

Вклад России в Международный полярный год 2007/08  
Series: Contribution of Russia to International Polar Year 2007/08

# Полярная криосфера и воды суши

## Polar Cryosphere and Continental Waters

Главный редактор тома  
*В.М. Котляков*

Editor-in-chief  
*V.M. Kotlyakov*

Редакционная коллегия  
*Д.А. Гиличинский, В.Г. Дмитриев, Д.С. Дроздов,  
В.Я. Липенков, М.Ю. Москалевский, И.А. Шикломанов*

Editorial Board  
*D.A. Gilichinsky, V.G. Dmitriev, D.S. Drozdov,  
V.Ya. Lipenkov, M.Ju. Moskalevsky, I.A. Shiklomanov*

Paulsen Editions. Москва – Санкт-Петербург  
2011

Paulsen Editions. Moscow – Saint-Petersburg  
2011

# Гляциогеофизические исследования линий тока льда, проходящих через подледниковое озеро Восток

А.А. Екайкин<sup>1</sup>, Ю.А. Шибаетов<sup>1</sup>, В.Я. Липенков<sup>1</sup>,  
А.Н. Саламатин<sup>2</sup>, С.В. Попов<sup>3</sup>

*1 – Арктический и Антарктический НИИ, г. Санкт-Петербург, Россия*

*2 – Казанский государственный университет, г. Казань, Россия*

*3 – Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Ломоносов,  
г. Санкт-Петербург, Россия*

Одной из центральных научных задач проекта МПГ «Гляциогеофизические исследования вдоль линий тока льда, проходящих через подледниковое озеро Восток» была оценка современных (за последние 200–300 лет) тенденций изменений климата Антарктиды и его возможных высокочастотных (с периодами порядка  $10\text{--}10^2$  лет) вариаций. Реконструкции температуры и количества атмосферных осадков выполнялись на основе детальных изотопных и стратиграфических исследований снежных шурфов и кернов мелких скважин, пробуренных в научных походах, с учетом новых данных о пространственной изменчивости изотопного состава и скорости накопления снега, которые были собраны в ходе выполнения этого проекта. Восстановленные временные ряды температуры и полученные оценки изменений аккумуляции снега в прошлом позволили впервые охарактеризовать общие закономерности и региональные особенности изменения климата в исследуемом районе за последние 200–300 лет. Наиболее характерной особенностью климата Центральной Антарктиды в этот период были квазипериодические колебания температуры (и, вероятно, количества атмосферных осадков) с типичным периодом порядка 40–50 лет. Циклический характер изменений климата Центральной Антарктиды в современную эпоху подтверждается результатами мониторинга температуры снежно-фирновой толщи на станции Восток до глубины 100 м. Получены новые данные о пространственной изменчивости скорости аккумуляции и изотопного состава снега, мощности ледникового покрова, его внутреннем строении, условиях на ложе ледника и других граничных условиях в районе оз. Восток и в прилегающих к нему районах.

## Введение

Комплексные исследования кернов льда, поднятых из глубоких скважин на станции Восток, позволили получить большой объем новой информации о глобальных изменениях климата и состава атмосферы Земли на протяжении последних 440 тыс. лет (Липенков и др., 2000; Petit et al., 1999; Raynaud et al., 2005). Благодаря большой мощности ледникового покрова, которая в районе станции достигает 3750 м, добытый здесь керн дает возможность реконструировать климатические события прошлого с лучшим временным разрешением, чем керны со станций Конкордия (проект EPICA на Куполе С) (EPICA, 2004) и Купол Фуджи (Watanabe et al., 2003). Вместе с тем, в отли-

чие от этих пунктов бурения, станция Восток расположена на значительном расстоянии (порядка 300 км) от ледораздела, что в существенной степени осложняет анализ полученных данных.

Одной из центральных проблем палеоклиматической интерпретации результатов анализов «восточного» керна является определение возраста льда (*Salamatina et al., 2004b*). Как правило, применяемые в настоящее время методы датирования базируются на использовании двухмерных и трехмерных гидродинамических моделей ледникового покрова, для идентификации которых необходимо знание пространственной и временной изменчивости скорости аккумуляции льда, мощности ледникового покрова, условий на его ложе и других граничных условий вдоль трубки тока льда, проходящей через точку бурения. Кроме того, для корректной палеотемпературной интерпретации профиля изотопного состава керна необходима информация о пространственном распределении изотопного состава снега вверх по течению льда от точки бурения.

Имеющиеся на сегодняшний день данные для интересующего нас района ограничены материалами гляциологических исследований, проведенных в точках бурения на станции Восток (*Екайкин и др., 2003 а, б*) и Куполе В (*Jouzel et al., 1995*), по маршруту транспортных походов Мирный–Восток (*Липенков и др., 1998*), а также результатами радиолокационного и сейсмического зондирования ледникового покрова в районе оз. Восток (*Попов и др., 2007*). Чтобы получить недостающую информацию и решить комплекс научных проблем, связанных с исследованиями ледяных кернов, палеоклимата и подледникового оз. Восток, специалистами Арктического и Антарктического НИИ (ААНИИ) и Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ПМГРЭ) был разработан в рамках национальной программы Международного полярного года (2007–2008) проект «Гляциогеофизические исследования вдоль линий тока льда, проходящих через подледниковое озеро Восток». Проектом предусматривалось проведение комплексных походных исследований ледникового покрова вдоль двух выбранных линий тока льда, которые берут начало на Ледоразделе В и проходят одна – через станцию Восток (линия тока VFL на рис. 1), другая – через район донного таяния льда в северной части подледникового озера Восток (NVFL), а также вдоль Ледораздела В на участке между начальными точками указанных линий тока. Общая протяженность маршрута – около 800 км. Проект нацелен на решение следующих научных задач:

1) получить данные, необходимые для интерпретации результатов исследований ледяного керна со станции Восток с целью реконструкции изменений климата за последние 500–700 тыс. лет и определения биологических, геохимических и гидрологических характеристик подледникового оз. Восток;

2) установить закономерности пространственной изменчивости аккумуляции, изотопного и биологического состава снега, скорости и направления движения Антарктического ледника, его мощности, внутреннего строения и возраста льда в районе оз. Восток–Ледораздел В;

3) установить тенденции изменения климата Центральной Антарктиды за последние 200–300 лет;

4) определить районы, перспективные для реализации нового международного проекта глубокого бурения с целью получения максимально длинного (1,2–1,5 млн лет) палеоклиматического ряда по керну антарктического льда.

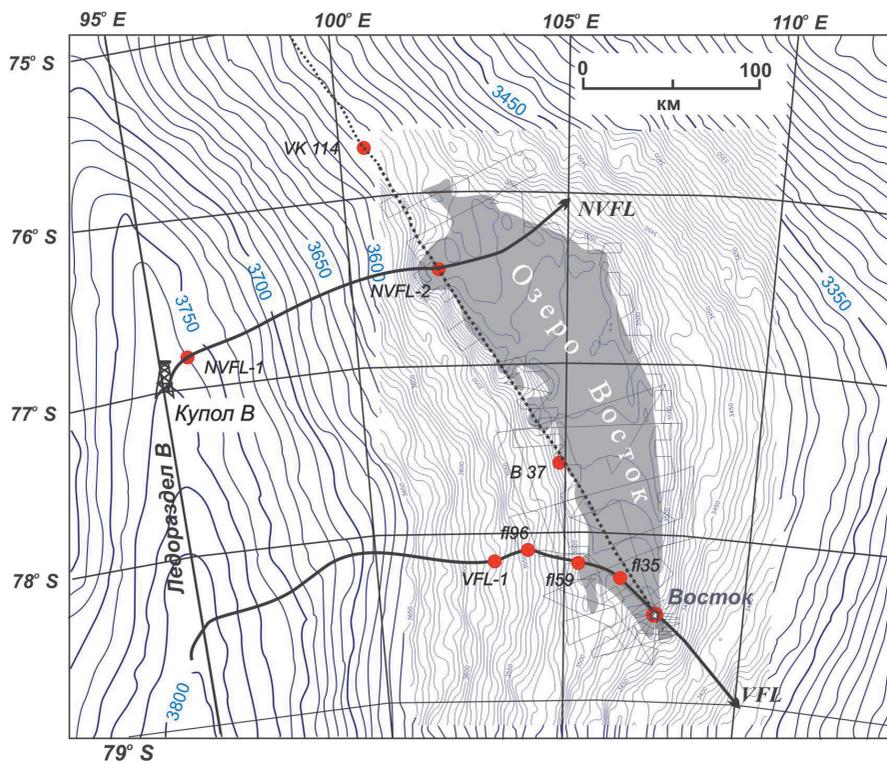


Рис. 1. Карта района исследований. Серая заливка обозначает водную поверхность оз. Восток; VFL и NVFL – линии тока льда, начинающиеся на Ледоразделе В и проходящие через станцию Восток (профиль VFL) и северную часть оз. Восток (NVFL); пунктирная линия – трасса транспортных походов со станции Мирный; кружками обозначены наиболее важные пункты гляциологических исследований, упомянутые в настоящей работе

Программа походных исследований включала керновое бурение мелких (до 20 м) скважин по маршруту похода, стратиграфические исследования в шурфах, отбор проб приповерхностного снега на изотопные, химические и биологические анализы, измерение плотности снега и изучение микро-рельефа снежной поверхности. Отобранные керны снега исследовались по комплексной программе, рекомендованной международной программой ITASE (International Trans-Antarctic Expedition). Аккумуляцию снега определяли методами речных наблюдений и стратиграфических исследований снежной толщи, включая измерения электропроводности (для идентификации слоя с продуктами извержения вулкана Тамбора 1816 г.) и бета-радиоактивности снега (для определения слоев с продуктами наземных ядерных испытаний 1955 и 1965 гг.). Временные ряды аккумуляции и изотопного состава снега за последние 200–300 лет были реконструированы на основе детальных исследований снежной толщи по методике, отработанной в ходе изучения глубоких шурфов на станции Восток (Екайкин и др., 2003b; Екайкин et al., 2004). Геофизические исследования по трассе походов включали радиолокационное профилирование

и определение векторов движения поверхности ледника методом GPS-измерений (*Richter et al., 2010*).

Научная программа похода направлена на выполнение целей и задач проекта 2 «Комплексные исследования уникального подледникового озера Восток, включающие проникновение в озеро с отбором проб озерной воды, и гляциологические исследования Антарктики» подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан». На международном уровне настоящие исследования были включены в два корневых проекта МПГ: № 301 TASTE-IDEA (Trans-Antarctic Scientific Traverses Expeditions – Ice Divide of East Antarctica) и № 205 IPICS-IPY (International Partnership in Ice Core Science – International Polar Year Initiatives) (*Brook et al., 2006*). В рамках корневого проекта № 301 научный поход вдоль линий тока льда, проходящих через оз. Восток, является ключевым участком итало-франко-российского трансконтинентального похода по маршруту Купол Тэлос–Купол Конкордия–Восток–Купол Аргус–Купол Фуджи, связывающего все основные пункты, в которых производилось или планируется глубокое керновое бурение Антарктического ледникового покрова.

Начало гляциогеофизическим исследованиям линии тока льда, проходящей через станцию Восток (VFL), было положено в сезонный период 50-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ) в январе 2005 г. при выполнении работ ПМГРЭ по радиолокационным измерениям мощности ледникового покрова в районе оз. Восток. В сезонные периоды 51–55-й РАЭ (2005–2010 гг.) эти работы были продолжены вдоль профилей VFL и NVFL, а также в пределах береговой линии озера. В настоящей статье изложены основные результаты выполненных гляциогеофизических исследований, а также приведен анализ данных об изотопном составе снега в районе оз. Восток, полученных по пробам, отобранными сотрудниками ААНИИ и ПМГРЭ в 1999–2008 гг.

## Методика работ

Основной задачей на этапе планирования гляциогеофизического похода по профилю VFL было проведение маршрута, который совпадал бы с линией тока ледника, проходящей через станцию Восток. Наибольшие трудности были связаны с установлением направления движения льда в пределах оз. Восток из-за характерных для этого района малых углов наклона поверхности, сложной формы коренного рельефа и наличия слоя воды как подстилающей поверхности. Достаточно надежные данные о положении линии тока льда в пределах озера содержатся в работах (*Bell et al., 2002; Tikku et al., 2004*), авторам которых удалось проследить траектории характерных изгибов изохронных поверхностей в теле ледника, образованных под влиянием коренного рельефа, и установить, что в южной части озера направление движения льда имеет азимут порядка 131°. Это значение было впоследствии подтверждено точной геодезической GPS-съемкой (*Richter et al., 2008*). Вне пределов озера линия тока проводилась перпендикулярно изогипсам дневной поверхности, построенной по данным спутниковой альтиметрии ERS-1 (*Remy et al., 1999*). Построенная таким образом линия тока от Ледораздела В до станции Восток показана на рис. 1.

Общая длина линии тока между Ледоразделом В и станцией составляет около 370 км, из которых в сезоны 50-й и 51-й РАЭ было пройдено 108 км. На всем протяжении маршрута выполнялась непрерывная радиолокация ледни-

кового покрова и гляциологические наблюдения с интервалом между пунктами наблюдений 1 км (на участке 1–60 км) и 2 км (60–110 км). Методика радиолокационного профилирования (РЛП) изложена в работе (Попов и др., 2007).

В каждом пункте гляциологических наблюдений устанавливали снегомерную веху, отбирали пробу поверхностного снега и измеряли плотность снега. Вехи представляли собой деревянные шесты длиной около 230 см. Средняя высота вех после установки составила 150 см. Пробы снега на изотопный состав отбирали титановой трубкой, которую заглубляли в снег на 1–1,5 м. Таким образом, каждая проба характеризует среднее значение изотопного состава не менее чем за 10 лет. Плотность верхнего 20-сантиметрового слоя снежной толщи измеряли весовым походным снегомером ВПС-43.

В трех пунктах гляциологических наблюдений были выкопаны снежные шурфы: в 35, 59 и 96 км по профилю VFL от станции Восток (соответственно, fl35 – глубина 310 см, fl59 – 300 см и fl96 – 210 см). В конце маршрута ручным шнековым буром пробурена скважина VFL-1 глубиной 14,8 м. Местоположение шурфов и скважины показано на рис. 1. В шурфах fl35 и fl59 были выполнены стратиграфические наблюдения, проведен непрерывный отбор изотопных проб (с разрешением около 9 см) и проб на бета-радиоактивность из интервала 1,5–3,1 м (с разрешением 10 см), а также измерена плотность до глубины 2 м с интервалом 20 см. В шурфе fl96 выполнены стратиграфические наблюдения и непрерывный отбор изотопных проб с разрешением 10 см. По керну скважины VFL-1 отобраны изотопные пробы (по всей длине керна, средняя длина образца 30 см) и пробы на бета-активность (из интервала 2,1–5,9 м, средняя длина образца 32 см), а также измерена плотность снега.

Кроме этого, на профиле VFL были установлены два репера, географические координаты которых измерены с помощью GPS (в 35 и 96 км от станции Восток). Проведение стояночных GPS-наблюдений в течение нескольких часов позволило определить плановое положение этих реперов с ошибкой порядка нескольких десятков сантиметров. Повторное определение координат реперов в будущем даст возможность уточнить направление и скорость движения ледника в этом районе Восточной Антарктиды.

В летний сезон 53-й РАЭ (2007/08 г.) были проведены гляциологические работы на всем протяжении профиля NVFL. Гляциологические пункты были расположены равномерно через каждые 2 км, общее количество пунктов – 97. В каждом пункте установлена снегомерная веха, в каждой пятой точке (т.е. через каждые 10 км) измерена твердость и плотность снега, и взята проба на изотопный анализ. Кроме этого, в двух пунктах (в середине и конце профиля) отобрана проба на химический анализ снега и проведено точное GPS-позиционирование. В пункте NVFL-1 (см. рис. 1), расположенном в конце профиля приблизительно в 10 км от Ледораздела В, выкопан шурф глубиной 2,5 м, со дна которого пробурена скважина до глубины 21 м. В шурфе и по керну скважины отобраны пробы на химический и изотопный составы, бета-активность, а также измерена плотность снега. Кроме того, в шурфе проведено детальное стратиграфическое описание снежной толщи. Радиолокационного зондирования ледяной толщи на профиле NVFL не проводилось. В летний сезон 55-й РАЭ (2009/10 г.) были проведены повторные измерения высоты первых 10 вех профиля NVFL, что позволило определить среднюю (за 2 года) скорость снегонакопления в этом районе оз. Восток. Кроме того, в этом же сезоне в начале профиля

(пункт NVFL-2 на рис. 1) был вскрыт шурф глубиной 3,2 м с полным комплексом гляциологических работ.

Снежные керны из скважины VFL-1 были доставлены на станцию Восток, где проведено измерение их электропроводности с целью установления горизонтов повышенной кислотности, соответствующих слоям, содержащим продукты вулканических извержений. Керн NVFL-1 хранится в районе буровой Купол В, откуда в ближайшие летние сезоны должен быть привезен на станцию Восток. Образцы снега из походных шурфов и скважин, предназначенные для изучения изотопного и химического составов, были доставлены на борт НЭС «Академик Федоров» и в замороженном виде транспортированы в различные лаборатории Европы и России.

Измерение изотопного состава ( $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ ) отобранных проб было выполнено в масс-спектрометрических лабораториях Института Нильса Бора Университета Копенгагена (Дания), Лаборатории наук о климате и окружающей среде в г. Сакле (Франция), Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, а также Геологического института Таллиннского технологического университета (Эстония). Методика измерений описана в работе (Екайкин и др., 2001). Соответствие результатов измерений было порядка 0,5 ‰ для дейтерия и 0,05 ‰ для кислорода-18, что вполне достаточно для целей настоящего исследования.

Измерение бета-активности выполнено в Лаборатории гляциологии и геофизики окружающей среды (г. Гренобль, Франция) по методике, описанной в (Pourchet et al., 2003). Химический состав отобранных проб был измерен в Лимнологическом институте СО РАН, г. Иркутск (Ходжер и др., 2011).

### Строение толщи ледника в районе линии тока, проходящей через станцию Восток

Результаты радиолокационного профилирования вдоль линии тока льда VFL представлены на рис. 2. В верхней части рисунка приведен радиолокационный разрез ледникового покрова, представляющий собой набор отражений от внутренних слоев ледника, которые можно проследить на протяжении всего профиля. Поверхности отражений – это изохронные поверхности ледниковой толщи (Мандрикова и др., 2005), они, следовательно, могут быть использованы для экстраполяции датировки ледяного керна со станции Восток (Salamatina et al., 2004b) на весь профиль VFL. В частности, нам удалось выделить пять таких изохрон (см. рис. 2), самая глубокая из которых располагается на высоте 700–900 м от нижней поверхности ледника и имеет возраст 300 тыс. лет. Глубже этой отметки интенсивность внутренних отражений резко снижается в связи с ослаблением сигнала по мере прохождения через ледниковую толщу, а также, главным образом, из-за перемешивания слоев. Отражения от подошвы ледника делятся на три типа: отражения от коренных пород, от подледниковых водоемов, а также ложные боковые (гиперболические) отражения (Попов, 2008). Четкое различие между интенсивными субгоризонтальными отражениями от водной поверхности и размытыми неровными отражениями от коренных пород позволяют достаточно надежно определить тип подстилающей поверхности (вода, породы) ледника вдоль профиля VFL.

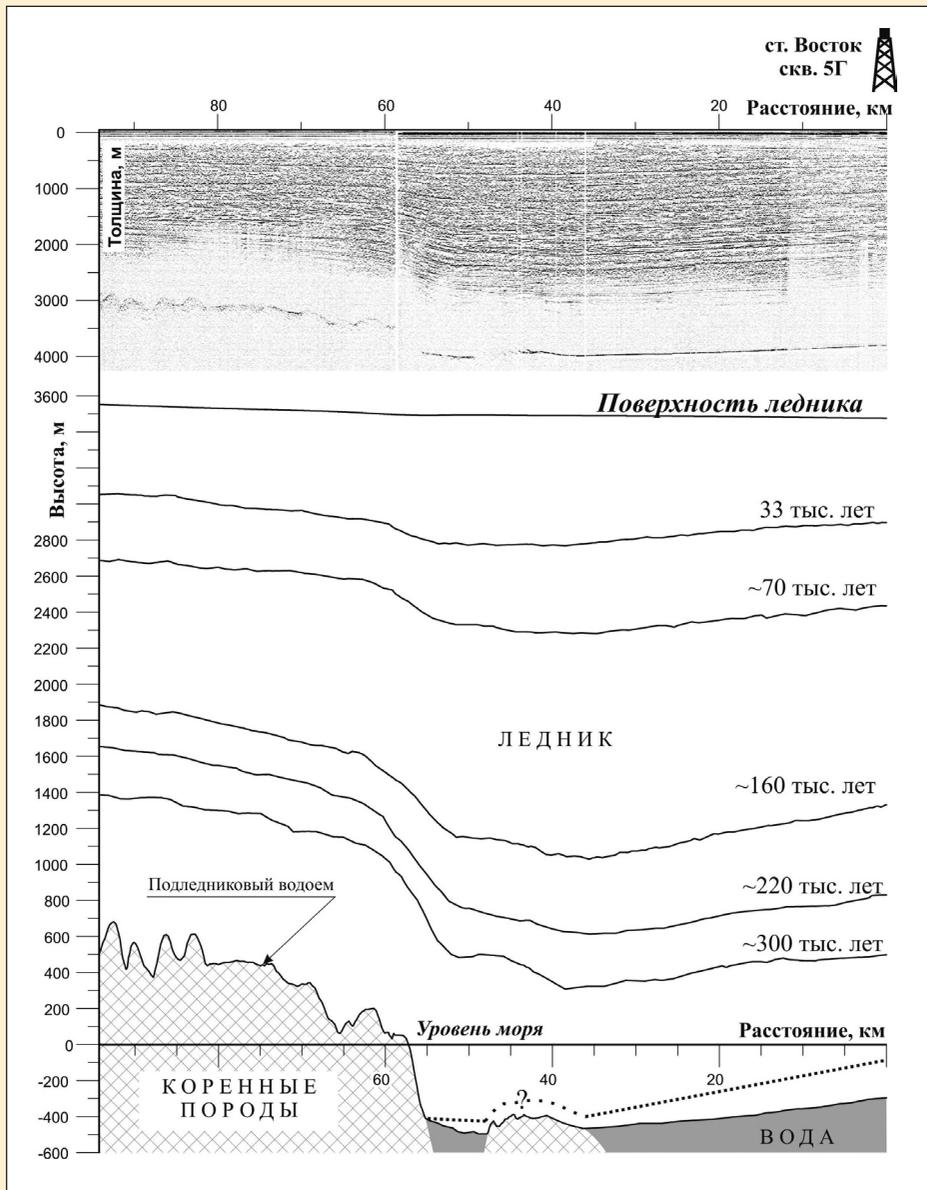


Рис. 2. Строение ледника на участке профиля VFL, проходящем через подледниковое оз. Восток: данные радиолокационного профилирования (вверху) и их интерпретация (внизу). Сплошные линии на схеме внизу обозначают некоторые из наиболее четких отражающих горизонтов (изохрон), цифры справа – оценка их возраста. Пунктирная линия внизу рисунка обозначает возможную границу раздела между атмосферным и озерным льдом

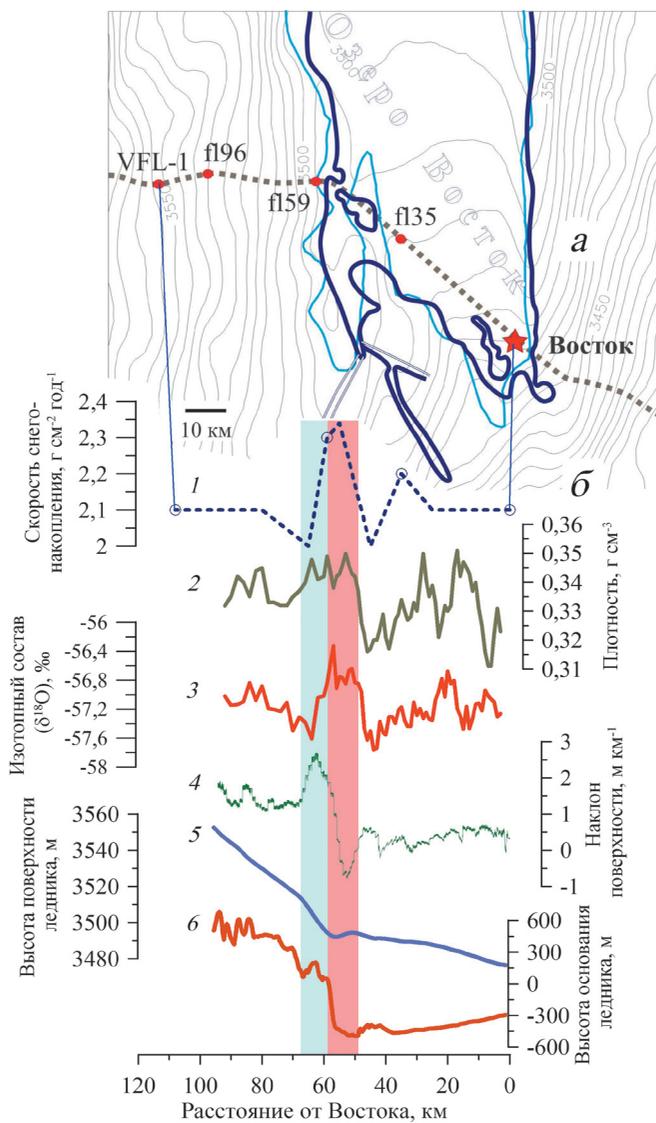


Рис. 3. Гляциогеофизический разрез по профилю VFL:

*a* – географическое положение профиля. Пунктирной линией обозначена линия тока льда VFL, жирной сплошной – береговая линия озера по данным российских наземных радиолокационных исследований, тонкой сплошной – ранее опубликованная береговая черта (Bell et al., 2002). Точками обозначены пункты, в которых проводилось изучение вертикального строения снежной толщи по шурфам и скважинам; *b* – характеристики снежной толщи и подледного рельефа по профилю VFL: 1 – скорость снегонакопления, 2 и 3 – плотность и изотопный состав снега, 4 – наклон поверхности ледника, 5 и 6 – высота поверхности и подошвы ледника. Кружками обозначены оценки скорости аккумуляции по результатам гляциологических наблюдений в шурфах и скважинах, пунктиром – предполагаемая пространственная изменчивость снегонакопления. Заливка обозначает участки склона с максимальной (голубой цвет) и минимальным (красный) уклоном поверхности

Согласно данным РЛП, ледник спускается с крутого борта долины оз. Восток и переходит на плав приблизительно в 55 км от станции. После пересечения пролива шириной 7 км лед вновь выходит на коренные породы, по которым движется следующие 12 км. Третья линия налегания по профилю VFL наблюдается в 36 км от станции Восток, когда ледник покидает остров и выходит на глубоководную часть озера. Считается, что именно здесь формируется так называемый озерный лед-2, не содержащий минеральных включений, тогда как в упомянутом выше проливе образуется 70-метровая (3538–3609 м) толща озерного льда-1, для которого характерна относительно высокая концентрация минеральных частиц терригенного происхождения (*Лейченко и др., 2005; Саватюгин и др., 2003; Leitchenkov et al., 2007*). Радиолокационные съемки, выполненные ПМГРЭ в 44–50-й РАЭ (*Понов и др., 2007*), позволили значительно детализировать береговую черту оз. Восток в районе изучаемой линии тока по сравнению с ранее опубликованными данными (*Bell et al., 2002*). В частности, показано, что мелководный (?) залив, в котором предположительно формируется озерный лед-1 (*Bell et al., 2002*), на самом деле является проливом между крутым левым бортом долины озера и невысоким (100–150 м) островом (рис. 3, а). Указанная разница может иметь существенное значение для понимания циркуляции воды в этом ключевом с точки зрения интерпретации керна станции Восток районе озера (*Екайкин et al., 2010*).

Сопоставление наблюдаемой глубины залегания изохрон в теле ледника (см. рис. 2) удовлетворительно согласуется с соответствующей глубиной, рассчитанной на основании вновь полученных данных о высоте коренного рельефа и предполагаемом распределении скорости снегонакопления вдоль линии тока льда (*Salamatin et al., 2009*). Полученная в результате гляциогеофизических походов информация используется в двухмерных моделях течения льда для уточнения палеоклиматических реконструкций по данным глубокого ледяного керна и для уточнения функции «глубина–возраст льда» (см. обзор в работах: *Цыганова и др., 2010; Salamatin et al., 2009*).

Пунктирной линией на рис. 2 показано возможное положение верхней границы намерзшего озерного льда, исходя из предположения, что весь озерный лед-1 (3538–3609 м) формируется в проливе, озерный лед-2 – над глубоководной частью озера, а над островом в западной части озера формирования льда не происходит. Последнее предполагает разрыв хроностратиграфии озерного льда, что косвенно подтверждается результатами изучения его кристаллического строения (*Екайкин и др., 2009*). С другой стороны, захват минеральных частиц, обнаруженных во льду-1, мог иметь место при прохождении ледника над островом вследствие трения льда о ложе и его перемешивания.

## Результаты гляциологических работ по линиям тока

Результаты гляциологических наблюдений вдоль профиля VFL представлены на рис. 3, б. Свойства снежного покрова, такие как плотность и изотопный состав, обнаруживают довольно существенные пространственные изменения. В частности, плотность снега варьирует в пределах 0,31–0,35 г см<sup>-3</sup> с типичным периодом около 20 км. Также обращает внимание понижение среднего значения плотности снега в районе оз. Восток (0,33 г см<sup>-3</sup>) по сравнению с участком профиля вне озера (0,34 г см<sup>-3</sup>), связанное, вероятно, со снижением

средней скорости стокового ветра вслед за уменьшением угла наклона поверхности. Концентрация кислорода-18 испытывает колебания с абсолютным размахом 1,2 ‰ на расстоянии 10–20 км. Указанное изменение изотопного состава снега эквивалентно изменению температуры конденсации порядка 1°C, что вряд ли возможно в столь коротком пространственном масштабе. Следовательно, представленная на рис. 3 пространственная изменчивость, скорее всего, связана с неклиматическими «рельефообусловленными» факторами. В пользу этого предположения свидетельствует очевидная ковариация между аномалиями высоты поверхности ледника, с одной стороны, и характеристиками снежной толщи, с другой. Максимальные значения плотности и изотопного состава снега, а также, очевидно, снегонакопления, соответствуют участку с минимальным углом наклона поверхности, и наоборот.

Хорошо известно, что свойства снежного покрова и скорость снегонакопления подвержены существенным пространственным колебаниям, обусловленным перераспределением снега в результате взаимодействия снеговетрового потока с подстилающей поверхностью, а также в ходе дальнейших постдепозиционных процессов (см. обзор: *Екайкин, Липенков, 2004*). При этом механизм и направленность этого взаимодействия могут быть различны и даже противоположны, в зависимости от масштаба процесса.

В континентальном масштабе прослеживается четкая широтная зональность гляциоклиматических характеристик. Чем ближе к берегу, тем больше наклон поверхности и тем выше плотность снежного покрова. Одновременно с этим, при уменьшении высоты поверхности растет температура воздуха, изотопный состав и количество осадков (*Липенков и др., 1998*). На этом фоне могут наблюдаться региональные аномалии, когда участок ледникового склона длиной несколько километров с повышенным наклоном поверхности характеризуется пониженной аккумуляцией и повышенной плотностью снега из-за более интенсивной эоловой эрозии, и наоборот.

Другим примером такого регионального взаимодействия служат мега-дюны, где связи между метеорологическими (скорость ветра) и гляциологическими характеристиками значительно сложнее (*Frezzotti et al., 2002*). Длина этих форм рельефа (2–5 км) достаточно велика для того, чтобы воздействовать на среднюю составляющую скорости ветра: на подветренных склонах дюн происходит усиление ветра, а на наветренных – снижение. Соответственно, подветренные склоны характеризуются сглаженной, отполированной ветром и солнцем поверхностью, пониженной скоростью аккумуляции снега (до 75% по сравнению со средними региональными значениями), пониженной плотностью снега (из-за развития мощных горизонтов глубинной изморози благодаря интенсивному испарению) и повышенным изотопным составом (вследствие интенсивных постдепозиционных процессов). На наветренных склонах наблюдается обратная картина: значительно более шероховатая поверхность (развитие полей заструг), повышенная плотность и аккумуляция снега, пониженный изотопный состав. При этом максимум (минимум) снегонакопления немного смещен в наветренную сторону относительно ложбины (гребня) мега-дюн, что позволяет им поддерживать свое существование, перемещаясь вверх по склону с типичной скоростью порядка 5–25 м год<sup>-1</sup> (*Frezzotti et al., 2002*). Временной ряд, реконструированный по керну, пробуренному в зоне мега-дюн, обнаружил бы квазипериодические колебания длиной от нескольких сотен до первых тысяч лет, связанные не с климатическими изменениями, а с указанным пространственным смещением этих крупных форм рельефа.

Совершенно иной характер имеет взаимодействие снеговетрового потока с формами микрорельефа, горизонтальные размеры которых не превышают нескольких десятков метров. Вследствие своих малых размеров снежный микрорельеф воздействует на пульсационную (турбулентную) составляющую ветра: перед снежным застрогом или микро-дюной образуется завихрение, которое сдувает свежий снег и переоткладывает его в ветровой тени за препятствием. Соответственно, снежная поверхность обычно представляет собой сложный набор различных эрозионно-аккумуляционных форм микрорельефа, время жизни каждой из которых незначительно (как правило, меньше года), а их влияние на временные ряды, реконструированные по данным шурфов и кернов, заключается в формировании высокочастотного шума и снижении доли сигнала в общей дисперсии ряда (*Екайкин и Липенков, 2004; Fisher et al., 1985*).

Наконец, существуют промежуточные формы рельефа, так называемые «мезо-дюны», с характерными горизонтальными размерами порядка нескольких сот метров (*Екайкин и др., 2001, 2007; Ekaikin et al., 2002*). Механизм их взаимодействия со снеговетровым потоком еще не до конца ясен, однако установлено, что, как и в случае мега-дюн, наблюдается ковариация между положительными (отрицательными) формами высоты поверхности и отрицательными (положительными) аномалиями накопления снега. Кроме того, обнаружена отрицательная корреляция между пространственным распределением накопления и изотопного состава снега, связанная с неодинаковым перераспределением снега в зимние и летние сезоны и/или с разной интенсивностью постдепозиционного изменения изотопного состава снега в местах с разной скоростью накопления.

Отметим, что плотность снежного покрова представляет собой сложную результирующую функцию различных процессов: с одной стороны, чем выше скорость ветра, тем выше плотность (*Липенков и др., 1998*); с другой стороны, чем ниже аккумуляция и выше скорость ветра, тем сильнее испарение снежного покрова и образование горизонтов разрыхления вблизи поверхности снега, и тем ниже плотность (*Frezzotti et al., 2002*).

По-видимому, ни один из перечисленных механизмов не описывает полностью ситуацию, представленную на рис. 3, б. Об этом говорит положительная корреляция между изотопным составом снега и распределением скорости снегонакопления, тогда как все описанные выше механизмы (кроме тех, что действуют в континентальном масштабе) приводят к отрицательной корреляции между этими параметрами. Процесс, ответственный за формирование пространственной изменчивости изотопного состава снега по профилю VFL, еще предстоит исследовать. Предположительно, он может быть связан с каким-либо региональным воздействием на эффективную температуру конденсации влаги: либо через изменение относительного вклада разных типов осадков (снега из облаков и ледяных игл), либо через изменение средневзвешенного уровня конденсации.

Пунктирной линией на рис. 3, б. показано предполагаемое распределение скорости аккумуляции вдоль профиля VFL. Минимумы аккумуляции на расстоянии 45 и 65 км от станции Восток пока не имеют инструментального подтверждения – это предстоит сделать в ближайшие годы путем повторного измерения высоты установленных здесь снегомерных вех. Отметим, что, помимо приведенных выше соображений, основанных на анализе профиля высоты поверхности ледника, существование указанных минимумов следует из закона сохранения массы. Если мы принимаем, что средняя региональная

скорость снегонакопления равна  $2,1 \text{ г см}^{-2} \text{ год}^{-1}$  (что подтверждается надежными данными в начале и конце представленного профиля), то максимумы накопления на 35-м и 60-м километрах, обусловленные выпадением снега из ослабленного ветрового потока, должны компенсироваться соответствующими минимумами.

В летний сезон 55-й РАЭ (январь 2010 г.) были проведены повторные наблюдения на 20-километровом участке профиля NVFL от пересечения с трассой Восток–Мирный в направлении Купола В, а также вскрыт шурф глубиной 3,1 м в пункте NVFL-2 (см. рис. 1). Средняя скорость снегонакопления в этом районе по данным прироста толщины снежного покрова на снегомерных вежах и по стратиграфическим данным в шурфе составила около  $4 \text{ г см}^{-2} \text{ год}^{-1}$ , т.е. почти вдвое больше, чем в районе станции Восток. Это подтверждает опубликованные ранее результаты (*Липенков и др., 1998*) и позволяет охарактеризовать основные черты пространственной изменчивости снегонакопления в районе оз. Восток и в секторе Центральной Антарктиды, ограниченном пунктами Восток, Комсомольская и Купол В. В частности, станция Восток характеризуется минимальными значениями снегонакопления. Как указано выше, эта область минимума аккумуляции представляет собой не локальный, а региональный феномен и имеет протяженность более 100 км, что подтверждается данными пункта VFL-1. Дальнейшее простираение этой области не известно, но можно предполагать, что она пересекает Ледораздел В к югу от пункта Купол В, так как скорость аккумуляции в последнем на 65% выше, чем на станции Восток (*Jouzel et al., 1993*). К северу от этой оси минимальных значений снегонакопление резко возрастает: уже в пункте В37 оно почти вдвое выше, чем на Востоке (*Липенков и др., 1998*). Затем следует довольно широкая (порядка 200 км) полоса примерно одинаковых значений ( $4,0 \text{ г см}^{-2} \text{ год}^{-1}$ ) скорости накопления. Далее от пункта VK114 до станции Комсомольская (550 км от Востока) скорость аккумуляции возрастает еще на 40%. Более детальную картину распределения снегонакопления в указанном районе в настоящий момент построить невозможно из-за отсутствия достаточного количества данных.

### Климатическая изменчивость в южной части оз. Восток за последние 350 лет

Изучение снежно-фирновой толщи в снежных шурфах и по кернам скважин ручного бурения в рамках научных походных исследований позволило изучить палеоклимат в южной части оз. Восток за несколько последних сот лет и построить региональную климатическую кривую.

На рис. 4 представлены результаты измерения электропроводности снежных кернов и проб снега из шурфов, полученных в пункте VFL-1 (см. рис. 1 и 3, а) и в районе станции Восток в разные периоды времени. Характерный двойной пик, соответствующий слоям, содержащим продукты извержения вулкана Тамбора, обнаруживается во всех изученных шурфах и скважинах в районе станции Восток и благодаря этому служит основным репером при изучении средней скорости снегонакопления в этом регионе за последние 200 лет (*Eisen et al., 2008*). За два десятилетия наблюдений глубина залегания пика возросла примерно на метр, с 9,0 метров в 1984 г. (*Legrand, 1987*) до 10,1 м в 2007 г.

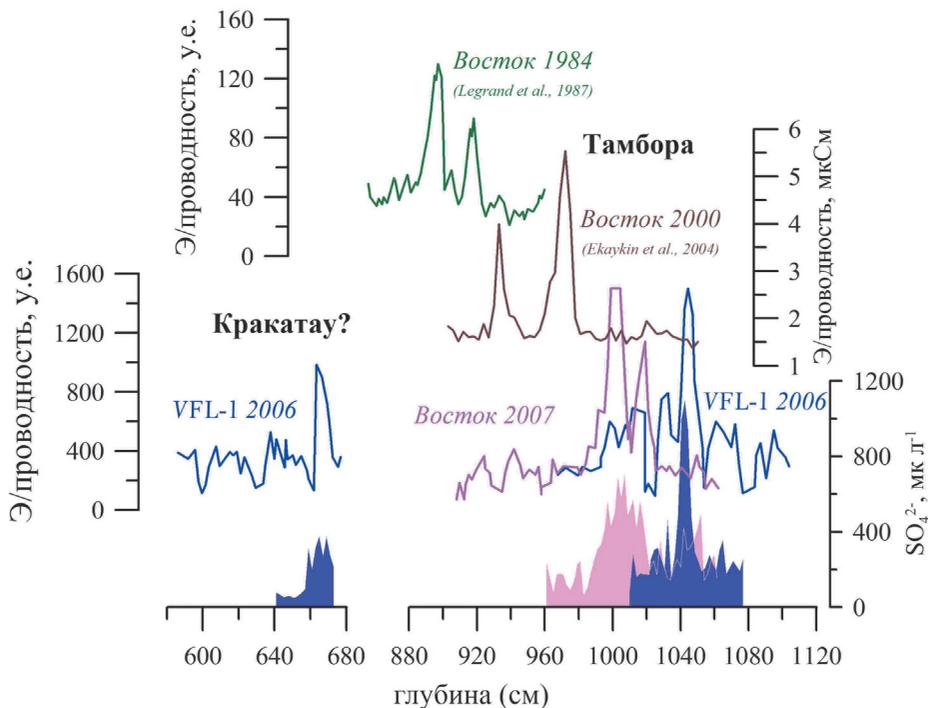


Рис. 4. Участки записей электропроводности снежной толщи в районе станции Восток и в пункте VFL-1 (см. рис. 1 и 3, а), включающие слои, содержащие продукты извержения вулканов Тамбора (1816 г.) и, предположительно, Кракатау (1884 г.). В нижней части рисунка заливкой обозначены профили концентрации сульфат-иона, иллюстрирующие вулканическое происхождение пиков. Химический анализ образцов снега выполнен в Лимнологическом институте СО РАН (Ходжер и др., 2011). Данные станции Восток за 2007 г. получены по ядру скважины VK-07 (публикуются впервые)

(см. рис. 4). Последнее значение было получено по данным скважины VK-07, пробуренной в окрестностях станции в сезон 52-й РАЭ (январь 2007 г.) с целью отработки методики походных гляциологических исследований.

На этом же рисунке мы представили результаты изучения электропроводности по снежному ядру, пробуренному в пункте VFL-1 (см. рис. 1 и 3, а). На глубине 10,4 м обнаружен пик, высота и форма которого позволяет однозначно идентифицировать его как сигнал вулкана Тамбора. Данные о глубине залегания этого пика, совместно с данными о плотности ядра, позволили построить диаграмму глубина–возраст для пункта VFL-1 (рис. 5) и определить среднюю за 200 лет скорость накопления снега в этом районе, равную  $2,1 \text{ г см}^{-2} \text{ год}^{-1}$ .

Второй по высоте вулканический пик в ядре VFL-1 был обнаружен на глубине около 6,7 м (см. рис. 4). Вулканическая природа пика доказывается значительно превышающей фон концентрацией ионов  $\text{SO}_4^{2-}$ , обнаруженной в слое льда, содержащего этот пик (Ходжер и др., 2011). Согласно диаграмме глубина–возраст, пик датируется примерно 1890-м годом. Наиболее вероятный кандидат среди вулканов, которые могут быть ответственны за проис-

хождение этого пика, является Кракатау, извержение которого имело место в 1883 г., а слой, содержащий его вулканические осадки, датируется 1884-м годом. Вулканический сигнал Кракатау неоднократно наблюдался в прибрежных районах Антарктиды, характеризующихся высокими скоростями накопления и, соответственно, хорошим разрешением климатического сигнала (Karlof et al., 2005; Ruth et al., 2004; Stenni et al., 2002), но никогда прежде в центральной части Восточной Антарктиды. Также есть вероятность, что данный слой датируется 1879-м годом и содержит продукты извержения вулкана Котопахи, наблюдавшегося в 1877 г. (Delmas et al., 1992; Kaczmarzka et al., 2004).

Палеоклиматическая изменчивость в пункте VFL-1 изучалась по данным изотопных измерений в образцах снежного керна. На рис. 6, а измеренный изотопный профиль сопоставлен со сводной изотопной кривой на станции Восток за последние 200 лет (Ekaykin et al., 2004), являющейся опорной при изучении палеоклимата данного региона Центральной Антарктиды. Климатические кривые по данным снежных кернов, как правило, значительно уступают по точности данным, полученным в результате гляциологических наблюдений в шурфах. Основные причины этого заключаются в следующем: 1) неизбежных потерях керна при бурении рыхлого снега и связанной с этим ошибке привязки керна по глубине; 2) погрешности функции глубина–возраст, которая рассчитывается по средней многолетней скорости накопления и не учитывает декадные колебания последней, которые могут быть весьма существенны (Ekaykin et al., 2004); 3) как правило, относительно низком разрешении рядов по сравнению с рядами по шурфам. Несмотря на указанные погрешности, изотопный профиль по керну VFL-1 неплохо согласуется с опорным «восточным» рядом по амплитуде, тренду и периоду колебаний. Кроме того, совпадают основные минимумы и максимумы изотопных пиков, особенно в интервалах времени вблизи реперных горизонтов (слой Тамбора 1816 года и слой повышенной бета-активности 1955 года). Предполагая, что климатическая изменчивость в масштабе десятилетий в обоих пунктах (Восток и VFL-1) должна быть схожей, мы считаем, что наблю-

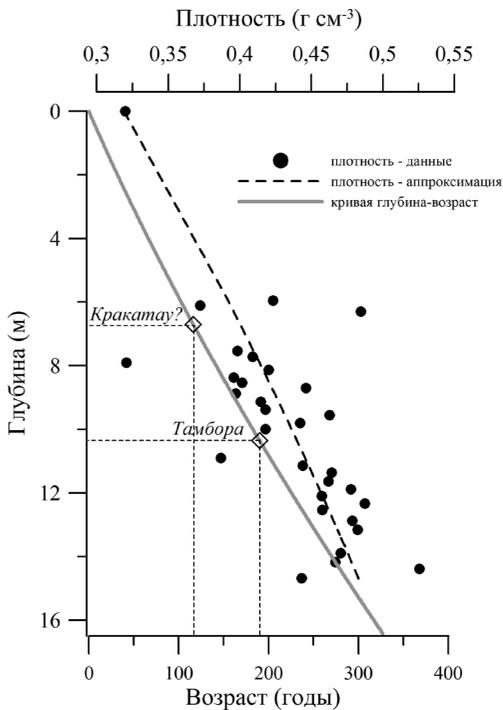


Рис. 5. Профиль плотности (заливные кружки — данные измерений, пунктирная линия — аппроксимация) и диаграмма глубина–возраст (сплошная серая линия) по данным снежного керна из пункта VFL-1. Ромбами обозначено положение на указанной диаграмме слоев льда, содержащих продукты извержения вулканов Тамбора и, предположительно, Кракатау

даемые различия между рядами на рис. 6, а обусловлены указанными выше погрешностями. Исходя из этого, мы скорректировали первичную датировку керна VFL-1 таким образом, чтобы добиться наилучшей корреляции между рядом VFL-1 и сводной «восточной» кривой. Затем мы построили сводную региональную климатическую кривую на основании трех рядов: 1) опорный ряд станции Восток (1774–1999 гг.), 2) ряд, полученный по снежному керну VK-07 (1654–2006 гг.) и 3) ряду VFL-1 (1723–2005 гг.). При этом при построении сводной кривой опорный «восточный» ряд взят с весом 2 (поскольку он, в свою очередь, представляет собой сводный ряд по двум глубоким шурфам), а два других ряда – с весом 1.

Итоговый ряд представлен на рис. 6, б вместе с опорным «восточным» рядом. Обращает внимание хорошее согласие между ними, что, с одной стороны, иллюстрирует надежность используемой методики палеоклиматических реконструкций, а с другой, подтверждает результаты изучения климатической изменчивости на станции Восток и позволяет придать им больший временной и пространственный охват. Основные черты изменения климата в южной части района оз.

Восток за последние 350 лет заключаются в следующем: 1) температура воздуха и скорость снегонакопления (Ekaykin et al., 2004) испытывала квазипериодические колебания с периодом порядка 40–50 лет и амплитудой 0,5–1°C; 2) на фоне этих колебаний происходило постепенное повышение температуры (0,5°C за 350 лет), скорость которого не была постоянной: потепление было относительно интенсивным в первой трети ряда, существенно ослабло в его середине и вновь ускорилось в XX в.

Периодический характер климатических колебаний в указанном районе довольно устойчив и не противоречит результатам изучения прошлых колебаний температуры в районе станции на основании термических наблюдений в скважинах до глубины 100 м (Липенков и др., 2004), а также данным метеорологических наблюдений на станции Восток. Так, на рубеже XX и XXI вв., согласно этим данным, был пройден полувековой минимум температуры, при этом температура достигла значений, наблюдавшихся во время минимума середины 1950-х годов.

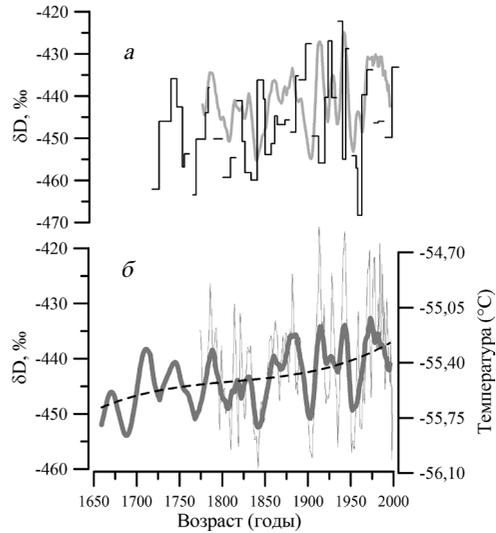


Рис. 6. Климатическая изменчивость в южной части оз. Восток за последние 350 лет: а – изотопный профиль по керну скважины VFL-1 (ступенчатая линия) в сопоставлении со сводным изотопным рядом для станции Восток (серая кривая), взятым из (Екайкин и др., 2003b); б – сводный региональный (для южной части оз. Восток) ряд изотопного состава снега (жирная серая кривая), сглаженный с периодом 11 лет, и сводная кривая для станции Восток (тонкая черная линия). Пунктиром обозначена аппроксимация региональной кривой полиномом 3-й степени. Шкала справа отражает температурную интерпретацию изотопных данных, выполненную по методике, изложенной в (Ekaykin et al., 2004)

## Изотопный состав снега в районе подледникового озера Восток

Начиная с летнего полевого сезона 45-й РАЭ (1999/2000 г.) сотрудники ААНИИ и ПМГРЭ, выполнявшими гляциогеофизические исследования в районе оз. Восток, проводили отбор проб поверхностного (1–1,5 м) слоя снега. В общей сложности отобрано 187 образцов. Во всех образцах определено содержание  $\delta^{18}\text{O}$ , а в 87 пробах измерена также концентрация дейтерия. Накопленного материала оказалось достаточно для построения карты распределения  $\delta^{18}\text{O}$  в поверхностном слое снега в районе оз. Восток (рис. 7). Ось минимальных значений изотопного состава проходит вдоль профиля VFL, к северу и югу от которого наблюдается рост концентрации кислорода-18. В северной части оз. Восток значения  $\delta^{18}\text{O}$  достигают  $-52\%$ , т.е. примерно на 5 % выше, чем в районе станции Восток. Рост значений отмечен также к востоку от станции, но этот результат ненадежен, так как основывается всего лишь на двух точках. В средней части района оз. Восток наблюдается азональное распределение изотопного состава: концентрация кислорода-18 растет здесь с запада на восток.

Из экспериментальных данных, а также по результатам моделирования изотопного состава осадков (*Salamatin et al., 2004a*) известно, что по мере движения воздушной массы из низких широт в высокие и соответствующего охлаждения выпадающие осадки становятся изотопно все более легкими. Таким образом, данные, представленные на рис. 7, могут отражать преобладающие пути воздушных масс в изучаемом районе Восточной Антарктиды, что подтверждается также данными о распределении скорости снегонакопления, представленными выше. Если наша интерпретация верна, то станция Восток располагается на границе раздела двух воздушных масс, поступающих из Тихого и Индийского океанов (см. обзор в *Ekaykin, 2003*). Иными словами, профиль VFL проходит через область, максимально удаленную (не по прямой, а по траектории движения преобладающих воздушных масс) от источников атмосферной влаги, питающих осадками Центральную Антарктиду. Этот сценарий подтверждается также данными об эксцессе дейтерия ( $dxs$ ) в снегу, значения которого отрицательно коррелируют с концентрацией кислорода-18 (рис. 8) Напомним, что  $dxs$  представляет собой относительную концентрацию обеих тяжелых молекул воды ( $dxs = \delta D - 8\delta^{18}\text{O}$ ) и растет по мере «изотопного истощения» воздушной массы в процессе образования твердых осадков (*Salamatin et al., 2004a*).

## Заключение и планы дальнейших работ

Участие России в программе Международного полярного года привело к значительному усилению активности экспедиционных работ и научных исследований в Антарктике, в том числе в ее центральных районах. Научная кооперация специалистов ААНИИ и ПМГРЭ при логистической поддержке РАЭ позволила добыть уникальный набор данных, охватывающих ранее не исследованные районы, и получить ряд важных научных результатов.

Изучено строение ледниковой толщи и распределение гляциологических характеристик вдоль участка линии тока VFL, проходящей через станцию Восток,

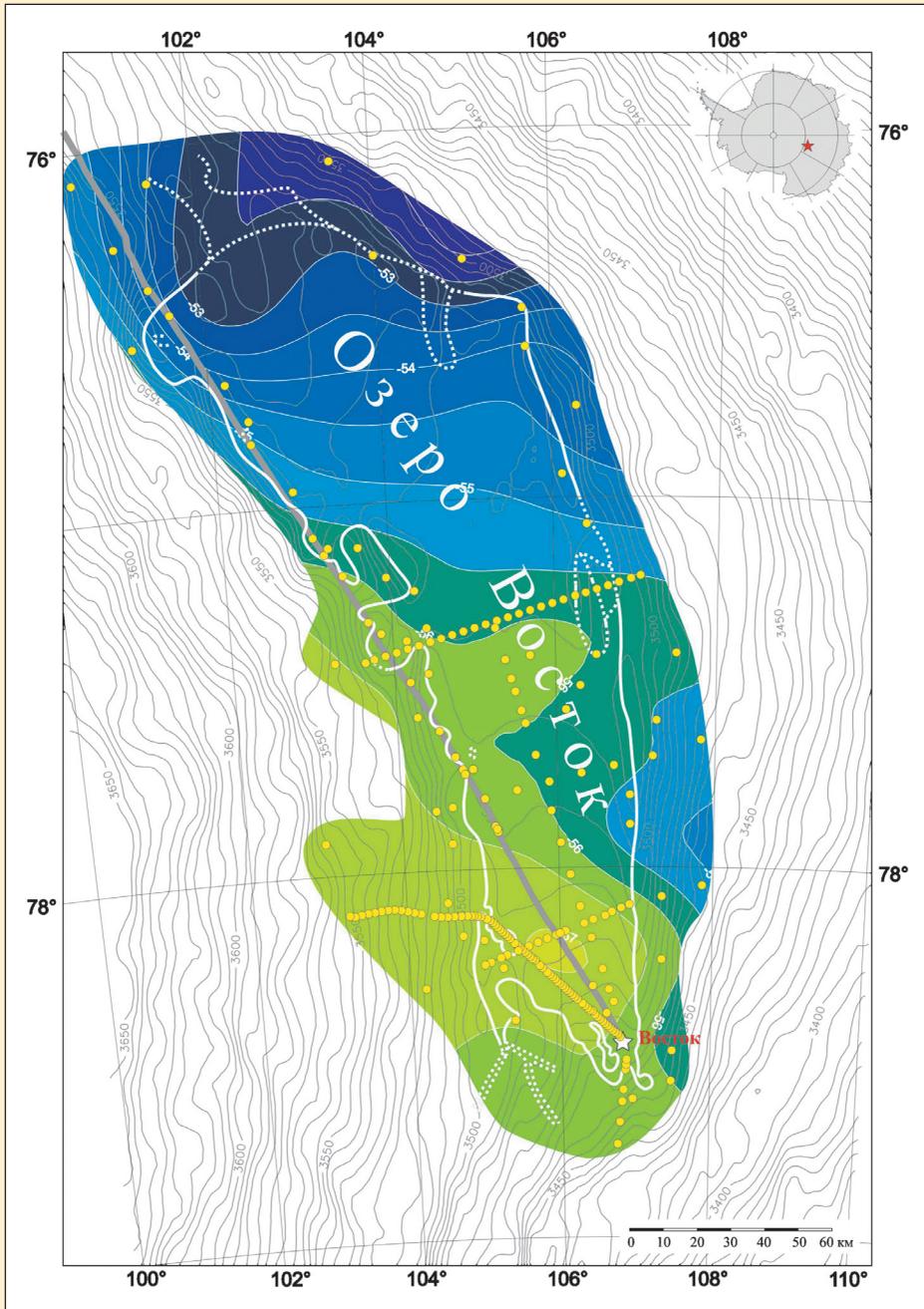


Рис. 7. Карта изотопного состава поверхностного (1–1,5 м) слоя снега в районе оз. Восток. Белая линия обозначает берег озера, желтые кружки – точки отбора образцов снега. Изолинии изотопного состава ( $\delta^{18}O$ ) проведены через 0,5 ‰

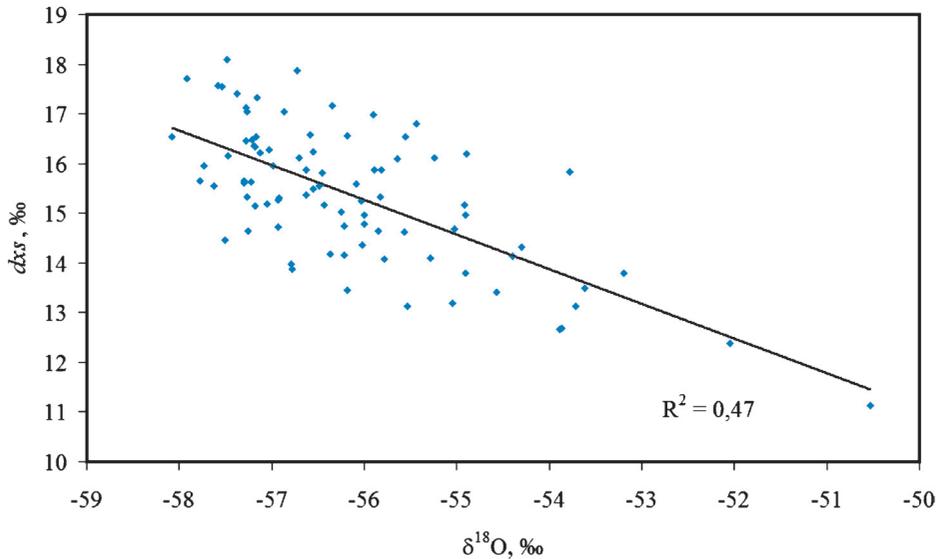


Рис. 8. Зависимость «эксцесса дейтерия» ( $dxs = \delta D - 8\delta^{18}O$ ) от концентрации кислорода-18 в поверхностном (1–1,5 м) слое снега в районе подледникового оз. Восток

а также вдоль линии тока в северной части оз. Восток (NVFL). Полученные данные в настоящее время используются в двумерных моделях движения ледника и уже позволили усовершенствовать палеоклиматическую интерпретацию глубокого ледяного ядра (*Salamatin et al., 2009*). Уточнение конфигурации береговой линии оз. Восток в районе линии тока привело к лучшему пониманию процессов формирования толщи аккреционного льда в нижней части ядра, образованного замерзшей озерной водой (*Ekaykin et al., 2010*).

Показано, что рекордно низкое значение скорости снегонакопления, характерное для станции Восток, не является локальным феноменом, а отражает региональные закономерности распределения количества осадков. С наибольшей вероятностью, указанный минимум аккумуляции объясняется тем, что линия тока льда, проходящая через станцию Восток, совпадает с границей раздела двух воздушных масс. Этот вывод подтверждается данными о региональной пространственной изменчивости изотопного состава снега. В более мелком пространственном масштабе (в пределах первых десятков километров) наблюдаются колебания снегонакопления и прочих свойств снежного покрова, обусловленные изменениями высоты поверхности ледника, причиной которых, в свою очередь, служит взаимодействие ложа ледника с подледным рельефом.

По данным изучения снежно-фирновой толщи в шурфах и по ядрам скважин, пробуренных в окрестностях станции Восток, а также в южной части оз. Восток, в ходе научных гляциогеофизических походов, удалось построить сводную региональную климатическую кривую за последние 350 лет. Основная особенность изменчивости климата указанного региона заключается в квазипериодических (40–50 лет) колебаниях температуры воздуха.

Полученные результаты представляют интерес с точки зрения гляциоклиматологии Антарктиды и могут быть использованы при реализации ряда планируемых международных проектов. В частности, полученные данные

о распределении изотопного состава, скорости накопления снега, толщины ледника и подледного рельефа помогут найти оптимальное место для бурения новой скважины в рамках проекта IPICS (Международное партнерство в изучении ледяных кернов) «1.5Ма», направленного на получение древнейшего (до 1,5 млн лет) льда. Один из наиболее приоритетных районов для выполнения нового проекта глубокого бурения – это участок линии тока VFL на расстоянии около 220 км от станции Восток (150 км от Ледораздела В). Сочетание достаточно большой толщины ледника, 3200–3300 м (*Salamatin et al., 2009*), с ожидаемой здесь низкой скоростью снегонакопления предполагает большой возраст льда в придонной части ледника. В то же время, плоский слаборасчлененный рельеф ложа позволяет рассчитывать на ненарушенное залегание этих древних слоев. Другим перспективным районом бурения мы считаем северную часть оз. Восток, где относительно высокая скорость снегонакопления скомпенсирована большой мощностью ледника (4300 м), что означает высокую вероятность получения длинного ненарушенного климатического ряда по керну пробуренной здесь скважины.

К сожалению, логистические проблемы не позволили завершить все планировавшиеся полевые операции. Не удалось довести до Ледораздела В профиль VFL, а также повторно измерить высоту снегомерных вех на профиле NVFL. Поэтому, несмотря на завершение МПГ, начатые работы будут продолжены и сфокусированы на следующих основных направлениях:

- 1) завершении работ по линиям тока между оз. Восток и Ледоразделом В;
- 2) построении карт распределения изотопного состава и накопления снега для района подледникового оз. Восток и, менее детально, для района деятельности РАЭ, ограниченного пунктами Прогресс, Купол В, Восток и Мирный;
- 3) анализе полученных данных с целью поиска оптимального места для нового проекта глубокого бурения в Центральной Антарктиде;
- 4) более мелкомасштабных и детальных гляциогеофизических исследованиях наиболее интересных участков: в районе предполагаемого глубокого бурения новой скважины, в зоне мега-дюн, расположенной к востоку и юго-востоку от станции Восток, в районе пересечения линии тока станции Восток с берегом озера;
- 5) расширении района исследования к югу от оз. Восток.

Авторы работы благодарят многочисленных сотрудников РАЭ и ПМГРЭ, в разные годы участвовавших в организации и проведении научных походов, чей тяжелый труд сделал возможным данное исследование. Мы также благодарим О. Каттани, А. Боас, Э. Прилепского и Р. Вайкмяэ за выполненные изотопные анализы, О. Магана за измерение бета-активности в снежных образцах и Т. Ходжер за данные о химическом составе снега. Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ, грант 09-05-13599-офи\_ц.

## Литература

- Екайкин А.А., Липенков В.Я. «Рельефообусловленные» колебания характеристик снежной толщи в Антарктиде // *Материалы гляциол. исследований*. 2004. Вып. 97. С. 35–43.
- Екайкин А.А., Липенков В.Я., Барков Н.И. и др. Изотопный состав поверхностного слоя снежной толщи в районе станции Восток, Центральная Антарктида // *Материалы гляциол. исследований*. 2001. Вып. 90. С. 69–79.
- Екайкин А.А., Липенков В.Я., Кузьмина И.Н. Реконструкция температуры воздуха и аккумуляции снега в центральной Антарктиде по результатам изотопных и стратиграфических исследований снежной толщи в шурфах на станции Восток // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2003а. № 74. С. 40–65.
- Екайкин А.А., Липенков В.Я., Пети Ж.Р. и др. 50-летний цикл в изменениях аккумуляции и изотопного состава снега на станции Восток // *Материалы гляциол. исследований*. 2003б. Вып. 94. С. 163–173.
- Екайкин А.А., Липенков В.Я., Саватюгин Л.М. и др. Новые данные о составе, строении и механизме образования конжеляционного льда над подледниковым озером Восток // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2009 (в печати).
- Екайкин А.А., Липенков В.Я., Сократова И.Н. и др. Изотопный состав снега и льда в Антарктиде: климатический сигнал и пост-депозиционный шум // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2007. № 76. С. 96–105.
- Лейченко Г.Л., Беляцкий Б.В., Попков А.М. и др. Геологическая природа подледникового озера Восток в Восточной Антарктиде // *Материалы гляциол. исследований*. 2005. Вып. 98. С. 81–91.
- Липенков В.Я., Барков Н.И., Саламатин А.Н. История климата и оледенения Антарктиды по результатам изучения ледяного керна со станции Восток // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2000. Вып. 72. С. 197–236.
- Липенков В.Я., Екайкин А.А., Барков Н.И. и др. О связи плотности поверхностного слоя снега в Антарктиде со скоростью ветра // *Материалы гляциол. исследований*. 1998. Вып. 85. С. 148–158.
- Липенков В.Я., Шибавев Ю.А., Саламатин А.Н. и др. Современные климатические изменения, зарегистрированные в вариациях температуры верхнего 80-метрового слоя ледниковой толщи на станции Восток // *Материалы гляциол. исследований*. 2004. Вып. 97. С. 44–56.
- Мандрикова Д.В., Липенков В.Я., Попов С.В. Строение ледникового покрова в районе озера Восток (Восточная Антарктида) по данным радиолокационного профилирования // *Материалы гляциол. исследований*. 2005. Вып. 98. С. 65–72.
- Попов С.В. Интерпретация временного радиолокационного разреза с использованием модели распространения сферических электромагнитных волн в трехмерном пространстве // *Материалы гляциол. исследований*. 2008. Вып. 105. С. 3–11.
- Попов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В. и др. Отечественные сейсмические и наземные радиолокационные исследования в Центральной Антарктиде накануне Международного полярного года 2007-2008 // *Материалы гляциол. исследований*. 2007. Вып. 103. С. 107–117.
- Саватюгин Л.М., Веркулич С.Р., Масолов В.Н. и др. Подледниковое озеро Восток (Антарктида): основные результаты геофизических, гляциологических и микробиологических исследований последних лет // *Арктика и Антарктика*. 2003. № 2. С. 63–75.
- Ходжер Т.В., Голобокова Л.П., Осипов Э.Ю. и др. Свидетельства крупнейших вулканических извержений XIX века по данным химического состава снежно-фирновых кернов в районе станции Восток (Антарктида) // *Лёд и снег* 2011. № 1 (113). С. 105–113.
- Цыганова Е.А., Попов С.В., Саламатин А.Н. и др. Результаты радиолокационного зондирования и моделирования течения ледникового покрова Восточной Антарктиды вдоль линии тока, проходящей через станцию Восток // *Лёд и снег*. 2010. № 1 (109). С. 14–29.
- Bell R.E., Studinger M., Tikku A.A. et al. Origin and fate of Lake Vostok water frozen to the base of the East Antarctic ice sheet // *Nature*. 2002. V. 416. P. 307–310.

- Brook E., Wolff E., Dahl-Jensen D. et al. The future of ice coring: International Partnerships in Ice Core Sciences (IPICS) // PAGES News. 2006. № 14. P. 6–10.
- Delmas R., Kirchner S., Palais J. et al. 1000 years of explosive volcanism recorded at the South Pole // Tellus. 1992. V. 44B. P. 335–350.
- Eisen O., Frezzotti M., Genthon C. et al. Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica // Reviews of Geophysics. 2008. V. 46. P. 1–39.
- Ekaykin A.A. Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness. Universite Joseph Fourier. Grenoble, 2003.
- Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Barkov N.I. et al. Spatial and temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of Vostok Station: Implications for ice-core interpretation // Annals of Glaciology. 2002. V. 35. P. 181–186.
- Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Kuzmina I.N. et al. The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok Station over the past 200 years // Annals of Glaciology. 2004. V. 39. P. 569–575.
- Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Petit J.R. et al. Insights into hydrological regime of Lake Vostok from differential behavior of deuterium and oxygen 18 in accreted ice // Journ. of Geophys. Research. 115, CO5003, 1–14, doi: 10.1029/2009JC005329, 2010.
- EPICA: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // Nature. 2004. V. 429. P. 623–628.
- Fisher D.A., Reeh N., Clausen H.B. Stratigraphic noise in time series derived from ice cores // Annals of Glaciology. 1985. V. 7. P. 76–83.
- Frezzotti M., Gandolfi S., Urbini S. Snow megadunes in Antarctica: Sedimentary structure and genesis // Journ. of Geophys. Research. 2002. V. 107, ACL. P. 1–12.
- Jouzel J., Barkov N.I., Barnola J.M. et al. Extending the Vostok ice-core record of paleoclimate to the penultimate glacial period // Nature. 1993. V. 364. P. 407–412.
- Jouzel J., Vaikmae R., Petit J.R. et al. The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica // Climate Dynamics. 1995. V. 11. P. 151–161.
- Karlof L., Isaksson E., Winther J.-G. et al. Accumulation variability over a small area in east Dronning Maud Land, Antarctica, as determined from shallow firn cores and snow pits: some implications for ice-core records // Journ. of Glaciology. 2005. V. 51. P. 343–352.
- Kaczmarska M., Isaksson E., Karlof L. et al. Accumulation variability derived from an ice core from coastal Dronning Maud Land, Antarctica // Annals of Glaciology. 2004. V. 39. P. 339–345.
- Legrand M. Chemistry of Antarctic snow and ice // Journ. de Physique. 1987. V. 48, Cl. P. 77–86.
- Leitchenkov G.L., Belyatskiy B.V., Rodionov N.V. et al. Insight into the geology of the East Antarctic hinterland: a study of sediment inclusions from ice cores of the Lake Vostok borehole // U.S. Geological Survey and U.S. National Academy, 2007. P. 1–4.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D. et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // Nature. 1999. V. 399. P. 429–436.
- Pouchet M., Magand O., Frezzotti M. et al. Radionuclides deposition over Antarctica // Journ. of Environmental Radioactivity. 2003. N 68. P. 137–158.
- Raynaud D., Barnola J.M., Souchez R. et al. The record for marine isotope stage 11 // Nature. 2005. V. 436. P. 39–40.
- Remy F., Shaeffer P., Legresy B. Ice flow physical processes derived from the ERS-1 high-resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets // Geophys. Journ. Intern. 1999. V. 139. P. 645–656.
- Richter A., Fedorov D.V., Dvoryanenko A.K. et al. Observations of ice-flow vectors on inner-continental traverses in East Antarctica // Лёд и снег (Ice and Snow). 2010. № 1. С. 30–35.
- Richter A., Popov S.V., Dietrich R. et al. Observation evidence on the stability of the hydro-glaciological regime of subglacial Lake Vostok // Geophys. Research Letters. 2008. V. 35. P. 1–5.
- Ruth U., Wagenbach D., Mulvaney R. et al. Comprehensive 1000 year climatic history from an intermediate-depth ice core from the south dome of Berkner Island, Antarctica: methods, dating and first results // Annals of Glaciology. 2004. V. 39. P. 146–154.

*Salamatin A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y.* Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica // *Материалы гляциол. исследований.* 2004а. Вып. 97. С. 24–34.

*Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Lipenkov V.Y. et al.* Vostok (Antarctica) ice-core time-scale from datings of different origins // *Annals of Glaciology.* 2004b. V. 39. С. 283–292.

*Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V. et al.* Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica) // *Hondoh T., ed. Physics of Ice Core Records.* Sapporo: Hokkaido Univ. Press, 2009. P. 167–194.

*Stenni B., Proposito M., Gagnani R. et al.* Eight centuries of volcanic signal and climate change at Talos Dome (East Antarctica) // *Journ. of Geophys. Research.* 2002. V. 107, ACL 3. P. 1–14.

*Tikku A.A., Bell R.E., Studinger M. et al.* Ice flow field over Lake Vostok, East Antarctica inferred by structure tracking// *Earth Planetary Science Letters.* 2004. V. 227. P. 249–261.

*Watanabe O., Jouzel J., Johnsen S. et al.* Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles // *Nature.* 2003. V. 422. P. 509–512.

## **Glaciological and geophysical investigations along the ice flow-lines passing through the subglacial lake Vostok**

**A.A. Ekaykin<sup>1</sup>, Yu.A. Shibaev<sup>1</sup>, V.Ya. Lipenkov<sup>1</sup>,  
A.N. Salamatin<sup>2</sup>, S.V. Popov<sup>3</sup>**

---

*1 – Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia*

*2 – Kazan Federal University, Kazan, Russia*

*3 – State Enterprise «Polar Marine Geosurvey Expedition», St. Petersburg, Lomonosov, Russia*

### **Abstract**

One of the central scientific goals of the IPY project named «Glaciological and geophysical investigations along the flow lines passing through subglacial Lake Vostok» was estimation of the recent (the last 200–300 years) trends of the Antarctic climate change and its possible high-frequency (10–102 years) oscillations. The reconstruction of temperature and precipitation was carried out using the technique developed as a result of detailed isotopic and glaciological investigations in snow pits and shallow boreholes drilled during scientific traverses, taking into account new data on spatial distribution of snow isotope content and accumulation rate collected in the course of this project. The reconstructed time-series of temperature and snow accumulation rates has for the first time allowed to characterize regional features of climatic changes in the studied area for the last three centuries. It is established that the regional climate is dominated by quasi-periodical (with the wave-length of 40–50 years) oscillations of temperature and accumulation rate. The cyclic character of the climate change in central Antarctica in the modern epoch is confirmed by the temperature monitoring in the upper 100 m of the glacier thickness, as well as by instrumental measurements of air temperature. The conducted studies has allowed to obtain new data on spatial distribution of accumulation rate and snow isotope content, ice thickness, glacier internal structure, basal conditions and other boundary conditions in the area of lake Vostok and its vicinities. This information is used to identify the existing models of ice sheet flow, as well as to refine the paleoclimate interpretation of deep ice core data.