

**ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СКОРОСТИ
НАКОПЛЕНИЯ И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СНЕГА
В ИНДООКЕАНСКОМ СЕКТОРЕ
ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ, ВКЛЮЧАЯ РАЙОН
ПОДЛЕДНИКОВОГО ОЗЕРА ВОСТОК**

*вед. инж. Д.О. ВЛАДИМИРОВА^{1,2}, канд. геогр. наук А.А. ЕКАЙКИН^{2,1},
канд. геогр. наук В.Я. ЛИПЕНКОВ², д-р геол.-минерал. наук С.В. ПОПОВ³,
науч. сотр. Ю.А. ШИБАЕВ²*

¹ — Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле

² — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: vladimirova@aari.ru

³ — Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Ломоносов. e-mail: sporovb7@yandex.ru

Впервые на основании надежных полевых материалов составлены карты скорости накопления, изотопного состава и плотности снега для Индooкеанского сектора Восточной Антарктиды и, более детально, для района подледникового озера Восток. Анализ этих карт позволил установить региональные закономерности пространственной изменчивости указанных параметров. Обнаружен район минимальных значений изотопного состава и скорости аккумуляции снега. Показано, что в Центральной Антарктиде распределение гляцио-климатических характеристик с трудом подчиняется законам широтной зональности и высотной поясности, а на первое место выходит удаленность от источника влаги. Показан сложный характер взаимосвязи между изотопным составом снега и температурой воздуха в Центральной Антарктиде. Впервые продемонстрировано, что поверхность ледника над подледниковыми озерами является во многом уникальным местоположением с особыми метеорологическими и гляциологическими условиями.

Ключевые слова: Восточная Антарктида, подледниковое озеро Восток, изотопный состав, картирование, пространственная изменчивость, скорость снегонакопления, снежная толща, физические свойства снега.

ВВЕДЕНИЕ

Пространственная изменчивость изотопного состава осадков и снежной толщи полярных районов позволяет судить о путях поступления влаги и метеорологическом режиме изучаемой территории. Это не только имеет фундаментальное значение с точки зрения гляцио-климатологии, но и помогает решать практические задачи — в частности, выбирать наиболее перспективные районы для бурения глубоких скважин и добычи ледяных кернов с целью детальных палеорекоkonструкций в масштабе от десятилетий до 1,5 млн лет, что является одной из ключевых задач проекта IPICS — Международного сотрудничества в области наук о ледяных кернах (International

Partnership in Ice Core Sciences; см. <http://www.pages.unibe.ch/science/initiatives/ipics/index.html>). Изучение современного изотопного состава поверхностного слоя снежной толщи позволяет более надежно интерпретировать получаемые палеогеографические данные об изменении местных температурных условий на основе современной связи изотопного состава осадков с температурой, получать информацию о региональных климатических изменениях и изменениях в гидрологическом цикле (Masson-Delmotte et al., 2008).

Лучшее понимание распределения скорости снегонакопления в Антарктиде важно с точки зрения изучения баланса массы этого материка, ледникового стока и вклада в уровень Мирового океана как за счет потери ледниковых масс, так и за счет эвстатического поднятия из-за снятия ледниковой нагрузки (Monaghan et al., 2006; Krinner et al., 2008). Рассмотрение закономерностей формирования скорости снегонакопления в районе подледникового озера Восток важно для оценки баланса массы ледника и оценки возраста льда в аспекте поиска древнейшего на планете льда, одним из наиболее вероятных мест нахождения которого является Ледораздел Б, примыкающий к району озера.

Закономерности формирования изотопного состава снега, его связи с метеорологическом режимом Центральной Антарктиды, а также пространственной структуры поля снегонакопления являются достаточно хорошо изученными (Екайкин, 2003; Екайкин и др., 1998). О пространственном распределении этих характеристик в Восточной Антарктиде и, в частности, в Индоокеанском секторе известны лишь общие закономерности. Карта распределения изотопного состава поверхностного снега для этой территории, основанная на надежных полевых данных, была построена сравнительно недавно (Wang et al., 2009) в мелком масштабе, не дающем достаточно хорошего разрешения для изучения пространственной изменчивости изотопного состава снега в интересующем нас секторе. Для скорости снегонакопления имеются карты, построенные по данным дистанционного зондирования (Arthem et al., 2006), обобщение по всем научным траверсам, выполненным в Антарктиде, в задачи которых входила оценка баланса массы (Favier et al., 2013), но единой карты, основанной на надежных данных полевых наблюдений, нет.

Данное исследование направлено на представление с помощью картографических методов и интерпретацию пространственного распределения скорости накопления снега и изотопного состава поверхностного слоя снега в Индоокеанском секторе Восточной Антарктиды с более подробным рассмотрением района подледникового озера Восток.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Скорость накопления снега

В настоящей статье под скоростью накопления (аккумуляции) снега мы понимаем баланс массы поверхности ледникового покрова, т.е. разность валовой аккумуляции (осадки, конденсация водяного пара и отложение снега за счет метелевого переноса) и абляции (сток талой воды, испарение и сдувание снега ветром) (Аверьянов, 1990; Швердтфер, 1987).

Для определения скорости накопления снега в Антарктиде применяются две основные методики прямых наблюдений: измерения высоты накопившегося снега за точно известный промежуток времени и стратиграфические исследования в шурфах и скважинах, когда промежуток времени определяется по текстурным, физическим или химическим особенностям соседних горизонтов снежно-фирновой или ледяной толщи. Измерения прироста снежной толщи осуществляются путем последователь-

ного измерения высоты снегомерных вех, установленных в виде профилей или полигонов. Наблюдения в шурфах осуществляются путем стратиграфических описаний и определения границ годовых слоев по сезонным колебаниям изотопного и/или химического составов снега, или его электропроводности. В Центральной Антарктиде, где сезонный сигнал в снежной толще отсутствует, ее датировка производится на основании подсчета стратиграфических слоев. Предварительная датировка затем корректируется по маркерам абсолютного возраста (например, по слоям с повышенной электропроводностью, содержащим продукты извержения известных вулканов).

Изотопный состав поверхностного слоя снега

Под изотопным составом ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) подразумевается разность отношений абсолютной концентрации тяжелых изотопов в образце и стандарте относительно этого отношения для стандарта, выраженная в промилле. Например, для $\delta^{18}\text{O}$:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{sample}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{standard}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{standard}}} \cdot 1000 \text{ ‰}$$

и аналогично для δD . За стандарт принимают океаническую воду Standard Mean Ocean Water (SMOW), в которой концентрации кислорода 18 и дейтерия равны, соответственно, 2005 и 156 ppm.

Поскольку испарение с поверхности океана протекает в неравновесных условиях, возникающих из-за недонасыщения водяного пара по отношению к океанической воде при данной температуре, возникает так называемый кинетический изотопный эффект. Показателем его интенсивности считается эксцесс дейтерия, который принято выражать следующим образом (Dansgaard, 1964): $\text{dxs} = \delta\text{D} - 8 \delta^{18}\text{O}$. Его величина слабо меняется в ходе равновесного процесса конденсации, таким образом сохраняя информацию о температурных условиях в источнике влаги (Jouzel et al., 1982), хотя в Центральной Антарктиде на значение dxs в осадках гораздо большее влияние оказывают местные условия (Salamatin et al., 2004).

Понижение температуры воздушной массы при ее движении из низких широт в высокие приводит к вымыванию из нее влаги, что, в свою очередь, ведет к изотопному фракционированию. Чем больше понижение температуры, тем больше изотопное истощение и тем ниже изотопный состав осадков. Таким образом, в первом приближении принято считать, что изменение изотопного состава осадков отражает изменение местной температуры воздуха.

Полевые материалы

Для исследования пространственной изменчивости изотопного состава, скорости накопления и плотности поверхностного слоя снега нами были использованы следующие материалы: результаты наблюдений по вехам, установленным на трассах Мирный–Восток (1970–1973 гг.) и Прогресс–Восток (с сезона 53-й РАЭ, январь 2008 г.), результаты гляциологических наблюдений, проводившихся в районе подледникового озера Восток в ходе геофизических (радиолокационных и сейсмических) научных походов начиная с 45-й РАЭ (декабрь 1999 г.), гляциологических наблюдений, проводившихся в окрестностях станции Восток во время научных походов на базе снегоходов ski-doo начиная с сезона 57-й РАЭ (январь 2012 г.), эпизодических наблюдений и гляциологических работ в исследуемом секторе начиная с 1980-х гг.

Данные по скорости снегонакопления в районе подледникового озера Восток включают два набора. Первый — надежные значения снегонакопления, полученные в результате речных снегомерных наблюдений и по снежным шурфам, для которых имеется абсолютная датировка снежной толщи.

Второй набор данных включает материалы гляциологических наблюдений (измерение плотности снега и определение стратиграфии снежной толщи) в 37 шурфах, вскрытых во время радиолокационных научных походов в период с 47 по 53-ю РАЭ, для которых нет надежных датировок снежной толщи. В этом случае мы использовали очевидную зависимость между средней толщиной стратиграфического слоя в шурфе и средней скоростью снегонакопления в данной точке.

Из 37 указанных шурфов 28 расположены в районах, надежно обеспеченных данными по снегонакоплению, полученными в результате речных наблюдений и по шурфам с абсолютной датировкой снежной толщи. Мы выявили значимую корреляцию ($r=0,64$) между значениями средней толщины стратиграфических слоев в точке наблюдения и скоростью снегонакопления в этой же точке. Эта зависимость была использована для расчета скорости снегонакопления по всем 37 точкам из второго набора данных, которые затем были добавлены в общую базу данных скорости снегонакопления в районе озера Восток и использованы для построения соответствующей карты. Использование толщины стратиграфических слоев как величины скорости снегонакопления напрямую не представляется возможным, поскольку в районах с малой скоростью аккумуляции вероятность пропуска годовых слоев составляет 15–20 % (Екайкин и др., 1998).

В настоящую работу также включены данные по скорости снегонакопления в Индоокеанском секторе Антарктиды, содержащиеся в опубликованной базе данных по балансу массы Антарктиды (Favier et al., 2013), и данные по изотопному составу поверхностного снега, также опубликованные в базе данных для всего Антарктического континента (Masson-Delmotte et al., 2008; Xiao et al., 2012).

Таким образом, для Индоокеанского сектора была получена база данных, состоящая из 1286 точек данных по снегонакоплению и 718 точек по изотопному составу поверхностного снега. Для района подледникового озера Восток количество точек наблюдений составляет, соответственно, 226 и 305.

Измерения изотопного состава в лаборатории

Измерения изотопного состава поверхностного снега проводились на лазерных анализаторах изотопного состава Picapo L1102-i и L2120-i в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) Арктического и антарктического НИИ. В данном приборе применяется технология абсорбционной спектроскопии по затуханию света (WS-CRDS) (детальное описание доступно на сайте <http://www.picapo.com>). Более ранние измерения образцов, полученных до появления описанной технологии, были проведены при помощи классического масс-спектрометрического метода, основанного на определении отношения массы к заряду ионов. Масс-спектрометрические измерения были проведены в Лаборатории наук о климате и окружающей среде (ЛНКОС), Сакле, Франция. Во всех случаях точность измерений была не хуже 0,5 и 0,05 ‰ для дейтерия и кислорода 18 соответственно, что на 1–2 порядка меньше естественной изменчивости.

Построение карт

Имеющиеся у нас данные были использованы для построения набора карт с помощью программного обеспечения Surfer-11: карты скорости снегонакопления, изотопного состава поверхностного снега для Индоокеанского сектора и для района

подледникового озера Восток, а также карты значений плотности поверхностного снега и эксцесса дейтерия только для района озера Восток.

Координаты точек наблюдений и отбора образцов были преобразованы из географических (широта — долгота, nn, mm°) в плоские прямоугольные ($X-Y, m$) по методике Б.С. Кузьмина, Б.А. Литвинова (1961), основанной на применении уравнения связи географических координат и прямоугольных для одной точки к рассматриваемому участку эллипсоида с выбором центрального меридиана, по которому получается наименьшее искажение.

Особенностью анализируемых параметров является наличие естественного шума в рядах, не позволяющего интерполировать значения между соседними точками и требующего пространственного сглаживания. Естественный шум обусловлен влиянием форм снежного микро- и мезорельефа, возникающих из-за эолового воздействия, а также наличием постдепозиционных эффектов. Для пространственного сглаживания всех наборов данных, кроме данных по аккумуляции снега над озером Восток, был применен фильтр дубликатов (*duplicate filter*), определяющий среднее арифметическое значение картируемого параметра в радиусе 5–15 км для карт по району озера Восток и 20 км для карт по всему сектору. Для данных по скорости снегонакопления в районе озера Восток был применен метод спектрального анализа (*singular spectrum analysis — SSA* (Broomhead, King, 1986; Fraederich, 1986; Vautard, Ghil, 1989)) в программном обеспечении *AnalySeries 2.0.8* (Paillard, 1996), позволивший разделить ряд на частотные компоненты, на общий нелинейный тренд и случайный шум, не имеющий периодичности, который и был удален из данных по профилю VFL, проходящему вдоль линии тока ледника в южной части озера, и S51 в центральной части подледникового озера Восток.

Графическое отображение полученных параметров было осуществлено путем гридирования, т.е. создания целостной математической модели исследуемого параметра (грида) с постоянством шага по осям плоских прямоугольных координат. Для определения величины шага (размера ячейки грида) существуют несколько методик в зависимости от исходных данных и картографируемого параметра (Hengl, 2006). Нами был применен способ определения, основанный на величине картографируемой площади, количестве точек данных и вероятности встречи пар случайно распределенных точек на определенном расстоянии. Все карты, представленные в настоящей статье, построены с превышением точности грида (уменьшением размера пикселя), рекомендуемого для случайно распределенных точек данных, активных после сглаживания, на 5–10 км для сектора и 0,2–3,5 км для района озера Восток (см. табл. 1).

Построение карт было осуществлено геостатическим методом кригинга. При интерполяции значений между узлами грида методом кригинга значению в каждой реальной точке данных приписывается определенный вес, зависящий от расстояния от узла до точки, достоверности данных, направления естественной изменчивости картографируемого параметра. Анизотропность данных и естественный тренд учитываются через вариограмму. Вариограмма представляет собой меру изменчивости изучаемого параметра и является функцией двух переменных — дистанции между двумя точками наблюдений и направления изменчивости данных (Cressie, 1991). Вариограммное моделирование осуществляется подбором модельной функции к набору точек реальной вариограммной функции. В качестве моделей, описывающих вариограммы, были использованы линейная, рациональная квадратическая и пента-

Характеристики сходных данных и результатов гридирования

Карта, единицы измерения	ИОС_акк., мм в.э./год	ИОС_δ ¹⁸ O, ‰	ОВ_акк., мм в.э./год	ОВ_плотность, г·см ⁻³	ОВ_δ ¹⁸ O, ‰	ОВ_dxs, ‰
Площадь, км ²	1526777	1230603	31574	25893	30762	30570
Размер грида, узлов	100×90	100×65	85×50	85×50	85×50	85×50
Активные данные*	183	214	226	44	111	112
Всего точек наблюдений	1286	718	226	264	305	281
Действительный размер пикселя, км	13,164	13,936	2,77	2,508	2,734	2,725
Рекомендуемый размер пикселя, км	22,835	18,958	2,955	6,065	4,162	4,130
Допуск фильтра	20×20	20×20	SSA	15×15	5×10	5×10
Дубликатов, км	4000	4000	203	100	262,5	262,5
Функция, описывающая вариограмму	пента-сферическая	рациональная квадратическая	пента-сферическая	линейная	пента-сферическая	пента-сферическая
Среднее арифметическое реальных данных	140	-44,6	25,7	0,339	-56,1	14,8
Стандартное отклонение реальных данных	128	10,2	7,8	0,016	1,1	1,4
Среднее арифметическое модельных данных	139	-44,6	25,7	0,338	-56,1	14,8
Стандартное отклонение модельных данных	118	10,1	4,4	0,01	0,8	1
Коэффициент корреляции реальных данных и рассчитанных при гридировании	0,92	0,98	0,54	0,43	0,7	0,7
Стандартное отклонение разности реальных и расчетных значений	50	1,8	6,6	0,015	0,8	1

* Данные, оставшиеся для построения грида после фильгрования

сферическая функции как наилучшим образом описывающие реальные распределения точек на вариограммном графике. Вариограммное моделирование используется для количественной оценки пространственной непрерывности данных. На основе вариограммной модели, построенной отдельно для каждого набора данных, было произведено интерполирование значений исследуемого параметра между узлами грида методом кригинга.

Мерой точности карты является ошибка грида (Попов и др., 2007), определяемая как стандартное отклонение разности N реальных измерений Z_i от грида Z'_i :

$$\sigma_G = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (Z_i - Z'_i)^2}$$

Ошибки гридов приведены в таблице 1. Отметим, что наблюдаемая ошибка грида в большей степени связана с естественной изменчивостью данных, а не с погрешностью картирования. Иными словами, полученное стандартное отклонение реальных данных и модельных во всех случаях меньше стандартного отклонения исходных данных, что связано с большой долей шума в рядах (см. выше).

Проверка гридов и точности описания ими тенденций в реальных данных осуществлялась через перекрестную оценку (cross validation), когда из набора реальных данных последовательно исключается по одному значению, рассчитывается интерполированное по указанной вариограммной модели и сравнивается с реальным значением в этой точке. Показателем является коэффициент корреляции между расчетными данными и реальными. Кроме того, в расчет принималось изменение дисперсии данных, которая должна была снижаться, т.к. естественные ряды, как было указано выше, обладают естественным шумом, а целью было выделить общие пространственные тенденции в рядах.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изотопный состав поверхностного слоя снега в Индоокеанском секторе

В пространственном распределении изотопного состава поверхностного слоя снега в Индоокеанском секторе Антарктиды доминирующим является закон высотной поясности: чем выше, тем ниже температура воздуха, тем ниже изотопный состав осадков, о чем говорят изолинии изотопного состава снега, воспроизводящие изолинии высоты поверхности (рис. 1 цв. вклейки). На рис. 2а показана зависимость δD от высоты для профилей Мирный–Восток, Прогресс–Восток, Южный полюс–Восток и Жонг-Шан–Купол А. Ниже уровня конденсации влаги, т.е. до высоты 1500–2000 м над уровнем моря изотопный состав снега меняется мало, начиная с 2000 м до 3400 м концентрация тяжелых изотопов резко уменьшается с высотой. Выше 3400 м абсолютная высота поверхности перестает быть доминирующим фактором в определении изотопного состава поверхностного снега. Так, на профиле Мирный–Восток после станции Комсомольская высота поверхности изменяется мало, а изотопный состав продолжает уменьшаться, что связано со снижением температуры и увеличением расстояния от берега. На профиле Жонг-Шан – Купол А зависимость от высоты сохраняется, но даже на высоте 4093 м изотопный состав ($\delta^{18}O$), равный $-54,4 \text{ ‰}$, не превышает таковой на Востоке ($-56,5 \dots -57,2 \text{ ‰}$, 3488 м). На профиле Прогресс – Восток изотопный состав монотонно растет с высотой до Купола Б, затем делает петлю. На этом профиле между Куполом Б и Востоком обнаружена по крайней мере одна точка, в которой высота поверхности выше, а изотопный состав ниже, чем на Востоке.

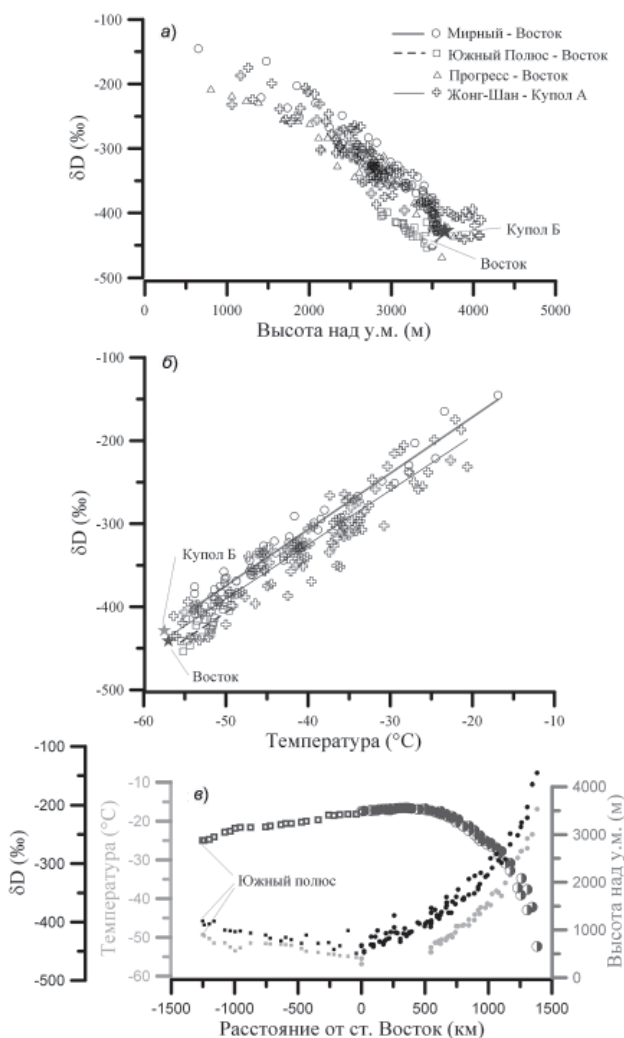


Рис. 2. Зависимость изотопного состава поверхностного снега от абсолютной высоты поверхности ледника (а), приземной температуры (б) и распределение указанных параметров вдоль профиля Мирный — Комсомольская — Восток — Южный полюс (в).

Рассмотрим зависимость изотопного состава снега от температуры для профилей Мирный—Комсомольская, Южный полюс—Восток и Жонг-Шан—Купол А (рис. 2б). От побережья до районов Центральной Антарктиды (до средней годовой температуры около -54 °C) сохраняется строгая линейная зависимость с коэффициентом $6,5-6,8$ ‰/°C (для δD). В Центральной Антарктиде между станциями Комсомольская и Восток этот коэффициент приблизительно в 2,5 раза больше при том, что расположены станции на одной высоте, но разница средних годовых температур составляет $2,9$ °C. Между Востоком и Куполом Б изотопно-температурный коэффициент, напротив, нулевой: Купол Б имеет приблизительно такую же температуру, как Восток, а изотопный состав там выше.

При относительно небольших различиях в средней годовой температуре воздуха на этих станциях на первый план с точки зрения формирования изотопного состава выходят следующие факторы: 1) эффективная температура конденсации: большая часть осадков в Центральной Антарктиде формируется за счет «осадков из ясного неба» (Ekaikin, 2003), образующихся во всей толще слоя инверсии. Эффективная температура конденсации снижается по мере удаления от берега за счет формирования осадков в более низких частях слоя инверсии даже при сохранении одного и того же вертикального профиля температуры; 2) увеличение доли местной влаги в общем количестве осадков по мере удаления от океана, что приводит к снижению их средневзвешенного изотопного состава. 3) соотношение количества осадков разного типа; 4) интенсивность постдепозиционных процессов, т.е. изотопного обмена отложенного снега с водяным паром в районах с малой аккумуляцией снега (Waddington et al., 2002; Town et al., 2008).

Согласно результатам изотопного моделирования (Salamatin et al., 2004), изотопный состав осадков находится также под влиянием условий в источнике влаги: чем ниже температура в месте формирования воздушной массы, тем выше изотопный состав осадков. Так, Южный полюс, находящийся в Тихоокеанском секторе Антарктики, получает влагу из более низких широт, а район станции Комсомольская (Индоеокеанский сектор) — из более высоких широт.

На рис. 2в представлено распределение высоты поверхности, температуры и изотопного состава снега вдоль профиля Южный полюс–Восток–Комсомольская–Мирный. Температура действительно убывает с высотой повсеместно, кроме интервала между станциями Восток и Комсомольская. Наибольшая высота поверхности отмечается между этими станциями, но наименьшие значения температуры и изотопного состава располагаются вблизи (чуть южнее) станции Восток. Возможно, в интервале между Востоком и Комсомольской есть зона еще меньших значений температуры, но, к сожалению, у нас нет данных для этого интервала. Дж. Тёрнер с соавторами (Turner et al., 2009) полагают, что минимальные температуры на Востоке в сравнении со станциями, расположенными выше, могут быть объяснены существованием очень плоской малощероховатой поверхности ледника над подледниковым озером Восток, что подавляет турбулентность и способствует развитию инверсионного слоя. В этом случае в северной части озера должны наблюдаться еще более низкие приземные температуры воздуха.

Поверхностный снег в районе станции Восток, вероятно, характеризуется самым низким изотопным составом во всей Антарктиде. По-видимому, ключевым фактором в данном случае является расстояние от источника влаги. Действительно, удаление Востока от побережья Индоеокеанского сектора Южного океана составляет около 1400 км, тогда как для пунктов Купол А, Купол Б, Купол Фуджи и Комсомольская эта величина составляет, соответственно, 1180, 1020, 1000 и 860 км. Чтобы проверить это предположение, необходимо исследовать изотопный состав снежной толщи в районе Полюса недоступности. Расстояние от Востока до второго возможного источника влаги — района моря Росса — составляет порядка 1300 км, но из-за наличия орографического препятствия на пути движения воздушной массы (Трансантарктических гор) Индоеокеанская воздушная масса, вероятно, преобладает в исследуемом районе.

На карте, составленной Й. Вангом с соавторами (Wang et al., 2009) для всей Антарктиды в Индоеокеанском секторе изотопный состав также подчиняется закону высотной поясности и также обнаруживает нарушения в Центральной Антарктиде.

Отмечаются расхождения реальных значений изотопного состава поверхностного снега с рассчитанным по абсолютной высоте и географической широте местности, которые связываются с местными температурными условиями, различными условиями в источнике влаги и процессами конденсации при движении воздушной массы (Masson-Delmotte et al., 2008), постдепозиционными процессами, метелевым переносом, сложной местной топографией (Eckaykin et al., 2002; Frezzotti et al., 2004; Neumann, Waddington, 2004). Модель обратной траектории воздушной массы (Reijmer et al., 2002) также указывает на Индоокеанский сектор Южного океана как главный источник влаги для района ст. Восток. Согласно (Morgan et al., 1997) нарушения на ледоразделах могут наблюдаться из-за влияния орографической тени на воздушные массы, пересекающие ледораздел, но в нашем случае скорее склон Ледораздела Б задерживает приходящие воздушные массы, вследствие чего на участке трассы Комсомольская — Прогресс наблюдается изгиб в изолиниях изотопного состава.

Скорость снегонакопления в Индоокеанском секторе

На рис. 3 цвет. вклейки показана карта скорости снегонакопления для Индоокеанского сектора Антарктиды. Как и изотопный состав, скорость накопления снега подчиняется закону высотной поясности. Нарушения этой закономерности отмечаются в Центральной Антарктиде: минимум накопления тяготеет к минимуму изотопного состава, поскольку, по-видимому, на них влияет одна и та же причина — удаленность от источника влаги. Также наблюдаются аномалии в краевых частях ледника, связанные с частотой прохождения циклонов и/или с интенсивностью метелевого выноса снега. Природа сохраняющихся при различных типах вариограммного моделирования изгибов изолиний в южных частях профилей Прогресс — Восток и Жонг-Шан — Купол А пока остается необъясненной.

Интересно, что полученная нами средняя скорость накопления снега в Индоокеанском секторе (140 мм в.э./год) совпадает со значениями, определенными Р. Артерном с соавторами (Arthern et al., 2006) и Дж. Чёрчем с соавторами (Church et al., 2001) для всей Антарктиды: 143 ± 4 мм в.э./год и 149 мм в.э./год соответственно. Составленная ранее карта скорости снегонакопления для всей Антарктиды (Arthern et al., 2006) предполагает резкое убывание скорости снегонакопления в прибрежных районах, большие значения скорости аккумуляции снега на материковом склоне, примыкающем к шельфовому леднику Шеклтона (250–450 мм в.э./год), по сравнению со склоном, примыкающим к заливу Прюдс (350–200 мм в.э./год), и пространственную гомогенность поля скорости снегонакопления на большей территории Индоокеанского сектора с скоростью аккумуляции порядка 20–200 мм в.э./год, что совпадает с полученными нами тенденциями. Отмечено также (Arthern et al., 2006), что поле снегонакопления сильно сглажено, т.к. в действительности существует сильные локальные неоднородности, связанные с влиянием метеорологических факторов, которые присутствовали и в наших рядах.

Изотопный состав поверхностного снега в районе подледникового озера Восток

Распределение изотопного состава снега в районе подледникового озера Восток в первом приближении подчиняется закону широтной зональности: в южной и северной частях озера изолинии простираются субширотно, причем концентрация тяжелых изотопов увеличивается с юга на север (рис. 4). Нарушение зональности наблюдается в центральной части озера, где расстояние между изолиниями увеличивается, градиент становится менее резким и простирается в субмеридиональном направлении.

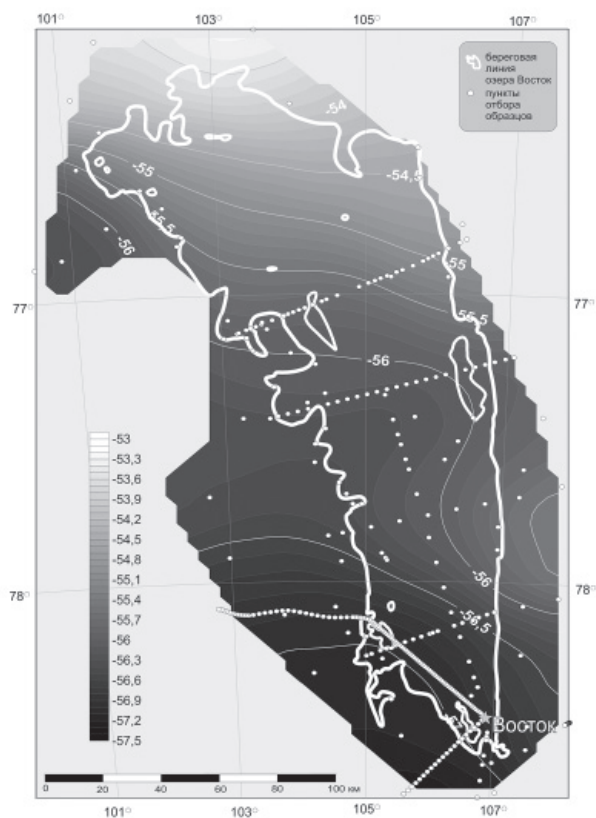


Рис. 4. Распределение изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, ‰) поверхностного снега в районе подледникового озера Восток.

Представленная здесь карта хорошо совпадает с предыдущей версией, опубликованной в (Екайкин и др., 2011), но включает значительно больший объем данных. Существует одно существенное отличие между двумя версиями карты изотопного состава поверхностного снега: в карте 2011 г. ось минимальных значений изотопного состава проходит через станцию Восток, простираясь в западно-северо-западном направлении. Это было интерпретировано как расположение в данном районе границы раздела воздушных масс, приходящих из Индийского и Тихого океанов. В нынешней версии карты благодаря новым данным видно, что минимум изотопного состава расположен к юго-западу от станции за пределами карты, что также может быть отмечено по карте изотопного состава снега для Индоокеанского сектора (рис. 1). Таким образом, весь исследуемый район находится в зоне влияния Индийского океана. По-видимому, влияние Тихого океана ограничено наличием барьера (Трансантарктических гор), вследствие чего воздушные массы из Тихого океана поступают в обход, через Южный полюс.

Интересно, что в районе озера Восток нарушается закон высотной поясности, так ярко проявляющийся в Антарктиде в континентальном масштабе (см. выше). Действительно, при движении на север высота ледника увеличивается, и одновременно растет концентрация тяжелых изотопов. Очевидно, в данном случае широтный эффект и расстояние от берега перевешивают высотный эффект.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от $-53,5\text{‰}$ на севере озера до $-57,2\text{‰}$ на его крайнем юге. Такое изменение изотопного состава соответствует изменению приземной температуры, равному $4,6\text{ °C}$, согласно изотопно-температурному градиенту, установленному для исследуемого сектора (рис. 2), или же изменению температуры конденсации, равному $3,0\text{ °C}$, согласно изотопному моделированию (Salamatin et al., 2004). Очень мало вероятно, что климат меняется так сильно в пределах этого относительно небольшого региона. Вероятно, на пространственную изменчивость изотопного состава снега в районе подледникового озера Восток также оказывают влияние изменение эффективной температуры конденсации и увеличение доли местной влаги в общем количестве осадков.

*Экссесс дейтерия в образцах поверхностного снега
в районе подледникового озера Восток*

Распределение эксцесса дейтерия в изучаемом районе (рис. 5) почти прямо противоположно распределению кислорода 18 (рис. 4), что характерно для процесса фракционирования изотопов при образовании твердых осадков в ледяных облаках (Salamatin et al., 2004). Единственное отклонение от этой зависимости наблюдается в северной части озера: минимум кислорода 18 смещен на северо-запад, а максимум d_xs — на северо-восток озера, однако это может быть обусловлено недостатком данных в этом районе.

Поверхностная плотность снега в районе подледникового озера Восток

В отличие от предыдущих характеристик, плотность поверхностного слоя снега (рис. 6) характеризуется ярко выраженным азональным распределением. Плотность снега ниже над зеркалом озера ($< 0,335\text{ г/см}^3$), чем за его пределами ($> 0,335\text{ г/см}^3$). Согласно (Липенков и др., 1998), плотность снега зависит в первую очередь от климатических факторов — скорости ветра и температуры воздуха. Но климатический режим в районе озера Восток на площади $15,7\text{ тыс. км}^2$ не может существенно различаться. Мы предполагаем, что такое распределение плотности снега связано с наклоном поверхности ледника, составляющим $0-0,5\text{ м/км}$ над акваторией озера, что гораздо меньше наклона за его пределами ($> 1,5\text{ м/км}$). Это, вероятно, приводит к изменению поля катабатических (связанных с силой тяжести, а не с барическим полем) ветров: над плоской, почти горизонтальной, поверхностью озера они затухают, что уменьшает плотность снега.

Скорость снегонакопления в районе подледникового озера Восток

На рис. 7 представлена карта скорости накопления снега в районе озера Восток. Распределение этого параметра характеризуется сочетанием зональности и азональности, что может быть связано как с климатическими причинами, так и с недостатком и неравномерным распределением точек наблюдения. Измерение скорости снегонакопления предполагает либо минимум двукратное посещение пункта для установки и повторного измерения высоты снегомерной вехи, либо проведение трудоемких работ по откопке снежных шурфов и бурению скважин. Кроме того, по своей природе скорость снегонакопления обладает довольно большой пространственной изменчивостью, существенно возрастающей в местах с большим пространственным градиентом наклона поверхности (Екакин et al., 2012), например, вблизи береговой черты озера Восток.

В первом приближении скорость накопления снега подчиняется закону широтной зональности: с юго-юго-запада на северо-северо-восток скорость снегонакопления увеличивается приблизительно в 1,5 раза, с 23 мм в.э./год в районе станции Восток до 34 мм в.э./год на северной оконечности озера. В отличие от изотопного состава, минимум накопления снега к юго-западу от станции выражен нечетко вследствие большой пространственной изменчивости вдоль профиля SW (в юго-западном на-

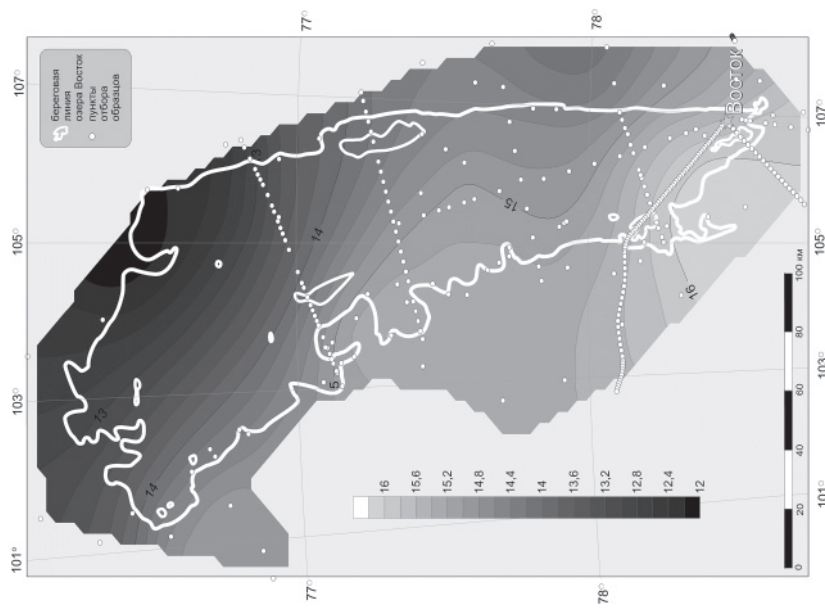


Рис. 5. Эквесс дейтерия (‰) в поверхностном снеге в районе подледникового озера Восток.

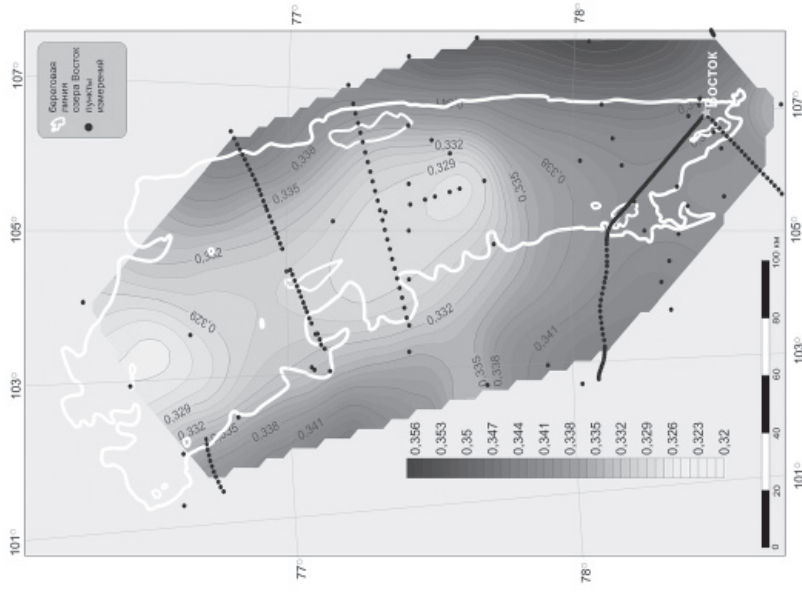


Рис. 6. Поверхностная плотность снега ($\text{г}/\text{см}^3$) в районе подледникового озера Восток.

правлении от ст. Восток). Пространственный градиент скорости накопления очень неравномерный: во всей южной половине озера скорость накопления приблизительно одинаковая (23–26 мм в.э./год), затем на расстоянии всего лишь в 60 км скорость снегонакопления увеличивается на 30 % до 34 мм в.э./год. Предполагается, что такой сильный пространственный градиент связан не с изменением количества осадков, а с интенсивностью метелевого переноса, то есть гляциологические факторы преобладают над климатическими.

На рис. 8 представлен спутниковый снимок района озера Восток (RADARSAT, 1998), на котором ярко выражены следы метелевого переноса снега, особенно интенсивные в средней части озера вблизи того места, где наблюдается сильный пространственный градиент скорости накопления снега (рис. 7). При этом в южной части озера таких следов не наблюдается. В таком случае повышенное накопление в северной части озера может объясняться выносом снега с западного борта озера. Это подтверждается тем фактом, что на большей части профиля NVFL (проходящего от северо-западного берега озера до Купола Б) скорость накопления равна 29 мм в.э./год, и лишь возле берега озера она резко увеличивается до 34–37 мм в.э./год (Екаюкин et al., 2012). По-видимому, скорость накопления 29 мм в.э./год — «нормальное» (обусловленное количеством осадков) значение, а дополнительные 5 мм в.э./год прибавляются за счет метелевого переноса. В таком случае и изменение направления изолиний изотопного состава (рис. 4, 5) в центральной части озера может быть объяснено присутствием привнесенного из района Купола Б снега.

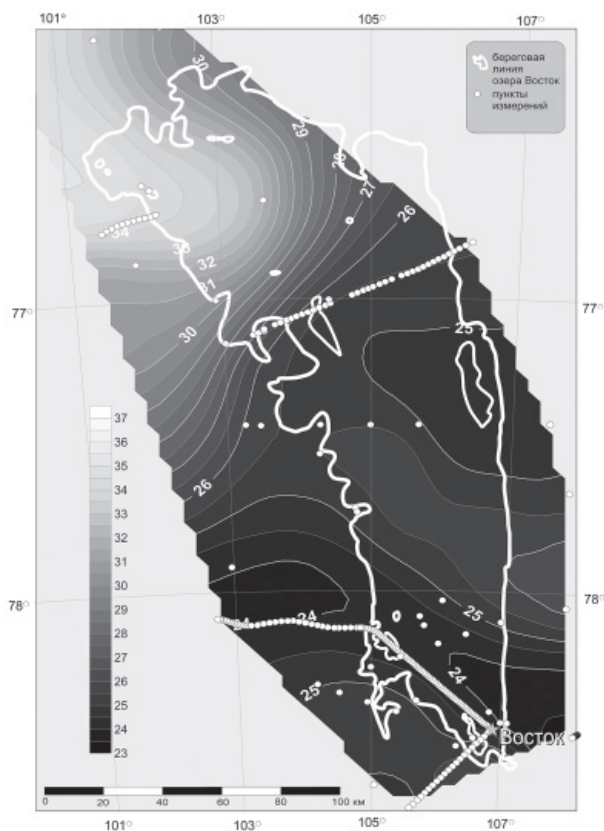


Рис. 7. Скорость снегонакопления (мм в.э./год) в районе подледникового озера Восток.

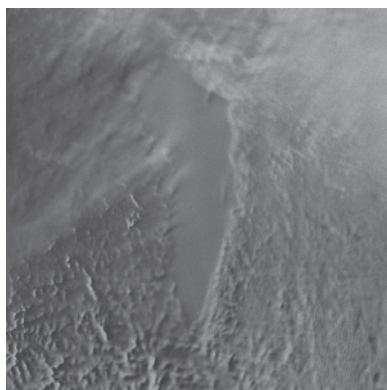


Рис. 8. Спутниковый снимок поверхности ледника района подледникового озера Восток (RADARSAT, 1998).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые на основании надежных полевых данных, получаемых начиная с 25-й САЭ (1970 г.), и результатов лабораторных анализов были построены карты изотопного состава, скорости накопления и плотности снега в Индоокеанском секторе Восточной Антарктиды и, более детально, в районе подледникового озера Восток. Анализ этих карт позволил установить ряд закономерностей пространственной изменчивости указанных параметров.

Показан сложный характер взаимосвязи между изотопным составом снега и температурой воздуха в Центральной Антарктиде (области с температурами ниже около 54 °С), где распределение гляцио-климатических характеристик с трудом подчиняется законам широтной зональности и высотной поясности, а на первое место выходит удаленность района от источника влаги.

Обнаружено, что область минимума изотопного состава и скорости накопления снега находится не в ближайших окрестностях станции Восток, как считалось ранее, а в юго-юго-западном секторе от Востока на удалении не менее 40 км. Район подледникового озера Восток находится преимущественно под влиянием Индоокеанской воздушной массы, а граница раздела Тихоокеанской и Индоокеанской воздушных масс проходит не над акваторией озера Восток, а ближе к Южному полюсу.

Полученные результаты указывают на необходимость более подробного изучения района между станциями Восток и Комсомольская в аспекте пространственной изменчивости изотопного состава поверхностного снега и его связи с температурой воздуха и высотой поверхности, принимая во внимание нарушение здесь закона высотной зональности. Кроме того, для проверки преимущественного влияния расстояния от источника влаги необходимо уточнение изотопного состава снега в районе Полюса недоступности как наиболее удаленного от берега пункта в Восточной Антарктиде. Наиболее важной задачей последующих исследований является объяснение закономерностей формирования изотопного состава и скорости накопления снега во внутриматериковой части Индоокеанского сектора Восточной Антарктиды.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 13-05-00607. Авторы благодарят участников Российской антарктической экспедиции и Полярной морской геологоразведочной экспедиции за помощь в полевых работах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьянов В.Г.* Гляциоклиматология Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 220 с.
- Екайкин А.А., Липенков В.Я., Барков Н.И.* Пространственно-временная структура поля снежнонакопления в районе станции Восток, Восточная Антарктида // Вестник СПбГУ. 1998. Сер. 7. Вып. 4 (28). С. 38–50.
- Екайкин А.А., Липенков В.Я., Барков Н.И., Пети Ж.Р., Массон В.* Изотопный состав поверхностного слоя снежной толщи в районе станции Восток, Центральная Антарктида // МГИ. 2001. Вып. 90. С. 69–79.
- Екайкин А.А., Шибяев Ю.А., Липенков В.Я., Саламатин А.Н., Попов С.В.* Гляциогеофизические исследования линий тока льда, проходящих через подледниковое озеро Восток // Полярная криосфера и воды суши. М.: Paulsen, 2011. С. 48–69.
- Кузьмин Б.С., Литвинов Б.А.* Руководство по геодезии. Изд-во ВИА, 1961. 721 с.
- Липенков В.Я., Екайкин А.А., Барков Н.И., Пурше М.* О связи плотности поверхностного слоя снега в Антарктиде со скоростью ветра // МГИ. 1998. Вып. 85. С. 148–158.
- Попов С.В., Харитонов В.В., Масолов В.Н., Лейченко Г.Л., Котляков В.М., Москалевский М.Ю.* Проект ABRIS: ледниковый покров и коренной рельеф района куполов Аргус, Конкордия, Титан и Фуджи (Восточная Антарктида) // МГИ. 2007. Вып. 103. С. 75–86.
- Швердтфегер В.* Погода и климат Антарктики. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 264 с.
- Arthern R.J., Winebrenner D.P., Vaughan D.G.* Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. P. 1–10.
- Bull C.* Snow accumulation in Antarctica // Research in the Antarctic. Washington, DC: Am. Assoc. for the Adv. of Sci., 1971. P. 367–421.
- Broomhead D.S., King G.P.* Extracting qualitative dynamics from experimental data // Physica D. 1986. Vol. 20. P. 217–236.
- Church J.A., Gregory J.M., Huybrechts P., Kuhn M., Lambeck K., Nhuan M.T., Qin D., Woodworth P.L.* Changes in Sea Level, In Climate Change 2001: The Scientific Basis // Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. P. 641–693.
- Cressie N.A.C.* Statistics for Spatial Data. New York: John Wiley and Sons, 1991. 928 p.
- Dahe Q., Petit J. R., Jouzel J., Stievenard M.* Distribution of stable isotopes in surface snow along the route of the 1990 International Trans-Antarctica Expedition // J. Glaciol. 1994. Vol. 40. № 134. P. 107–118.
- Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. Vol. 16. P. 436–468.
- Ding M., Xiao C., Li Y., Ren J., Hou S., Jin B., Sun B.* Spatial variability of surface mass balance along a traverse route from Zhongshan station to Dome A, Antarctica // Journal of Glaciology. 2011. Vol. 57. № 204. P. 658–666.
- Екайкин А.А., Липенков В.Я., Шибяев Ю.А.* Spatial distribution of the snow accumulation rate along the ice flow lines between Ridge B and Lake Vostok // Лед и снег. 2012. Вып. 4. С. 122–128.
- Екайкин А.А.* Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness // PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, 2003. 136 p.
- Екайкин А.А., Липенков В.Я., Кузьмина И.Н., Petit J.R., Masson-Delmotte V., Johnsen S.J.* The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station over the past 200 years // Ann. Glaciol. 2004. Vol. 39. P. 569–575.
- Favier V., Agosta C., Parouty S., Durand G., Delaygue G., Gallée H., Drouet A.-S., Trouvilliez A., Krinner G.* An updated and quality controlled surface mass balance dataset for Antarctica // The Cryosphere. 2013. № 7. P. 583–597.
- Fraedrich K.* Estimating the dimension of weather and climate attractors // J. Atmos. Sci. 1986. Vol. 43. P. 419–432.

- Frezzotti M., Pourchet M., Flora O., Gandolfi S., Gay M., Urbini S., Vincent C., Becagli S., Gragnani R., Proposito M., Severi M., Traversi R., Udisti R., Fily M.* New estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements // *Clim. Dyn.* 2004. Vol. 23 (7–8). P. 803–813.
- Frezzotti M., Scarchilli C., Becagli S., Proposito M., Urbini S.* A synthesis of the Antarctic surface mass balance during the last 800 yr // *The Cryosphere.* 2013. Vol. 7. P. 303–319.
- Ghil et al.* Advanced spectral methods for climatic time series // *Reviews of geophysics,* 2002. Vol. 40. P. 1-1–1-41.
- Higham M., Craven M.* Surface Mass Balance and Snow Surface Properties from the Lambert Glacier Basin Traverses 1990–94 // *Antarctic CRC Research report 9.* 1997. P. 1–129.
- Jouzel J., Merlivat L., Lorius C.* Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum // *Nature.* 1982. Vol. 299. № 5885. P. 688–691.
- Hengl T.* Finding the right pixel size // *Computers and Geosciences.* 2006. Vol. 32 (9). P. 1283–1298.
- Krinner G., Guicherd B., Ox K., Genthon C., Magand O.* Influence of oceanic boundary conditions in simulations of Antarctic climate and surface mass balance change during the coming century // *J. of Climate.* 2008. Vol. 21. P. 938–962.
- Lorius C.G., Lambert R., Hagemann L., Merlivat, Ravoire J.* Dating of firn layers in Antarctica: Application to the determination of the rate of snow accumulation // *International Symposium on Antarctic Glaciological Expedition, Int. Coun. of Sci. Unions, Hannover, U.S.A., 3–7 Sept., 1968.* P. 3–15.
- Masson-Delmotte V., Hou S., Ekaykin A.A., Jouzel J., Aristarain A., Bernardo R.T., Bromwich D., Cattani O., Delmotte M., Falourd S., Frezzotti M., Gallee H., Genoni L., Isaksson E., Landais A., Helsen M., Hoffmann G., Lopez J., Morgan V., Motoyama H., Noone D., Oerter H., Petit J.R., Royer A., Uemura R., Schmidt G.A., Schlosser E., Simoes J.C., Steig E., Stenni B., Stievenard M., van den Broeke M., van de Wal R., van den Berg W.-J., Vimeux F., White J.W.C.* A review of Antarctic surface snow isotopic composition: observations, atmospheric circulation and isotopic modeling // *J. of Climate.* 2008. Vol. 21. № 13. P. 3359–3387.
- Medhurst T.G.* Glaciological measurements in western Wilkes Land, Antarctica // *ANARE Research Notes.* 1985. № 28. P. 174–179.
- Monaghan A.J., Bromwich D.H., Wang S.H.* Recent trends in Antarctic snow accumulation from polar MM5 simulations // *Philos. T. R.* 2006. Soc. A. Vol. 364. P. 1683–1708.
- Morgan V.I.* Antarctic ice sheet surface oxygen isotope values // *J. Glaciol.* 1982. Vol. 28. P. 315–323.
- Neumann T.A., Waddington E.D.* Effects of firn ventilation on isotopic exchange // *J. Glaciol.* 2004. Vol. 169. P. 183–194.
- Paillard D.* Macintosh program performs time-series analysis // *Eos.* 1996. Vol. 77. № 39. P. 379.
- Petit J.R., White J.W.C., Young N.W., Jouzel J., Korotkevich Y.S.* Deuterium excess in recent Antarctic snow // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. P. 5113–5122.
- Pourchet M., Bartarya S.K., Maignan M., Jouzel J., Pinglot J.F., Aristarain A.J., Furdada G., Kotlyakov V.M., Mosley-Thompson E., Preiss N., Young N.W.* Distribution and fall-out of ¹³⁷Cs and other radionuclides over Antarctica // *J. Glaciol.* 1997. Vol. 43. P. 435–445.
- RADARSAT Antarctic Mapping Project // Proc. of the Post Antarctic Imaging Campaign-1 Working Group Meeting. BPRC Report.* 1998. 40 p.
- Reijmer H., van den Broeke R., Scheele M.P.* Air parcel trajectories and snowfall related to five deep drilling locations in Antarctica based on the ERA-15 dataset // *J. of Clim.* 2002. Vol. 15. P. 1957–1968.
- Salamatina A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya.* Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica // *MGI.* 2004. Vol. 97. P. 24–34.

- Smith B.T., van Ommen T.D., Morgan V.I.* Distribution of oxygen isotope ratios and snow accumulation rates in Wilhelm II Land, East Antarctica // *Ann. Glaciol.* 2002. Vol. 35. P. 107–110.
- Town M.S., Waddington E.D., Walden V.P., Warren S.G.* Temperatures, heating rates and vapour pressures in near-surface snow at the South Pole // *J. Glaciol.* 2008. Vol. 54 (186). P. 487–498.
- Turner J., Anderson P., Lachlan-Cope T., Colwell S., Phillips T., Kirchgaessner A., Marshall G.J., King J.C., Bracegirdle T., Vaughan D.G., Lagun V., Orr A.* Record low surface air temperature at Vostok Station, Antarctica // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. D24102. P. 1–14.
- Vautard R., Ghil M.* Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics, with applications to paleoclimatic time series // *Physica D.* 1989. Vol. 35. P. 395–424.
- Waddington E.D., Steig E.J., Neumann T.A.* Using characteristic times to assess whether stable isotopes in polar snow can be reversibly deposited // *Ann. Glaciol.* 2002. Vol. 35. P. 118–124.
- Wang Y., Hou S., Masson-Delmotte V., Jouzel J.* A new spatial distribution map of $\delta^{18}\text{O}$ in Antarctic surface snow // *Geophys. Res. Letters.* 2009. Vol. 36. L06501. P. 1–5.
- Xiao C., Ding M., Masson-Delmotte V., Zhang R., Jin B., Ren J., Li C., Werner M., Wang Y., Cui X., Wang X.* Stable isotopes in surface snow along a traverse route from Zhongshan station to Dome A, East Antarctica // *Climate Dynamics.* 2013. Vol. 41. P. 2427–2438.
- Young N.W.* Measured velocities of interior East Antarctica and the state of mass balance within the I.A.G.P. area // *J. Glaciol.* 1979. Vol. 24. № 90. P. 77–87.
- Young N.W., Pourchet M., Kotlyakov V.M., Korolev P.A., Dyurgerov M.B.* Accumulation distribution in the IAGP area, Antarctica: 90° E-150°E // *Ann. Glaciol.* 1982. Vol. 3. P. 333–338.

D.O. VLADIMIROVA, A.A. EKAYKIN, V.YA. LIPENKOV, S.V. POPOV, YU.A. SHIBAEV

**SPATIAL VARIABILITY OF THE ACCUMULATION RATE
AND ISOTOPIC COMPOSITION OF THE SNOW IN INDIAN OCEAN SECTOR
OF EAST ANTARCTICA INCLUDING THE VICINITY
OF SUBGLACIAL LAKE VOSTOK**

For the first time on the base of reliable field data the maps of accumulation rate, isotopic composition and density of the snow were built for Indian ocean sector of East Antarctica and particularly for the vicinity of subglacial lake Vostok. Interpretation of these maps allowed us to assume regional regularities of the variability of defined parameters. The area of minimum values of the isotopic composition and accumulation of the snow was found. It was also shown that in Central Antarctica the distribution of glaciological and climatic characteristics does not obey well the rules of latitudinal and altitudinal zonality and is predominantly controlled by distance to the moisture source. The complicated interconnection between snow isotopic composition and surface air temperature in Central Antarctica was depicted. It was demonstrated for the first time that the surface of the glacier above subglacial lakes presents a unique locality with special meteorological and glaciological conditions.

Keywords: East Antarctica, subglacial Lake Vostok, isotopic composition, mapping, spatial variability, accumulation rate, snow thickness, physical properties of snow.

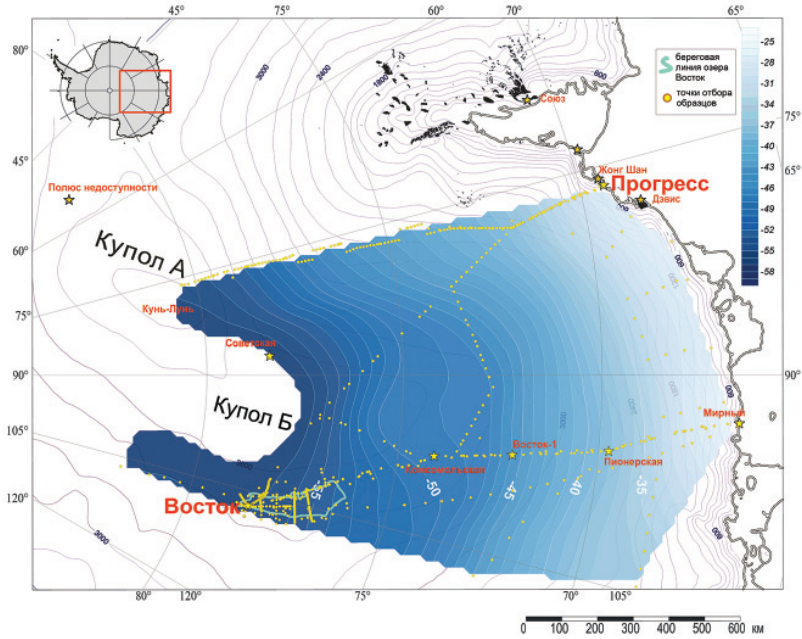


Рис. 1. Изменения изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, ‰) поверхностного снега в Индоокеанском секторе Восточной Антарктиды.

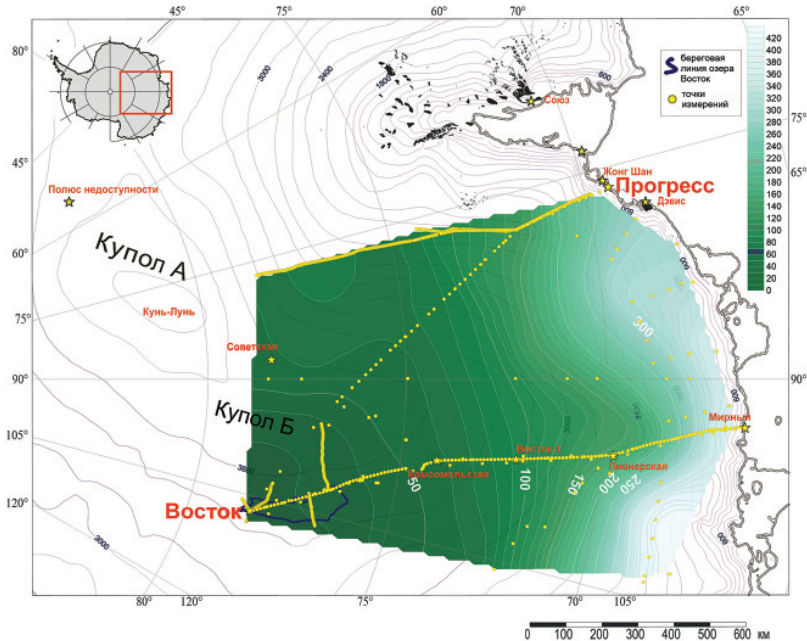


Рис. 3. Скорость снегонакопления (мм в.э./год) в Индоокеанском секторе Восточной Антарктиды.