 и 2). Нормированное распределение скорости аккумуляции, найденное в [27] по данным радарной аэросъемки вдоль маршрута, проходящего в 40–50 км к северу от рассматриваемой линии тока, также показано на рис. 5 (кривая 2). Все эти данные существенно снижают неопределённость пространственного профиля $\bar{b}(s)$ в уравнении (7).

Для более надёжной реконструкции условий окружающей среды и настройки модели течения ледникового покрова использованы восемь изохронных слоёв $L0-L7$ внутреннего отражения (см. рис. 3, б) и набор возрастных маркеров, отобранных на основе проведённого ранее анализа [57]. Среди датировок ледяного керна, полученных для района станции Восток, геофизическая метрономная временная шкала (GMTS) [54, 55], продлённая в [2, 12, 52] до максимальной глубины 3350 м изотопного сигнала [38], представляет собой так называемую «орбитально настроенную» хронологию и охватывает четыре межгляциальных цикла. В её основе лежит корреляция колебаний содержания дейтерия в ледяном керне по глубине с геофизическим метрономом — климатическими циклами Миланковича, которые доминируют в локальных временных осцилляциях поверхностной температуры и восстанавливаются по температурному полю в толще ледникового покрова Антарктиды. Возможные ошибки и неопределённость 39 корреляционных точек GMTS подробно обсуждались в [52, 54], и их точность в среднем была оценена в $\pm 3,5-4,5$ тыс. лет. Практически они перекрываются (в пределах ± 2 тыс. лет) с восемью маркерами возраста льда, использованными для настройки модели в [35, 36], за исключением общего пика космогенного ^{10}Be [42], наблюдаемого в ледяном керне со станции Восток на глубине около 601 м и надёжно датированного 41 ± 2 тыс. лет. Таким образом, набор контрольных точек возраста льда включал в себя событие повышенного потока бериллия и 34 маркера GMTS [2], возраст которых превышал 50 тыс. лет.

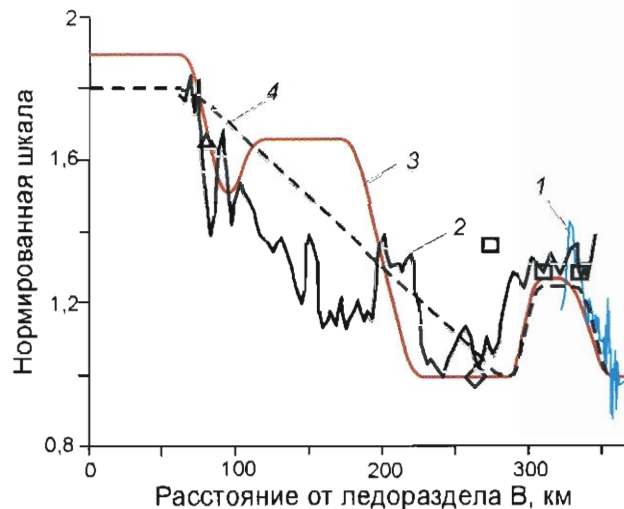


Рис. 5. Нормированное распределение скорости аккумуляции льда \bar{b} как функция расстояния от ледораздела В вдоль линии тока (см. рис. 1), рассчитанное по счётной концентрации воздушных пузырьков [4] (1) и радиолокационным данным [27] (2); найденные пространственные профили (3 и 4) соответствуют различным вариантам рельефа ложа на рис. 4. Символами показаны данные полевых наблюдений: квадраты — изотопные и стратиграфические исследования в шурфах (А.А. Екайкин, личное сообщение); ромб — глубина слоя извержения Тамборы; треугольник — оценка [22] для пункта бурения DB, показанного на рис. 1 и 2

Fig. 5. The normalized accumulation rate \bar{b} vs. distance from Ridge B along the flow line (see Fig. 1) deduced from air bubble number density [4] (1) and RES data [27] (2); the best-fit spatial profiles (3 and 4) correspond to different versions of the bedrock relief in Fig. 4.

Available field observations are shown by symbols: squares are isotopic and stratigraphic studies in pits (pers. com. by Ekaikin); diamond is the depth of the Tambora eruption layer; triangle is the estimate [22] for the DB site in Figs. 1 and 2

Первая серия вычислений выполнена с детальным 106-километровым радиолокационным профилем основания ледника (см. рис. 3, б), дополненным сглаженным рельефом подстилающих пород (пунктирные линии на рис. 4), полученным с топографических карт, представленных на рис. 1 и 2. Простое пространственное распределение скорости аккумуляции $\bar{b}(s)$, аппроксимирующее данные натурных наблюдений и показанное пунктирной линией на рис. 5, позволило достаточно точно воспроизвести приповерхностные слои внутреннего отражения $L0-L2$, показанные на рис. 3, б. Однако стандартное отклонение моделируемых изохрон от слоёв $L3-L7$, регистрируемых на больших глубинах, достигало в пересчёте на возраст льда 6–8 тыс. лет. При этом минимум среднего расхождения между рассчитываемым возрастом льда и набором контрольных точек составлял 5,0–5,5 тыс. лет, заметно превышая уровень аппроксимации (~4,5 тыс. лет) возрастных маркеров GMTS временной шкалой GTS-II в [57]. Дополнительная детализация географического распределения аккумуляции не улучшала сходимость.

Существенный прогресс в согласовании модели с натурными данными был достигнут, когда промежуточная часть профиля рельефа ложа была детализирована, как показано на рис. 4 точечной линией, по материалам радарной аэросъёмки [59, 60], проведённой вдоль прилегающего маршрута [18, 50]. Наилучшее совпадение расчётных и наблюдаемых изохрон при стандартных отклонениях 1,3; 2,0; 2,1; 2,5; 2,9; 2,2; 5,4 и 3,8 тыс. лет для слоёв L0–L7 было найдено для параметров течения льда $\beta = 6$ и $s_h = 310$ км. Соответствующие отклонения по глубине составляют 31, 20, 23, 28, 45, 46, 36 и 24 м и сопоставимы в среднем с уровнем неопределённости интерпретации радиолокационных измерений [41]. Рис. 6 иллюстрирует полученный результат.

Вычислительные эксперименты показывают, что мелкомасштабные пространственные флуктуации скорости аккумуляции в верхней части линии тока на расстояниях до 270 км от ледораздела не оказывают заметного влияния на изохроны вблизи станции Восток, в пределах 106-километрового радиолокационного разреза. Соответственно в этой зоне профиль $\bar{b}(s)$ был скорректирован (см. рис. 5, кривая 3) так, чтобы достичь ожидаемого минимума стандартного отклонения в 4,4 тыс. лет между моделируемой (гляциологической) временной шкалой и маркерами возраста льда на станции Восток. При этом рассчитываемый расход льда $A(s = s_0, t)$ через сечение трубки тока соответствовал современной скорости движения поверхности ледника 2,03 м/год, что в точности совпало с результатами [69] прямых геодезических измерений $2,00 \pm 0,01$ м/год и согласуется с независимыми оценками $3 \pm 0,8$ м/год [16].

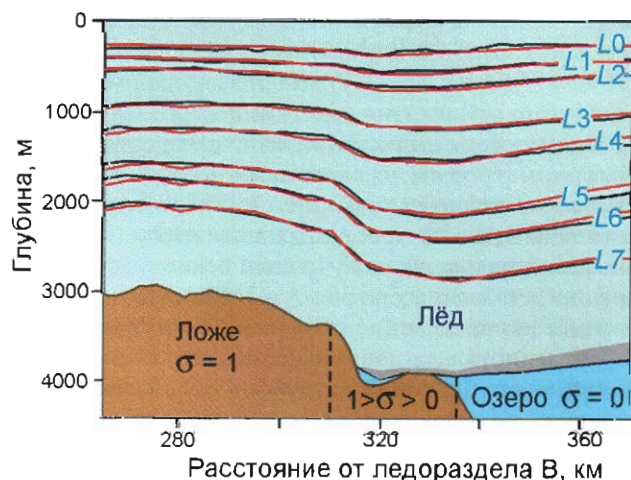


Рис. 6. Сравнение расчётных изохрон наилучшего приближения (красные линии) с возрастом 11,2; 23; 37,5; 73; 94,7; 126, 150 и 210 тыс. лет с соответствующими слоями отражения L0–L7 (черные линии) с рис. 3, б. Слой аккреционного льда затенён

Fig. 6. Comparison of the best-fit simulated isochrones (red lines) dated 11.2, 23, 37.5, 73, 94.7, 126, 150, and 210 kyr with the respective reflection layers L0 to L7 (black lines) from Fig. 3, б. Accreted ice layer is shaded

Найденная наилучшая зависимость возраста льда от глубины представлена на рис. 7, а, как и использованный набор контрольных точек. Эта гляциологическая временная шкала, обозначаемая GTS-III, подводит итог выполненным ранее исследованиям [14] по датированию ледяного керна со станции Восток на основе моделирования динамики ледникового покрова вдоль заданной линии тока. На рис. 7, б сопоставлены различные гляциологические шкалы. Стандартные отклонения GTS-III от средней временной шкалы и датировки GTS-II, полученных в [57], равны 2,7 и 3,0 тыс. лет, что полностью соответствует оценке их точности (2,2 и 3,6 тыс. лет). Отклонение новой шкалы GTS-III от предложенной ранее в [36] гляциологической шкалы GTS-I составляет в среднем 3,5 тыс. лет и остаётся в пределах неопределённости ± 3 –3,5 тыс. лет, обусловленной, как показано в [14], неточностью задания палеоклиматических и географических условий, а также качеством используемых моделей. Одновременно среднеквадратическое отклонение GTS-I от 35 возрастных маркеров достигает 5,0 тыс. лет, что заметно больше, чем 4,4 тыс. лет в случае GTS-III.

Датировки GTS-I и GTS-III имеют сопоставимую статистическую значимость со средней дисперсией 2,3 и 2,8 тыс. лет относительно восьми контрольных точек, принятых в [36]. При этом шкала GTS-III, базирующаяся на существенно усовершенствованном подходе к моделированию динамики ледникового покрова и на более достоверном и представительном наборе данных, может рассматриваться как следующий шаг по уточнению возраста ледяного керна со станции Восток со средней ошибкой датировки порядка 2 тыс. лет до глубины 3310 м. Новые оценки распределения возраста частиц льда по глубине приведены в табл. 2, как и расстояния от станции Восток до точек их формирования на поверхности ледника.

Необходимость разработки усовершенствованных моделей и важность наших знаний об окружающих (палеоклиматических и географических) условиях для правильного прогноза возраста льда обсуждались и демонстрировались в вычислительных экспериментах в [14]. Чтобы ещё раз подчеркнуть это, на рис. 7, б пунктирной линией показан результат предварительного расчёта наилучшей временной шкалы при существенно сглаженном в средней части рельефе ложа (пунктирная линия на рис. 4) и упрощённом пространственном распределении скорости аккумуляции (пунктирная линия на рис. 5). Соответствующие изменения в оценках возраста льда в диапазоне 120–170 тыс. лет (~ 1600 –2200 м по глубине) достигают 10 тыс. лет. Тестовые расчёты показывают, что это возмущение вызвано значительным снижением толщины ледника на расстояниях 170–190 и 230–250 км от ледораздела в случае сглаженного профиля ложа. Систематический сдвиг временных шкал GTS-I и GTS-II относительно GTS-III в интервале 70–170 тыс. лет на рис. 7, б также связан с различиями в топографии ложа и пространственном распределении скорости аккумуляции.

Несмотря на обнаруженные признаки нарушения естественной слоистости течения ледника в образцах керна, полученных на глубинах 3310–3330 м [38], недавние

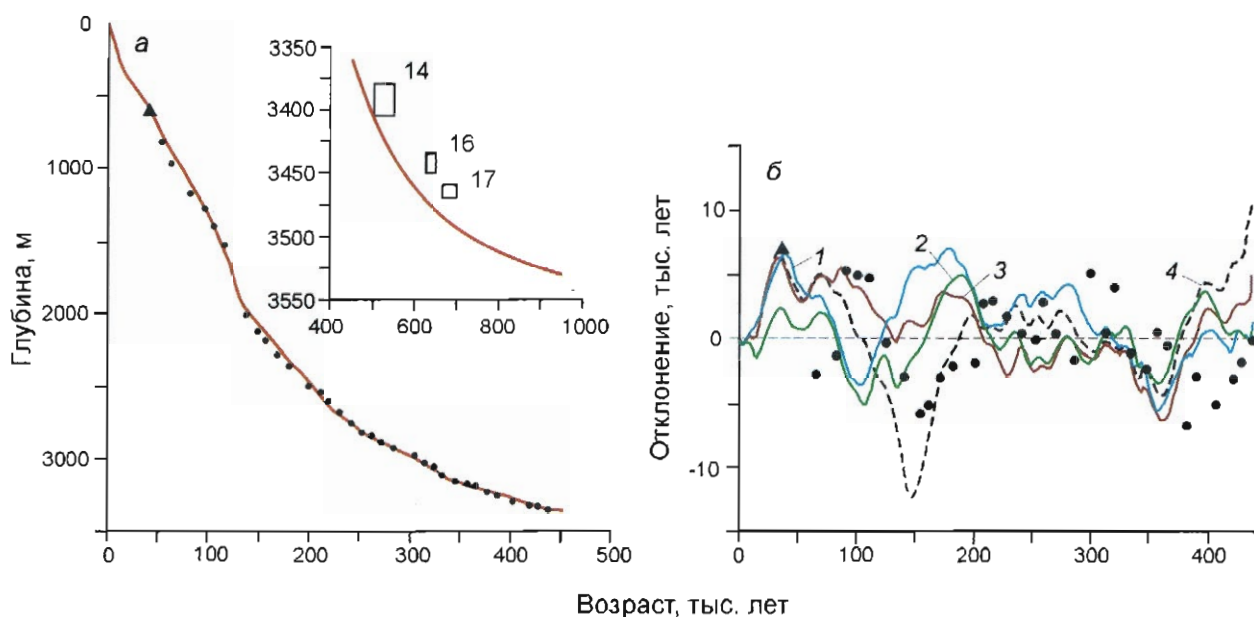


Рис. 7. Датировки возраста льда на станции Восток:

а – наилучшая гляциологическая временная шкала GTS-III (сплошная линия) и возрастные маркеры GMTS (залитые кружки) и пик бериллия-10 (треугольник) [2, 42], использованные при настройке модели. На вставке показано продолжение шкалы GTS-III до глубины 3550 м в 10 м над контактом с намёрзшим озёрным льдом. Прямоугольники с номерами показывают положение климатических стадий, идентифицируемых на профиле концентрации пыли в ледяном керне со станции Восток;

б – отклонения гляциологических шкал GTS-I [36], GTS-II [57] и GTS-III (кривые 1–3 соответственно) от средней датировки возраста восточного ледяного керна [57] (нулевая линия); кривая 4 соответствует пунктирному фрагменту рельефа ложа на рис. 4; возрастные маркеры перенесены с рис. 7, *а*

Fig. 7. Ice age dating at Vostok:

a – best-fit glaciological time scale GTS-III (solid line), compared to GMTS (filled circles) and beryllium-10 (triangle) age markers from [2, 42] used for constraining the ice flow model. The inset shows the extension of GTS-III to the 3530 m depth level, 10 m above the boundary with the accreted lake ice. Rectangles and numbers are the climatic stages discerned in the Vostok dust concentration record;

b – deviations of the glaciological time scales GTS-I [36], GTS-II [57] and GTS-III (curves 1–3, respectively) from the average time scale for Vostok ice core [57] (zero line); curve 4 corresponds to the dashed fragment of the bedrock relief in Fig. 4, age markers are taken from Fig. 7, *a*

исследования самой глубокой части ледникового льда [62] на станции Восток выявили отчётливо различные ледниковые стадии 14 и 16 с повышенной концентрацией пыли в интервалах глубин 3380–3405 и 3435–3450 м. Соответственно межгляциальная стадия 17 весьма вероятно расположена в диапазоне 3460–3470 м. Это свидетельствует о том, что лёд, по крайней мере, до глубины 3470 м подвергался лишь локальным деформационным возмущениям [43]. Следовательно, продолжение модельной временной шкалы GTS-III до границы с намёрзшим озёрным льдом (до 3540 м [25]) может показать статистически ожидаемое увеличение возраста ледникового льда с глубиной и уточнить его максимально возможные значения. Полученные результаты экстраполяции приведены в табл. 2 и показаны на вставке к рис. 7, *а*. В частности, возраст льда на глубине 3530 м, в 10 м над контактом с аккреационным льдом может достигать 1 млн лет. Диапазоны глубины климатических стадий 14 и 17, предположительно выделяемых в керне по концентрации пыли [62], и соответствующие им по оценкам [15] временные интервалы (505–550, 625–650, 665–700 тыс. лет), изображённые на вставке прямоугольниками, указывают на то, что глубинная часть шкалы GTS-III даёт оценки возраста льда, скорее всего, занижен-

ные примерно на 20–40 тыс. лет. Однако реальная история деформации базального льда намного сложнее моделируемой при экстраполяции временной шкалы, и полученные данные следует рассматривать лишь как иллюстрацию возможных тенденций.

Палеорекострукции. В предшествовавших работах [1, 2, 12, 13, 52, 54, 55] при расчётах температурных полей для окрестностей станции Восток использовались квази-одномерные модели теплопереноса. В частности, при палеоклиматических интерпретациях температурных измерений в глубоких скважинах не учитывались смена условий скольжения на дне ледника и влияние геометрии трубки тока льда на продольную конвекцию тепла. Однако значительные изменения аккумуляции льда, почти двукратное увеличение толщины ледника (см. рис. 3–5) и температурный контраст между относительно холодной наземной и «тёплой» плавающей частями ледникового покрова вдоль линии тока приводят, как показано ниже, к большим горизонтальным температурным градиентам в придонных слоях ледяной толщи в районе береговой линии. Новая серия вычислительных экспериментов по уточнению основных параметров T_{s0} , C_T , C_p , α_p климатической модели (6)–(8) была начата с использованием общего

Таблица 2. Гляциологическая временная шкала GTS-III и места образования ледяного керна со станции Восток

Глубина, м	Возраст, тыс. лет	Район, км	Глубина, м	Возраст, тыс. лет	Район, км	Глубина, м	Возраст, тыс. лет	Район, км	Глубина, м	Возраст, тыс. лет	Район, км
113,5	4	7,3	1744,4	124	193,8	2806,6	248	271,6	3205,5	368	307,9
200,2	8	12,5	1840,4	128	197,0	2821,5	252	272,8	3213,6	372	309,1
286,4	12	16,0	1918,8	132	200,1	2835,4	256	273,9	3221,9	376	310,3
343,5	16	20,5	1962,4	136	202,3	2850,5	260	274,9	3226,1	378	310,9
383,6	20	25,0	1995,8	140	205,7	2864,8	264	276,0	3230,5	380	311,5
420,9	24	29,5	2028,0	144	208,5	2876,8	268	277,1	3239,1	384	312,7
458,9	28	34,1	2061,9	148	211,2	2888,0	272	278,3	3247,1	388	314,0
498,3	32	38,9	2096,8	152	213,9	2899,6	276	279,6	3254,4	392	315,5
541,1	36	44,2	2131,8	156	216,6	2913,0	280	280,8	3261,8	396	317,1
588,6	40	50,2	2166,2	160	219,3	2928,7	284	282,0	3270,5	400	318,8
641,1	44	57,0	2199,0	164	222,1	2944,7	288	283,2	3281,1	404	320,4
698,0	48	64,8	2230,6	168	224,9	2958,8	292	284,4	3292,6	408	321,8
754,7	52	72,3	2262,7	172	227,7	2971,7	296	285,6	3303,5	412	323,0
808,8	56	78,9	2295,1	176	230,5	2984,4	300	286,9	3312,6	416	324,2
860,5	60	85,4	2326,1	180	233,3	2997,5	304	288,2	3319,8	420	325,3
906,2	64	92,3	2354,6	184	236,2	3012,1	308	289,6	3326,0	424	326,4
949,3	68	99,5	2381,8	188	239,2	3028,2	312	291,0	3332,6	428	327,3
992,5	72	106,9	2409,1	192	242,4	3043,5	316	292,6	3339,8	432	328,0
1037,9	76	114,1	2437,9	196	245,5	3057,7	320	294,2	3346,0	436	328,7
1089,1	80	120,6	2469,8	200	248,6	3073,4	324	295,9	3350,2	440	329,5
1140,8	84	126,9	2507,1	204	251,3	3091,9	328	297,5	Экстраполированный возраст		
1182,5	88	133,2	2541,8	208	254,0	3115,0	332	298,6			
1226,8	92	139,4	2572,9	212	256,6	3137,8	336	299,6	3370	459	331
1280,2	96	145,7	2608,8	216	258,7	3148,7	340	300,7	3390	485	336
1334,5	100	152,1	2646,6	220	260,5	3156,9	344	301,6	3410	502	338
1386,8	104	159,4	2675,1	224	262,3	3165,6	348	302,5	3430	532	342
1445,2	108	168,2	2695,9	228	264,0	3174,0	352	303,5	3450	570	344
1509,3	112	176,8	2714,0	232	265,8	3181,9	356	304,6	3470	618	348
1576,5	116	183,9	2732,3	236	267,7	3189,8	360	305,6	3490	686	353
1652,4	120	189,6	2754,7	240	269,1	3197,6	364	306,7	3510	776	358
									3530	925	362

описания процессов теплопереноса в ледниковом покрове вдоль фиксированной трубки тока [14, 68]. Эти исследования были продолжены на основе усовершенствованной термомеханической модели (1)–(5).

Как и ранее в [14, 68], колебания инверсионной и поверхностной температуры в прошлом реконструированы по формулам (6) и (8), исходя из условия наилучшего согласования моделируемого современного вертикального профиля температуры с обработанными данными термометрии, выполненной Р. Вострецовым [2] в рекордной по глубине скважине на станции Восток (3620 м). В соответствии с [37, 63], учтено также снижение поверхностной температуры на 2,3 °С между ледоразделом В и станцией Восток. Выполненные новые вычислительные эксперименты практически полностью подтвердили результаты [14, 68] при стандартном отклонении расчётных и измеренных температур ~0,03 °С, сравнимом с точностью данных термометрии.

Все параметры климатической модели даны в табл. 1. Современная температура поверхности ледника $T_{s0} = -58,5$ °С близка к найденной в [52]. Темпера-

тура плавления льда на дне ледника T_f (3755 м ниже уровня поверхности) составляет $-2,7$ °С, что согласуется с [28]. В то же время, как и в [14, 68], уточнённые значения коэффициентов $C_T = 6,1$ %°С⁻¹, $C_i = 0,79$ ($C_i C_T = 4,8$ %°С⁻¹) и $\alpha_p = 0,06$ существенно отличаются от полученных ранее в [2, 12, 52, 54] с использованием упрощенных моделей и менее точных или ограниченных по глубине данных температурных измерений. Соответственно амплитуда флуктуаций ΔT_s оказывается заметно меньше. В частности, найденная температура поверхности ледника на станции Восток в последний максимум оледенения, равная $-67,8$ °С, лишь на 11,4 °С ниже, чем в оптимум голоцена ($-56,5$ °С), тогда как в [2, 12, 52, 54] реконструируемый масштаб потепления составлял 15–20 °С. Новые оценки максимального перепада температур между ледниковой и межледниковой эпохами существенно ближе к традиционным прогнозам (~9 °С), основанным на географических данных, хотя и остаются на 25 % выше в соответствии с ожидаемыми различиями [26] между коэффициентами пространствен-

ной и временной зависимости изотопного состава осадков от температуры.

Ещё один интересный результат выполненных исследований — значительно более высокое и близкое к единице значение коэффициента пропорциональности между колебаниями поверхностной и инверсионной температуры $C_i = 0,79$ (см. табл. 1 и [14, 68]) по сравнению с его географическим аналогом $C_i = 0,67$ [24]. Это согласуется с данными независимых метеорологических наблюдений [19] и указывает на то, что амплитуды временных колебаний инверсионной температуры (эффективной температуры конденсации) и температуры поверхности ледника существенно меньше отличаются друг от друга, чем пространственное распределение их абсолютных значений.

Течение ледника и его взаимодействие с озером.

Современное распределение скорости движения поверхности ледника вдоль линии тока, проходящей через станцию Восток, представлено сплошной линией на рис. 8, а. Ясно, что изменения скорости отражают геометрию трубки тока льда, в то время как абсолютные значения скорости определяются текущим расходом (аккумуляцией) льда. Нормированный профиль поверхностной скорости остаётся практически (в пределах 5 %) неизменным во времени [68]. Временные колебания скорости, отнесённые к их современным значениям, показаны на рис. 8, б. Они практически постоянны вдоль линии тока и свидетельствуют о двукратном снижении скорости движения ледника около 10 тыс. л.н. после максимума последнего оледенения.

Выполненные расчёты пространственно неравномерного и изменяющегося во времени расхода льда вверх по течению ледника от станции Восток (см. рис. 8, а, б) позволяют более точно оценить время движения ледникового покрова по поверхности озера. Оно варьирует от своего минимального значения — около 28 тыс. лет — до максимума в 41 тыс. лет в конце межгляциальных и ледниковых периодов соответственно. Например, из-за существенного снижения в период последнего оледенения скоростей движения ледникового покрова льду, находящемуся под станцией Восток, потребовалось около 10 тыс. лет, чтобы пересечь 11-километровый пролив у западного берега озера, и в целом около 40 тыс. лет, чтобы достичь района станции. Полученные результаты существенно отличаются от предварительных прогнозов, обсуждавшихся в [37, 59], а также от соответствующих оценок — 4 и 20 тыс. лет, полученных ранее в [16] в предположении о постоянстве скорости движения льда по озеру. Данные оценки относятся к движению поверхности ледникового покрова. Вследствие возможного трения ледника о ложе в районе острова (см. рис. 3, б) общее время перемещения придонных слоев льда через подледниковый водный бассейн ещё более возрастает и изменяется от 38 до 57 тыс. лет для межгляциальных и ледниковых периодов.

Изучение ледяного керна со станции Восток [25] показало наличие 215-метрового слоя намёрзшего льда на дне ледника при условии, что общая мощность ледяной толщи составляет 3755 м [5, 6]. Это определяет среднее

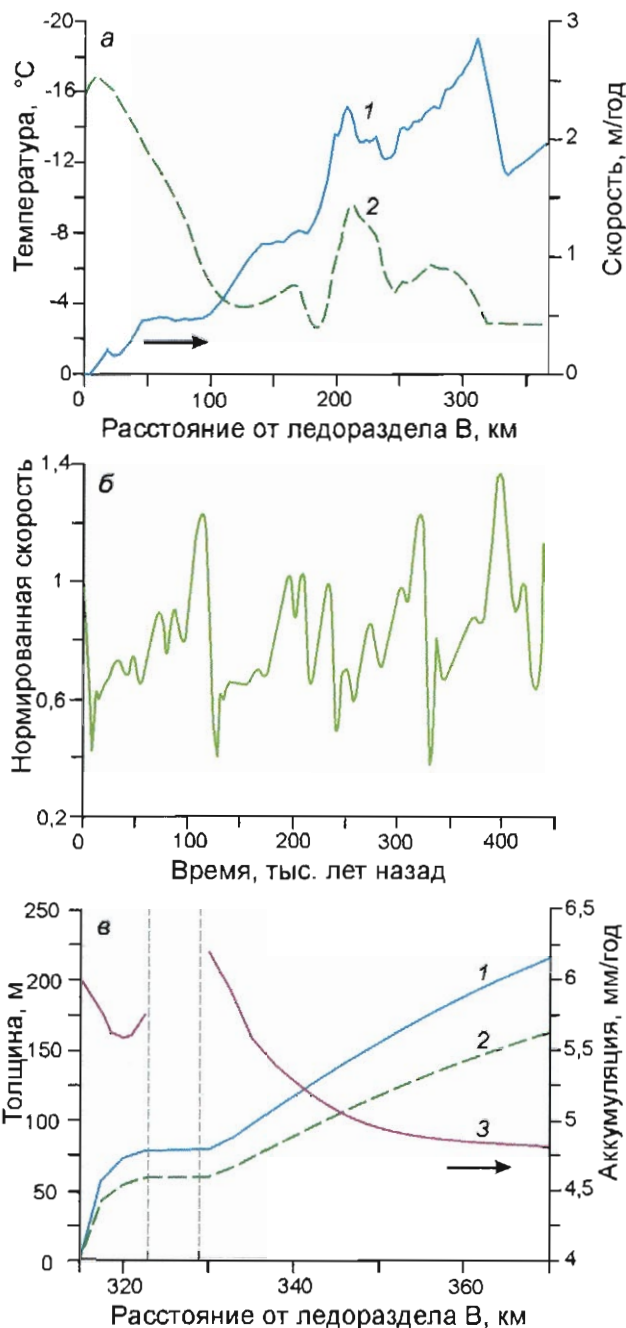


Рис. 8. Динамика ледникового покрова и условия на ложе вдоль линии тока:

а — современная скорость льда на поверхности (1) и распределение температуры у основания ледника (2); б — нормированные колебания скорости поверхности ледника в Центральной Антарктиде; в — современная толщина намёрзшего льда (1), минимальный слой аккреционного льда (2) в конце межледниковых периодов и распределение скорости намёрзания льда над озером (3)

Fig. 8. Ice sheet dynamics and basal conditions along the flow line: а — the present-day surface velocity (1) and temperature distribution at the glacier base (2); б — normalized surface velocity variations in central Antarctica; в — the present-day refrozen ice thickness (1), a minimal accreted ice layer (2) after interglacial periods and the distribution of the ice accretion rate over the lake (3)

значение геотермального теплового потока $q_0 \approx 0,054 \text{ Вт/м}^2$ с точностью не хуже $\pm 5\%$ и согласуется с общими оценками [58] для Центральной Антарктиды. Как и в [68], современная расчётная температура на ложе ледника, показанная на рис. 8, *а* пунктирной линией, на большей части наземной линии тока оказывается систематически ниже -4°C , не достигая точки плавления. Без прямого геотермического подогрева со стороны озера на юге [59, 65] потери тепла через ледниковую толщу полностью уравниваются замерзанием воды. Распределение современной толщины аккреционного льда и скорости его намерзания w_0 вдоль линии тока представлены сплошными кривыми 1 и 3 на рис. 8, *в*. Согласно расчётам, около 75 м аккреционного льда формируется над проливом у западного берега озера при максимальных скоростях намерзания $\sim 6\text{--}6,5 \text{ мм/год}$. Предполагалось, что на поверхности острова намерзание отсутствует, и средняя скорость образования льда над озером составила тогда $\sim 5,5 \text{ мм/год}$. При существенно большем времени движения ледника через озеро по сравнению с оценками [16, 37] такой скорости намерзания оказывается достаточно для формирования 215 м озёрного льда под станцией Восток. Если в соответствии с [41] принять толщину ледникового покрова на станции Восток равной 3775 м, а толщину аккреционного льда увеличить до 235 м, то точка плавления льда возрастёт примерно на $0,4^\circ\text{C}$, а полученная ранее оценка геотермального теплового потока уменьшится до $0,05 \text{ Вт/м}^2$.

Важная особенность термодинамического взаимодействия ледникового покрова с озером заключается в том, что тепловой поток в леднике у его дна не чувствителен к колебаниям климата и остаётся практически неизменным во времени [68]. Как следствие, скорости намерзания льда также остаются постоянными, а, значит, толщина намёрзшего льда оказывается обратно пропорциональной скорости движения ледника над озером и непосредственно связана с палеоклиматическими изменениями баланса массы. Современный слой намёрзшего льда, достигающий в районе станции Восток 215 м, сформировался главным образом в гляциальных условиях и имеет практически максимальную толщину, которая в этом районе не может быть выше 220–225 м. Минимальный же слой аккреционного льда после тёплых межледниковых периодов, изображённый пунктирной кривой 2 на рис. 8, *в*, может быть значительно тоньше, уменьшаясь в окрестностях станции Восток до 135–140 м благодаря сокращению времени прохождения ледника через озеро.

Современное рассчитанное распределение возраста льда (изохроны) и температурное поле (изотермы) в теле ледникового покрова Антарктиды вдоль линии тока, проходящей через станцию Восток, представлены на рис. 9, *а* и *б*.

Благодарности. Авторы считают своим приятным долгом поблагодарить В.М. Котлякова за поддержку и постоянное внимание к нашей работе. Мы благодарим также М.Дж. Сигерта (M.J. Siegert) за полезные комментарии и предоставленные данные по радиолокационному профилированию в районе линии тока льда у станции

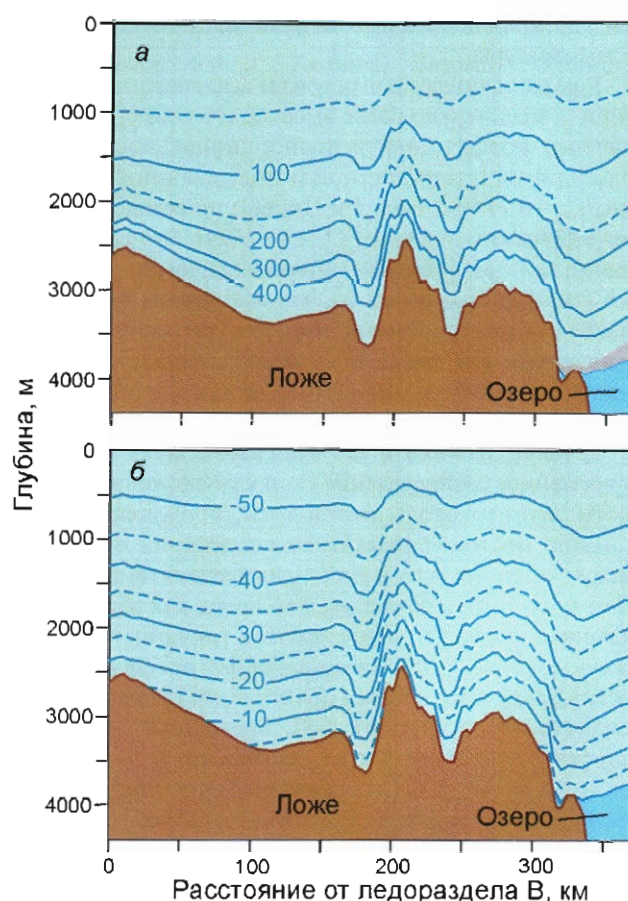


Рис. 9. Современное распределение возраста льда (*а*) и температурное поле (*б*) в ледниковом покрове вдоль линии тока. Числа около изохрон и изотерм указывают возраст льда в тыс. лет и температуру в $^\circ\text{C}$ соответственно; слой аккреционного льда над озером (*а*) затенён

Fig. 9. Present-day ice age distribution (*a*) and temperature field (*b*) in the ice sheet along the flow line.

Numbers at isochrones and isotherms are ages in kyr and temperatures in $^\circ\text{C}$, respectively; accreted ice layer over the lake in (*a*) is shaded

Восток и выражаем признательность А.А. Екайкину, Ф. Паррена (F. Parrenin), Ж.-Р. Пети (J.R. Petit) за многочисленные плодотворные и стимулирующие обсуждения по материалам статьи в ходе её подготовки.

Работа выполнялась в рамках проекта № 4 подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан» при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по гранту НЦНИ(Л) № 05-05-66802 в Казанском государственном университете и по гранту № 06-05-64967 в Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте.

Литература

1. Барков Н.И., Блинов К.В., Петров В.Н., Саламатин А.Н. Численные эксперименты по реконструкции палеоклимата на основе результатов термометрии глубокой скважины на станции Восток в Антарктиде // МГИ. 1989. Вып. 67. С. 116–121.

2. Барков Н.И., Вострецов Р.Н., Липенков В.Я., Саламатин А.Н. Колебания температуры воздуха и осадков в районе станции Восток на протяжении четырех климатических циклов за последние 420 тыс. лет // Арктика и Антарктика. 2002. № 1 (35). С. 82–97.
3. Екайкин А.А., Липенков В.Я., Барков Н.И., Пети Ж.-Р., Массон-Дельмотт В. Пятидесятилетний цикл в изменениях аккумуляции и изотопного состава снега на станции Восток // МГИ. 2003. Вып. 94. С. 163–173.
4. Липенков В.Я., Рыскин О.А., Барков Н.И. О связи между количеством воздушных включений во льду и условиями льдообразования // МГИ. 1999. Вып. 86. С. 75–91.
5. Лукин В.В., Масолов В.Н., Миронов А.В., Попков А.М., Попов С.В., Шереметьев А.Н., Веркулич С.Р., Кузмина И.Н. Результаты геофизических исследований подледникового озера Восток (Антарктида) в 1995–1999 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2000. Вып. 72. С. 237–248.
6. Масолов В.Н., Лукин В.В., Шереметьев А.Н., Попов С.В. Геофизические исследования подледникового озера Восток в Восточной Антарктиде // ДАН. 2001. Т. 379. № 5. С. 680–685. [Transl.: Doklady Earth Sciences. 2001. V. 379A, № 6. P. 734–738].
7. Попов С.В., Харитонов В.В., Черноглазов Ю.Б. Плотность и удельная аккумуляция снежного покрова в южной части подледникового озера Восток (Восточная Антарктида) // МГИ. 2004. Вып. 96. С. 201–206.
8. Попов С.В., Шереметьев А.Н., Масолов В.Н., Лукин В.В. Основные результаты наземного радиолокационного профилирования в районе подледникового озера Восток в 1998–2002 гг. // МГИ. 2003. Вып. 94. С. 187–193.
9. Потапенко В.Ю., Саламатин А.Н. Общая математическая модель квазистационарного ледникового покрова // Проблемы Арктики и Антарктики. 1985. Вып. 59. С. 21–26.
10. Потапенко В.Ю., Саламатин А.Н. Критериальный анализ уравнений, описывающих термодинамические процессы в ледниковых покровах // Проблемы Арктики и Антарктики. 1985. Вып. 59. С. 74–77.
11. Саламатин А.Н. Анализ простейших математических моделей куполовидных ледников // Исследования по прикладной математике. Вып. 7. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1979. С. 131–139. [Transl.: Journ. of Soviet Mathematics. 1988. V. 43, № 3. P. 2506–2512].
12. Саламатин А.Н., Вострецов Р.Н., Пети Ж.-Р., Липенков В.Я., Барков Н.И. Геофизические и палеоклиматические приложения составного температурного профиля из глубокой скважины на станции Восток (Антарктида) // МГИ. 1998. Вып. 85. С. 233–240.
13. Саламатин А.Н., Липенков В.Я., Блинов К.В. Восстановление климатических изменений температуры на поверхности Антарктического ледникового покрова в прошлом по результатам температурных измерений в глубоких скважинах на станции Восток // МГИ. 1995. Вып. 79. С. 59–64. [Transl.: МГИ. 1997. Вып. 81. С. 141–146].
14. Цыганова Е.А., Саламатин А.Н. Палеоклиматическая интерпретация изотопного состава и возраст ледяного кер-
- на со станции Восток, Центральная Антарктида // МГИ. 2006. Вып. 100. С. 5–23.
15. Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomic theory of climate and age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett., 1994. V. 126. № 1–3. P. 91–108.
16. Bell R.E., Studinger M., Tikku A.A., Clarke G.K.C., Guttner M.M., Meertens Ch. Origin and fate of Lake Vostok water frozen to the base of the East Antarctic ice sheet // Nature, 2002. V. 416. № 6878. P. 307–310.
17. Cuffey K.M., Vimeux F. Covariation of carbon dioxide and temperature from Vostok ice core after deuterium-excess correction // Nature. 2001. V. 412. № 6846. P. 523–527.
18. Drewry D.J., Jordan S.R. The bedrock surface of Antarctica. Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio. Scott Polar Res. Inst. Cambridge, England, U.K., 1983.
19. Ekaikin A.A. Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness. These de Doctorat d'Etat. Universite Joseph Fourier – Grenoble I. 2003. 136 p.
20. Grigoryan S.S., Krass M.S., Shumskiy P.A. Mathematical model of a three dimensional non-isothermal glacier // Journ. of Glaciology. 1976. V.7. № 77. P.401–417.
21. Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackleton N.J. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record // Milankovich and Climate. Pt. 1. D. Reidel Publishing Company. 1984. P. 269–305.
22. Jouzel J., Barkov N.I., Barnola J.M. and 14 others. Extending the Vostok ice-core record of paleoclimate to the penultimate glacial period // Nature. 1993. V. 364. № 6436. P. 407–412.
23. Jouzel J., Lorius C., Petit J.R., Genton C., Barkov N.I., Kotlyakov V.M., Petrov V.N. Vostok ice core: A continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years) // Nature. 1987. V. 329. № 6138. P. 403–408.
24. Jouzel J., Merlivat L. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: modeling of the isotopic effects during snow formation // Journ. of Geophysical Research. 1984. V. 89. № D7. P. 11,749–11,757.
25. Jouzel J., Petit J.R., Souchez R., Barkov N.I., Lипенков V. Ya., Raynaud D., Stievenard M., Vassiliev N.I., Verbeke V., Vimeux V. More than 200 meters of lake ice above subglacial Lake Vostok, Antarctica // Science. 1999. V. 286. P. 2138–2141.
26. Jouzel J., Vimeux F., Caillon N., Delaygue G., Hoffmann G., Masson-Delmotte V., Parrenin F. Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores // Journ. of Geophysical Research. 2003. V. 108. № D12. P. 4361–4370.
27. Leysinger Vieli G.J.-M.C., Siegert M.J., Payne A.J. Reconstructing ice sheet accumulation rates at Ridge B, East Antarctica // Annals of Glaciology. 2004. V. 39. P. 326–330.
28. Lipenkov V. Ya., Istomin V.A. On stability of air clathrate-hydrate crystals in subglacial lake Vostok, Antarctica // МГИ. 2001. Вып. 91. С. 138–149.
29. Lipenkov V. Ya., Salamatin A.N., Duval P. Bubbly ice densification in ice sheets: II Applications // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 145. P. 397–407.

30. Lipenkov V.Ya., Salamatin A.N., Duval P., Ohno H., Hondoh T. LGM accumulation – temperature relationship from air bubble studies in EPICA DC, Vostok, and Dome Fuji ice cores // *Geophys. Res. Abstracts*. V. 7. Abstract N 11040. European Geosciences Union, 2005.
31. Liu H., Jezek K., Li B., Zhao Z. Radarsat Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media, Boulder, 2001.
32. Lliboutry L. A critical review of analytical approximate solutions for steady state velocities and temperatures in cold ice sheets // *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*. 1979. V. 15. № 2. P. 135–148.
33. Lythe M.B., Vaughan D.G. and BEDMAP Consortium. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica // *Journ. of Geophys. Research*. 2001. V. 106. № B6. P. 11,335–11,351.
34. Masolov V.N., Popov S.V., Lukin V.V., Sheremetyev A.N., Popkov A.M. Russian geophysical studies of Lake Vostok, Central East Antarctica // *Antarctica – Contributions to Global Earth Sciences*. Springer: Berlin, Heidelberg, New York, 2006. P. 135–140.
35. Parrenin F., Jouzel J., Waelbroeck C., Ritz C., Barnola J.M. Dating the Vostok ice core by inverse method // *Journ. of Geophys. Research*. 2001. V. 106. № D23. P. 31,853–31,861.
36. Parrenin F., Remy F., Ritz C., Siegert M., Jouzel J. New modeling of the Vostok ice flow line and implications for the glaciological chronology of the Vostok ice core // *Journ. of Geophys. Research*. 2004. V. 109. № D20. P. D20102.
37. Petit J.R., Alekhina I., Bulat S.A. Lake Vostok, Antarctica: Exploring a Subglacial Lake and Searching for Life in an Extreme Environment // *Lectures in Astrobiology*. V. 1, Series: Advances in Astrobiology and Biogeophysics. Springer, 2005. P. 227–288.
38. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D. and 16 others. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. № 6735. P. 429–436.
39. Popov S.V., Leitchenkov G.L., Moskalevsky M.Yu., Kharitonov V.V., Masolov V.N. and BEDMAP Consortium. ABRIS Project: new bedrock topography map for central Antarctica // *Proc. 10th ISAES*. USGS Open-File Report 2007–1047. Extended Abstract № 026, 2007.
40. Popov S.V., Masolov V.N. Forty-seven new subglacial lakes in the 0°–110° sector of East Antarctica // *Journ. of Glaciology*. 2007. V. 53. № 181. P. 289–297.
41. Popov S.V., Sheremetyev A.N., Masolov V.N., Lukin V.V., Mironov A.V., Luchininov V.S. Velocity of radio-wave propagation in ice at Vostok station, Antarctica // *Journ. of Glaciology*. 2003. V. 49. № 165. P. 179–183.
42. Raisbeck G.M., Yiou F., Bourles D., Lorus C., Jouzel J., Barkov N.I. Evidence for two intervals of enhanced ^{10}Be deposition in Antarctic ice during the last glacial period // *Nature*. 1987. V. 326. P. 273–277.
43. Raynaud D., Barnola J.M., Souchez R., Lorrian R., Petit J.R., Duval P., Lipenkov V.Ya. The record for marine isotopic stage 11 // *Nature*. 2005. V. 436. P. 39–40.
44. Reeh N. A flow-line model for calculating the surface profile and the velocity, strain rate, and stress fields in an ice sheet // *Journ. of Glaciology*. 1988. V. 34. № 116. P. 46–54.
45. Remy F., Shaefter P., Legresy B. Ice flow physical processes derived from the ERS-1 high-resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets // *Geophys. Journ. Int.* 1999. V. 139. P. 645–656.
46. Ritz C. Interpretation of the temperature profile measured at Vostok. East Antarctica // *Annals of Glaciology*. 1989. V. 12. P. 138–144.
47. Ritz C. Un modele thermo-mecanique d'evolution pour le bassin glaciaire Antarctique Vostok – glacier Byrd: sensibilite aux valeurs des parameters mal connus. These de Doctorat d'Etat. Universite Joseph Fourier – Grenoble I. 1992. 378 p.
48. Ritz C., Rommelaere V., Dumas C. Modeling the evolution of Antarctic ice sheet over the last 420,000 years: Implications for altitude changes in the Vostok region // *Journ. of Geophys. Research*. 2001. V. 106. № D23. P. 31,943–31,964.
49. Robin G. de Q. Ice cores and climatic changes // *Phil. Trans. Royal Soc. London*. 1977. V. 280(B). P. 143–168.
50. Robin G. de Q., Drewry D.J., Meldrum D. T. International studies of ice sheet and bedrock // *Phil. Trans. Royal Soc. London*. 1977. V. 279(B) P. 185–196.
51. Salamatin A.N. Ice sheet modelling taking account of glacier ice compressibility // *Glaciers–Ocean–Atmosphere Interactions*. Intern. Assoc. of Hydrol. Sciences. 1991. Publ. № 208. P. 183–192.
52. Salamatin A.N. Paleoclimatic reconstructions based on borehole temperature measurements in ice sheets. Possibilities and limitations // *Physics of Ice Core Records*. Hokkaido University Press: Sapporo, 2000. P. 243–282.
53. Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya. Simple relations for the close-off depth and age in dry snow densification // *Annals of Glaciology*. 2008. V. 49. P. 71–76.
54. Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya., Barkov N.I., Jouzel J., Petit J.R., Raynaud D. 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*. 1998. V. 103. № D8. P. 8963–8977.
55. Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya., Blinov K.V. Vostok (Antarctica) climate record time-scale deduced from the analysis of a borehole-temperature profile // *Annals of Glaciology*. 1994. V. 20. P. 207–214.
56. Salamatin A.N., Ritz C. A simplified multi-scale model for predicting climatic variations of the ice sheet surface elevation in the Central Antarctica // *Annals of Glaciology*. 1996. V. 23. P. 28–35.
57. Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Lipenkov V.Ya., Petit J.R. Vostok (Antarctica) ice-core time scale from datings of different origins // *Annals of Glaciology*. 2005. V. 39. P. 283–292.
58. Siegert M.J., Dowdeswell J.A. Spatial variations in heat at the base of the Antarctic ice sheet from analysis of the thermal regime above subglacial lakes // *Journ. of Glaciology*. 1996. V. 42. № 142. P. 501–509.
59. Siegert M.J., Ellis-Evans J.C., Tranter M., Mayer Ch., Petit J.R., Salamatin A.N., Priscu J.C. Physical, chemical and biological processes in Lake Vostok and other Antarctic subglacial lakes // *Nature*. 2001. V. 414. № 6864. P. 603–609.

60. Siegert M.J., Kwok R. Ice-sheet radar layering and the development of preferred crystal orientation fabrics between Lake Vostok and Ridge B, central East Antarctica // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000. V. 179. № 2. P. 227–235.
61. Siegert M.J., Ridley J.K. An analysis of the ice-sheet surface and subsurface topography above the Vostok Station subglacial lake, central East Antarctica // *Journ. of Geophys. Research.* 1998. V. 103. № B5. P. 10,195–10,207.
62. Simoes J.C., Petit J.R., Souchez R., Lipenkov V.Ya., de Angelis M., Liu L., Jouzel J., Duval P. Evidence of glacial flour in the deepest 89 m of the Vostok glacier ice core // *Annals of Glaciology.* 2002. V. 35. P. 340–346.
63. Souchez R., Petit J.R., Jouzel J., de Angelis M., Tison J.-L. Re-assessing Lake Vostok's behaviour from existing and new ice core data // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. № 217. P. 163–170.
64. Sowers T., Bender M., Laberyrie L., Martinson D., Jouzel J., Raynaud D., Pichon J.J., Korotkevich Y.S. A 135,000-year Vostok-SPECMAP common temporal framework // *Paleoceanography.* 1993. V. 8. № 6. P. 737–766.
65. Studinger M., Bell R.I., Karner G.D. and 9 others. Ice cover, landscape setting, and geological framework of Lake Vostok, East Antarctica // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 205. P. 195–210.
66. Tabacco I.E., Bianchi C., Zirizzotti A., Zuccheretti E., Forieri A., Della Vedova A. Airborne radar survey above Vostok region, east-central Antarctica: ice thickness and Lake Vostok geometry // *Journ. of Glaciology.* 2002. V. 48. № 160. P. 62–69.
67. Tikku A.A., Bell R.E., Studinger M., Clarke G.K.C. Ice flow field over Lake Vostok, East Antarctica inferred by structure tracking // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 207. P. 249–261.
68. Tsyganova E.A., Salamatin A.N. Non-stationary temperature field simulations along the ice flow line «Ridge B – Vostok Station», East Antarctica // *МГН.* 2004. Вып. 97. С. 57–70.
69. Wendt J., Dietrich R., Fritsche M., Wendt A., Yuskevich A., Kokhanov A., Senatorov A., Lukin V., Shibuya K., Doi K. Geodetic observations of ice flow velocities over the southern part of subglacial Lake Vostok, Antarctica, and their glaciological implications // *Geophys. Journ. Int.* 2006. V. 166. P. 991–998.

Summary

This work, originally based on series of authors' publications [1, 2, 12–14, 52, 54, 55, 57, 68], considers general questions of ice-sheet flow modeling as related to ice core records interpretation. It re-examines the previous results and, using new geographical, geophysical and glaciological data, continues the study aimed at solving a twofold problem of ice core age dating and paleoclimatic reconstructions from isotopic content measurements in the deep ice cores from Vostok Station located in central East Antarctica, above the vast subglacial lake. The principal idea of the paper is to develop a general approach to the past climate investigation by means of ice flow line modeling, involving a wide spectra of supplementary data such as borehole-temperature, radio-echo-sounding (RES) reflection layers, and air-bubble measurements. Recent ground-based RES observations by the Polar Marine Geosurvey Expedition

along the ice flow line 106 km upstream of Vostok Station reveal the detailed ice sheet bottom topography and distinguishable reflection (isochronous) layers down to depths of 75–80 % of the total ice thickness. The ice-sheet descending flow pattern across the western side of the subglacial lake is clearly discerned. In parallel with the field investigations, a sophisticated thermo-mechanical ice-flow line model is elaborated to study the ice-sheet dynamics through Vostok and interaction with the lake. The glacier flow and the heat transfer process are modeled in a boundary layer («shallow-ice») approximation at prescribed configuration of the ice flow tube and smoothed bedrock profile with account of possible ice sliding in the basal layer and effects of compressibility (densification) of snow-firn deposits. Thermal interaction of the glacier with the underlying rocks is described by an integral relation of the convolution type, which links the bottom heat flux to the history of temperature variations at the ice – rock interface. The pressure-dependent ice fusion temperature is assumed at the contact with the lake water, and the accretion rates are calculated in the course of heat transfer modeling. The ice flow model was further improved to take into account the specific deformational effects at the grounding line, where the basal conditions change and the grounded ice becomes floated. Past surface temperatures and ice accumulation rates are reconstructed from the ice core isotopic record and temperature profile measured in the 3620-meter deep borehole at Vostok Station. The simplified Salamatin and Ritz's model is used to simulate surface elevation fluctuations in the central part of the ice sheet. The basic tuning parameters are the two temporal deuterium/temperature slopes C_T and $C_i C_T$, modified Glen flow law exponent β and the shear-flow-rate factor σ controlling the ice shear at the basal layer. The ice flow parameters are tuned, using the age markers of the geophysical metronome time-scale for the Vostok ice core and the isochronous (reflection) layers observed in RES profiling. The mismatch between the calculated and traced isochrones is 1.5–4 kyr on average. The newly obtained age-depth relationship for the Vostok ice core GTS-III compares to previous dating within standard deviation limits of ± 3.0 – 3.5 kyr and is thought to be much more reliable. An extension of the modeled time scale toward the boundary with the accreted lake ice provides an estimate of possible ice ages exceeding 1000 kyr below 3530 m. The re-examined paleotemperature reconstructions reveal significantly lower LGM – Holocene transition of about 11–12°C in ice-sheet surface temperatures than it was predicted earlier. The newly inferred values of inversion-temperature/surface-temperature slope C_i are closer to unity than its geographic analogues and point at commensurable amplitudes of inversion and surface temperature variations in the central Antarctica. The simulated present-day surface velocities ~ 2 m/yr at Vostok are close to geodetic observations, they essentially decrease upstream along the flow line and were much lower during glacial periods. Eventually, it took not less than ~ 40 kyr for the Vostok ice to cross the lake. Water freezing rates over the lake at the constrained geothermal flux of about 0.054 W m^{-2} are estimated as ~ 5.5 mm/yr on average, resulting in the present-day 215-meter thickness of the accreted ice at Vostok.