

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.583.2

doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-149-158

Климатическая изменчивость в эпоху МИС-11 (370–440 тыс. лет назад) по данным изотопного состава (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{17}O$) ледяного керна станции Восток

© 2018 г. А.Н. Верес^{1,2*}, А.А. Екайкин^{1,2}, Д.О. Владимирова¹⁻³, А.В. Козачек¹,
В.Я. Липенков¹, А.А. Скакун^{1,4}

¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;

²Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;

³Центр льда и климата, Институт Нильса Бора, Университет Копенгагена, Копенгаген, Дания;

⁴Главная (Пулковская) астрономическая обсерватория Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

*veres@aari.ru

Climatic variability in the era of MIS-11 (370–440 ka BP) according to isotope composition (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{17}O$) of ice from the Vostok station cores

A.N. Veres^{1,2*}, A.A. Ekaykin^{1,2}, D.O. Vladimirova¹⁻³, A.V. Kozachek¹,
V.Ya. Lipenkov¹, A.A. Skakun^{1,4}

¹Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia; ²Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia; ³Centre for Ice and Climate, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen, Copenhagen, Denmark;

⁴The Central Astronomical Observatory of the Russian Academy of Sciences at Pulkovo, Saint Petersburg, Russia

*veres@aari.ru

Received November 2, 2017

Accepted February 22, 2018

Keywords: *Antarctica, ice cores, Marine Isotope Stage 11, paleoclimate, stable water isotopes.*

Summary

The results of detailed isotopic studies of ice core samples from the Vostok station (East Antarctica) related to the MIS-11 era (the 11th sea isotope stage, i.e. 370–440 thousand years ago) are presented. Reconstruction of paleoclimatic conditions in this period of time was performed using the method of interpretation of the results of isotopic studies of ice, developed by the authors of the article, which is based on the joint analysis of three independent parameters: δD , d-excess, ^{17}O -excess. The isotopic composition (δD) and the deuterium excess depend on the following three meteorological parameters – the condensation temperature near the Vostok station, relative humidity, and the sea surface temperature at the source of moisture, whereas ^{17}O -excess depends only on the first two parameters. Accordingly, the proposed method of interpretation allows reconstructing the paleoclimatic conditions (the condensation temperature and surface air temperature at the Vostok station; sea surface temperature and relative humidity above the ocean) in two different regions in past epochs. For the first time, data on minor fluctuations in the relative humidity of the air in the moisture source throughout the MIS-11 era were obtained. The data resulted from the interpretation demonstrated that the relative humidity fluctuated within the measurement error of $\pm 5\%$. Reconstructed climatic conditions in the era of MIS-11 were compared with published data for stations Vostok and Concordia, as well as with the marine core data from 94-607 DSDP and ODP 177-1090. The results obtained on the basis of isotopic analysis of ice cores from stations Vostok and Concordia indicated that in the optimum MIS-11 the air temperature was 4 °C higher, and in the Termination V – 8 °C lower than the present-day values. The similarity of data between the marine columns DSDP 94-607 (North Atlantic), ODP 177-1090 (South Ocean) and our results points to the global nature of changes in the sea surface temperature during the MIS-11 era. The coordination of the above results proves the high quality of the methods developed by the authors for measuring and interpreting the isotope composition of ice.

Citation: Veres A.N., Ekaykin A.A., Vladimirova D.O., Kozachek A.V., Lipenkov V.Ya., Skakun A.A. Climatic variability in the era of MIS-11 (370–440 ka BP) according to isotope composition (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{17}O$) of ice from the Vostok station cores. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (2): 149–158. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-149-158

Ключевые слова: Антарктида, ледяной керн, морская изотопная стадия 11, палеоклимат, стабильные изотопы воды.

Представлены результаты детальных изотопных исследований 2 тыс. образцов ледяного керна со станции Восток, относящихся к эпохе МИС-11 (370–440 тыс. л.н.). Обсуждаются методики измерения ^{17}O -эксцесс на лазерном анализаторе, а также интерпретации изотопного состава, основанные на совместном анализе трёх независимых параметров: δD , $d\text{-excess}$ и ^{17}O -excess. Реконструированы климатические условия в окрестностях станции Восток и в месте испарения влаги (над океаном). Полученные результаты сравниваются с опубликованными результатами по станциям Восток и Конкордия, а также с данными по морским колонкам DSDP 94-607 и ODP 177-1090.

Введение

Глобальные изменения климата нашей планеты в плейстоцене проявляются в чередовании ледниковых и межледниковых периодов — тёплых и холодных эпох, которым соответствуют морские изотопные стадии (МИС), установленные в результате многочисленных исследований колонок морских донных осадков. Детальное изучение межледниковий позднего плейстоцена по морским и континентальным отложениям преследует две цели: а) установить факторы, влияющие на продолжительность тёплых эпох; б) понять, как климатические условия могли бы измениться в будущем без антропогенного воздействия на климат планеты. Основные характеристики, по которым прошлую тёплую эпоху сравнивают с голоценом, это — температура воздуха и количество приходящей солнечной радиации, зависящее от орбитальных параметров Земли и во многом определяющее продолжительность и структуру межледниковья.

В последнее время особое внимание климатологов привлекает 11-я морская изотопная стадия (МИС-11), поскольку считается, что условия МИС-11 схожи с условиями современного межледниковья (МИС-1) [1]. В частности, орбитальные параметры Земли в эту отдалённую от нас эпоху (370–440 тыс. лет назад) были очень близки современным орбитальным параметрам. Поэтому МИС-11 рассматривается как один из ближайших орбитальных аналогов голоцена. Информацию о климатических условиях в эпоху МИС-11 получают в результате анализа морских и континентальных отложений, а также ледяных кернов Восточной Антарктиды. Например, относительная концентрация $\delta^{18}\text{O}$ в карбонате раковин фораминифер зависит от температуры и изотопного состава морской воды; последний, в свою очередь, меняется в зависимости от объёма континентального льда на Земле [2]. Спориво-пыльцевой анализ древних отложений позволяет установить, в каких

пределах происходили колебания температуры воздуха на той или иной территории [3, 4]. Среди других источников палеоклиматических данных ледяные керны наиболее информативны [1, 5].

На протяжении последних 60 лет образцы ледяных кернов анализируются с помощью изотопного метода с целью изучения изменчивости климатических условий в прошлом. Достоверность полученной информации во многом зависит от методики интерпретации изотопных данных. Известно, что изотопный состав льда зависит от климатических условий не только в месте выпадения атмосферных осадков, но и в источнике влаги. В работе [6] впервые предложена методика палеоклиматической интерпретации изотопных данных, учитывающая связь относительной концентрации дейтерия и эксцесса дейтерия во льду с климатическими параметрами в источнике влаги и в месте выпадения осадков. Такой подход позволил надёжно реконструировать температуру в этих двух удалённых друг от друга областях [7].

Последние 10 лет внимание исследователей привлекает такой изотопный параметр, как ^{17}O -excess, который представляет собой превышение относительной концентрации ^{17}O над равновесным значением и рассчитывается по формуле

$$\frac{^{17}\text{O-excess}}{10^6} = \ln \left(\frac{\delta^{17}\text{O}}{1000} + 1 \right) - 0,528 \ln \left(\frac{\delta^{18}\text{O}}{1000} + 1 \right). \quad (1)$$

Считается, что этот параметр содержит информацию об изменении относительной влажности воздуха в источнике влаги. Известно, что ^{17}O -excess почти не зависит от температуры в источнике влаги, но очень чувствителен к колебаниям относительной влажности воздуха: при повышении относительной влажности воздуха на 10% значение ^{17}O -excess уменьшается на 10 ppm [8]. Однако интерпретировать данный параметр, учитывая влияние только относительной влажности воздуха, невозможно. К подоб-

ному выводу пришли авторы статьи [9], которые показали, что при таком подходе относительная влажность воздуха при переходе от последнего ледникового максимума (МИС-2) к голоцену (МИС-1) должна была бы измениться на нереалистично большую величину (20%).

В настоящей работе представлены новые детальные изотопные данные, а также первые результаты измерения относительной концентрации кислорода-17 ($\delta^{17}\text{O}$) и параметра ^{17}O -excess в керне со станции Восток в диапазоне глубин, соответствующем МИС-11. Впервые выполнен совместный анализ относительной концентрации дейтерия (δD), эксцесса дейтерия ($d\text{-excess} = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$) и ^{17}O -excess, который позволил реконструировать временные ряды аномалий температуры поверхности океана и относительной влажности воздуха в источнике влаги и ряды аномалий температуры конденсации и приземной температуры воздуха в районе станции Восток в рассматриваемую климатическую эпоху.

Методика

Образцы ледяного керна из скважины 5Г-1 на станции Восток отбирались непрерывно в интервале глубин 3200–3400 м с разрешением 10 см. Общее число образцов составило около 2 тысяч. Данный диапазон глубин охватывает полный период развития МИС-11 (370–440 тыс. л.н.). Анализ изотопного состава образцов проводился в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) ГНЦ АНИИ на двух лазерных анализаторах – Picarro L2120-i и Picarro L2140-i, последний из которых был закуплен в 2015 г. на средства гранта РФФ № 14-27-00030. Преимущество лазерного анализатора Picarro L2140-i состоит в возможности измерять параллельно с относительной концентрацией δD и $\delta^{18}\text{O}$ и относительную концентрацию $\delta^{17}\text{O}$. Зная относительные концентрации двух стабильных изотопов кислорода – $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$, можно по формуле (1) рассчитать значение параметра второго порядка – ^{17}O -excess. Измерения изотопного состава воды и анализ полученных данных выполнялись по разработанной нами методике [10]. Для расчёта истинных значений изотопного состава проб после измерения каждого пяти образцов измерялся рабочий стандарт. В качестве последнего использо-

ван стандарт VOS ($\delta\text{D} = -440\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -56,8\text{‰}$ и $\delta^{17}\text{O} = -30,42\text{‰}$), калиброванный относительно стандартов МАГАТЭ. В ходе суточного цикла измерений каждый образец измерялся дважды. Данная методика позволяет за сутки анализировать 44 образца и 10 стандартов. Часть образцов (10% общего числа) измерялась повторно для контроля качества измерений. Воспроизводимость результатов составила 0,5‰ для δD и 0,06‰ для $\delta^{18}\text{O}$.

В течение всего периода измерений неоднократно проводилась калибровка приборов для проверки точности измерений и получения коэффициентов калибровки и памяти, которые учитывались при обработке данных. Под «эффектом памяти» подразумевается влияние изотопных значений предыдущего образца на результат измерения последующих образцов [10].

В ЛИКОС АНИИ разработана методика измерения относительной концентрации $\delta^{17}\text{O}$ на лазерном анализаторе Picarro L2140-i, с помощью которой можно определять значения ^{17}O -excess с погрешностью 5 ppm. За одну серию измерений анализируются шесть образцов из исследуемого метрового интервала ледяного керна. Параллельно проводятся измерения стандарта VOS в начале, середине и в конце каждой серии измерений. Образец измеряется не менее 15 раз, а при обработке данных берётся среднее из последних десяти значений для каждой пробы. Экспериментальным путём установлено, что именно такой подход обеспечивает наибольшую точность экспериментальных значений δD , $\delta^{17}\text{O}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Окончательное значение ^{17}O -excess по каждому метру определялось путём осреднения шести значений данного параметра за одну серию. Отметим, что влияние «эффекта памяти» на значение ^{17}O -excess минимально [10], поэтому при обработке исходных данных учитывались только коэффициенты калибровки для δD , $\delta^{17}\text{O}$ и $\delta^{18}\text{O}$. По этой методике получено 47 значений ^{17}O -excess для ледяного керна 5Г-1 в интервале 3200–3400 м (рис. 1, б).

Датирование ледяного керна 5Г-1 в интервале МИС-11. Изотопный состав 2 тыс. образцов ледяного керна 5Г-1 из интервала 3200–3400 м, соответствующего МИС-11, представлен на рис. 1, а. Вновь полученные нами данные были сопоставлены с более ранними измерениями, выполненными по образцам длиной 1 м [5]. Обе изотопные кривые (по δD) согласуются друг с другом, что подтверждает хорошую воспроизводимость

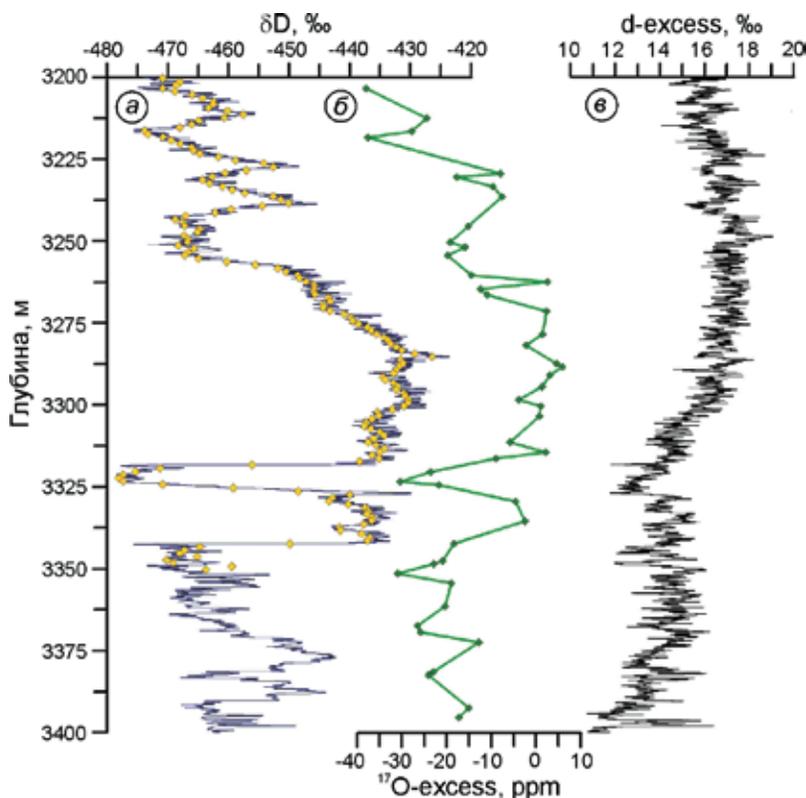


Рис. 1. Вертикальные профили изотопных характеристик льда, измеренных по керну станции Восток в интервале глубин 3200–3400 м:

a – δD : кривая – данные этой работы, полученные с разрешением 10 см; жёлтые ромбы – ранее опубликованные данные [5]; *б* – ^{17}O -excess; *в* – d-excess

Fig. 1. Vertical profiles of isotopic characteristics of the Vostok ice core measurements from 3,200 m to 3,400 m depth:

a – δD : curve – data from this article received with resolution 10 cm; yellow diamonds – previously published records [5]; *б* – ^{17}O -excess; *в* – d-excess

результатов. Кривая ^{17}O -excess получена для МИС-11 впервые, что исключает возможность сравнения её с другими данными, однако схожесть вертикальных профилей ^{17}O -excess и δD (коэффициент корреляции между ними равен 0,86) показывает, что этот параметр несёт в себе климатический сигнал. Резкий провал изотопной кривой в интервале глубин 3318,3–3342,4 м обусловлен нарушением первоначальной последовательности залегания слоёв льда в результате образования перевёрнутой складки в этой части ледника во время его движения от Ледораздела В до озера Восток [11]. В работе [11] показано, что первоначальную форму изотопного профиля можно восстановить путём его инверсии в интервале керна 3318,3–3342,4 м, что и было сделано нами.

Датирование льда в интервале глубин 3200–3272 м (369–407 тыс. л.н.) проведено в соответствии с оптимизированной мульти-сайтовой временной шкалой AICC2012 [12]. До глубины 3350 м предварительное датирование выполнялось с помощью линейной интерполяции между значениями возраста на глубинах 3272 м (407 тыс. л.н.) и 3350 м (440 тыс. л.н.). Возраст льда на горизонте 3350 м определён путём экстраполяции гляциологической шкалы GTS-III до

этой глубины [13]. Сопоставление датированного «восточного» изотопного профиля с надёжно датированным профилем со станции Конкордия (Купол С), полученным по проекту EPICA [14], показало расхождение датировок основных климатических событий на несколько тысяч лет. Учитывая, что в предыдущие эпохи (МИС-1 – МИС-10) эти события происходили синхронно в Восточной Антарктиде (в пределах погрешности датирования) [12, 15], мы считаем, что указанное расхождение связано с погрешностью нашей предварительной временной шкалы для исследуемого интервала керна станции Восток.

Для решения этой проблемы мы синхронизировали керн со станции Восток с керном со станции Конкордия по пяти наиболее характерным изотопным пикам, датированным возрастными 373, 382, 387, 407 и 425 тыс. л.н. с помощью программы AnalySeries 2.0.8 [16]. Полученные таким образом временные ряды для станции Восток, интерполированные с интервалом 1 тыс. лет, показаны на рис. 2, *в* вместе с рядом δD станции Конкордия. Даже после синхронизации двух изотопных профилей остаются некоторые несоответствия в хронологии важных климатических событий. Расхождения наблюдаются при переходе от лед-

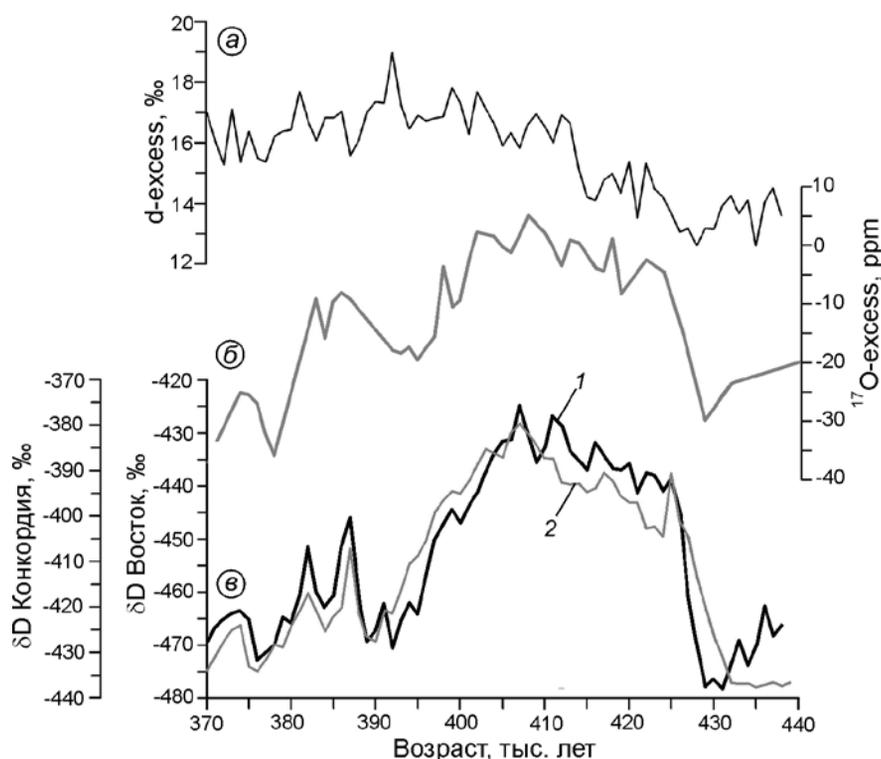


Рис. 2. Временные ряды изотопных характеристик, полученные по керну станции Восток в возрастном диапазоне 370–440 тыс. л.н.: *a* – d-excess; *б* – ^{17}O -excess; *в* – δD : 1 – по керну ст. Восток; 2 – по керну ст. Конкордия [14]

Fig. 2. Time series of isotopic characteristics based on the Vostok ice core measurements over a period of 370–440 ka BP:

a – d-excess; *б* – ^{17}O -excess; *в* – δD : 1 – the Vostok ice core; 2 – the Concordia ice core [14]

никовых к межледниковым условиям (около 430–425 и 427–425 тыс. л.н.) и при переходе от оптимума к более прохладным климатическим условиям (407–390 и 407–389 тыс. л.н.). Обращает на себя внимание наличие двух пиков в оптимум МИС-11 на станции Восток – 407 и 411 тыс. л.н., тогда как на станции Конкордия был только один пик – 407 тыс. л.н. Холодный стадиал около 390 тыс. л.н. длился дольше на станции Восток, чем на станции Конкордия. Вполне вероятно, что такие расхождения могут быть обусловлены реальными климатическими различиями в этих двух регионах Восточной Антарктиды. Наконец, изотопный ряд, полученный по керну станции Восток, древнее 430 тыс. л.н. мог претерпеть искажения за счёт деформаций льда и диффузионного сглаживания сигнала в нижних слоях ледника.

Интерпретация полученных данных и обсуждение

Согласно данным, представленным на рис. 2, *a*, значения d-excess меняются незначительно (в пределах от 13 до 19‰) на протяжении всего межледниковья. Данный параметр несёт информацию о климатических условиях в месте формирования влаги, а также о регионе, где образовывалась

влага. Известно, что значения d-excess уменьшаются при увеличении влажности воздуха и понижении температуры поверхности океана в регионе формирования влаги [17]. Однако использование этого параметра в палеоклиматических интерпретациях осложняется тем, что эксцесс дейтерия зависит также от условий района выпадения атмосферных осадков [10].

Параметр ^{17}O -excess на протяжении МИС-11 менялся синхронно с изотопным составом: наибольшее его значение отмечается в оптимум МИС-11 (408 тыс. л.н.) и равно 5 pptm, а наименьшее составляет –37 pptm в конце эпохи МИС-11. Пока природа изменчивости ^{17}O -excess изучена не до конца. Известно, что данный параметр почти не зависит от температуры конденсации и чувствителен к изменению относительной влажности воздуха в источнике влаги (с градиентом 1 pptm/%) [9].

Первые результаты интерпретации изменений ^{17}O -excess при переходе от максимума последнего оледенения к голоцену (МИС-2 – МИС-1) по данным ледяного керна со станции Восток приведены в работе [9]. Авторы показали, что если при климатической интерпретации ^{17}O -excess учитывать только влияние относительной влажности воздуха, то она должна была измениться на 20%, что маловероятно. Считается, что эпоха

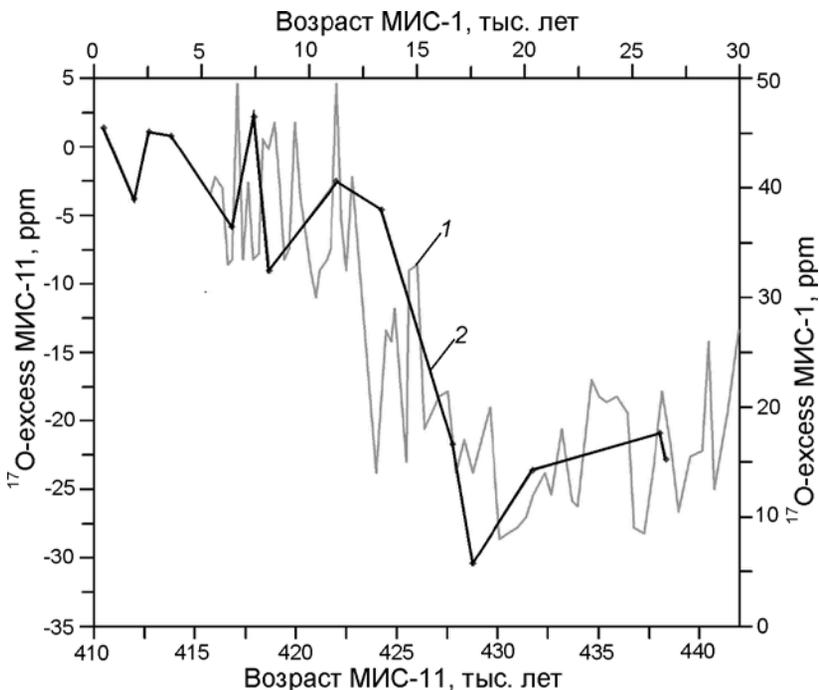


Рис. 3. Изменение ^{17}O -excess в интервалах керн станции Восток, соответствующих изотопным стадиям МИС-1 и МИС-11:

1 – МИС-1 по данным [9]; 2 – МИС-11 по данным этой работы

Fig. 3. Variability of ^{17}O -excess in the Vostok ice core parts corresponding to isotope stages MIS-1 and MIS-11:

1 – MIS-1 data from [9]; 2 – MIS-11 data from this paper

МИС-11 – аналог современного межледникового [1]. На рис. 3 графики изменения ^{17}O -excess при переходах от последнего ледникового максимума к голоцену и от МИС-12 к МИС-11 совмещены таким образом, чтобы облегчить их сравнение [18]. Обращает на себя внимание значительное систематическое расхождение в абсолютных значениях ^{17}O -excess, полученных в ЛИКОС ААНИИ и LSCE (Франция), которое может быть связано с погрешностью рабочих стандартов, используемых в этих лабораториях. Отметим, однако, что систематическая погрешность абсолютных значений ^{17}O -excess никак не влияет на результаты интерпретации полученных данных, поскольку нас интересуют только относительные изменения этого параметра.

Из рис. 3 следует, что в том случае, когда вариации ^{17}O -excess обусловлены только колебаниями относительной влажности воздуха, переходу от МИС-12 к МИС-11 также должны были бы сопутствовать нереалистично большие изменения относительной влажности в источнике влаги – амплитуда изменений ^{17}O -excess, соответствующих этому переходу, составляет 42% (см. рис. 2, б). Можно предположить, что величина ^{17}O -excess зависит также от климатических условий в районе выпадения атмосферных осадков, что не учитывалось в предыдущих работах [9]. Действительно, было показано [19, 20], что значения параметра

^{17}O -excess могут изменяться под влиянием кинетических процессов, возникающих при движении воздушной массы от берега в центральные районы Антарктиды, а также в результате притока стратосферной влаги, которая характеризуется аномально низкими значениями ^{17}O -excess, в центр антарктического высотного циклона. Развивая подход, предложенный в работах [6, 7], в которых впервые был выполнен совместный анализ δD и d-excess для реконструкции климатических условий в районах формирования влаги и выпадения атмосферных осадков, мы включили в рассмотрение дополнительный изотопный параметр ^{17}O -excess. С учётом известных зависимостей трёх изотопных характеристик льда (изотопный состав, d-excess и ^{17}O -excess) от климатических условий в источнике влаги и в месте выпадения атмосферных осадков мы получили систему из трёх уравнений:

$$\begin{cases} \Delta\delta\text{D} = a\Delta T_C + b\Delta\text{SST} + c\Delta\text{RH}_S; \\ \Delta\text{d-excess} = d\Delta T_C + e\Delta\text{SST} + f\Delta\text{RH}_S; \\ \Delta^{17}\text{O-excess} = g\Delta T_C + h\Delta\text{RH}_S, \end{cases} \quad (2)$$

где Δ – отклонение от современных условий; T_C – температура конденсации; SST – температура поверхности океана в зоне формирования влаги; RH_S – относительная влажность воздуха в зоне формирования влаги; a, \dots, h – коэффициенты уравнений линейной регрессии.

Приведём значения коэффициентов линейной регрессии между изотопным составом и климатическими характеристиками, которые получены с помощью простых изотопных моделей [8, 19, 21].

Коэффициенты	Значения
$a, ‰/°C$	10,2
$b, ‰/°C$	-3,2
$c, ‰/‰$	0,36
$d, ‰/°C$	-1,55
$e, ‰/°C$	1,6
$f, ‰/‰$	-0,4
$g, ppm/°C$	3,6
$h, ppm/‰$	-1

Общее решение системы уравнений (2) имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} \Delta T_C &= \Delta\delta D(he/z) - \Delta d\text{-excess}(hb/z) + \\ &+ \Delta^{17}\text{O-excess}(z + hdb - aeh)/(gz); \\ \Delta SST &= \Delta\delta D(z + ecg - aeh)/(bz) - \\ &- \Delta d\text{-excess}(cg - ah)/z + \\ &+ \Delta^{17}\text{O-excess}((cg - ah)(db - ae) - az)/(gbz); \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \Delta RH_S &= -\Delta\delta D(eg/z) + \\ &+ \Delta d\text{-excess}(bg/z) - \Delta^{17}\text{O-excess}(db - ae)/z; \end{aligned}$$

где $z = fbg - dbh - gec + aeh$.

Реконструкция палеоклиматических условий в эпоху МИС-11 проводилась путём подстановки известных нам значений коэффициентов регрессии в уравнения (3):

$$\begin{aligned} \Delta T_C &= -0,08\Delta^{17}\text{O-excess} + 0,363\Delta d\text{-excess} + \\ &+ 0,181\Delta\delta D; \\ \Delta SST &= -0,399\Delta^{17}\text{O-excess} + 1,302\Delta d\text{-excess} + \\ &+ 0,339\Delta\delta D; \\ \Delta RH_S &= -1,287\Delta^{17}\text{O-excess} + 1,302\Delta d\text{-excess} + \\ &+ 0,339\Delta\delta D. \end{aligned} \quad (4)$$

При расчёте палеоклиматических рядов в качестве современных средних значений $^{17}\text{O-excess}$, эксцесса дейтерия и относительной концентрации дейтерия в ледяных отложениях на станции Восток были взяты значения, характерные для современного поверхностного снега, а именно: $-4,3 \text{ ppm}$, $14,5 ‰$ и $-440 ‰$ соответственно. Значения приземной температуры воздуха T_{surf} на станции Восток рассчитывались по формуле (5) [22]:

$$\Delta T_{surf} = \Delta T_C / 0,67. \quad (5)$$

В результате расчётов по формулам (4) и (5) получены ряды аномалий относительной влажности воздуха и температуры поверх-

ности океана в зоне формирования влаги, а также аномалий приземной температуры воздуха и температуры конденсации в районе станции Восток относительно современных значений этих характеристик (рис. 4). Как видно из рис. 4, в-5, приземная температура воздуха в районе станции Восток в максимум межледниковья была на $4 °C$ выше современной, а в конце эпохи МИС-12 – на $8 °C$ ниже её. Таким образом, амплитуда изменений температуры при переходе от МИС-12 к МИС-11 составила $12 °C$, что на несколько градусов выше, чем в работе [7]. Вместе с тем полученные нами результаты совпадают с реконструкцией изменений приземной температуры в этот период времени по данным ледяного ядра станции Конкордия [14].

Температура поверхности океана в месте формирования влаги менялась в достаточно широких пределах: в конце МИС-12 она была на $6 °C$ ниже современных значений, а в оптимуме МИС-11 – на $5-6 °C$ выше. В статье [7] амплитуда изменений SST составляет примерно $3 °C$. По графикам на рис. 4, б-1, в-5 можно видеть, что температура в зоне формирования влаги и приземная температура воздуха на станции Восток изменяются схожим образом (коэффициент корреляции $0,72$).

Информация об изменчивости температуры поверхности океана также основана на результатах изучения морских колонок. Полученную нами по ледяному ядру кривую ΔSST интересно сравнить с рядами SST , реконструированными по данным колонок DSDP 94-607 и ODP 177-1090 (см. рис. 4, б), которые были отобраны в Северной Атлантике и Южном океане соответственно [23, 24]. Графики изменения SST (см. рис. 4, б) в целом схожи между собой, но есть и некоторые расхождения. Наиболее существенные различия наблюдаются на заключительном этапе развития МИС-11. В начальной стадии и оптимуме межледниковья можно отметить запаздывание в изменении температуры поверхности океана между двумя полушариями. Это видно по характерным пикам, датированным в ODP 177-1090 возрастaми 427, 424 и 411 тыс. л.н., а в колонке DSDP 94-607 – 430, 426 и 416 тыс. л.н. Получается, что соответствующие этим пикам события сначала происходили в Северной Атлантике, а спустя несколько тысяч лет – в Южном океане. Амплитуда изменений SST по данным колонки ODP 177-1090 составляла примерно $8,6 °C$, а по данным колонки DSDP 94-607 – $16,5 °C$.

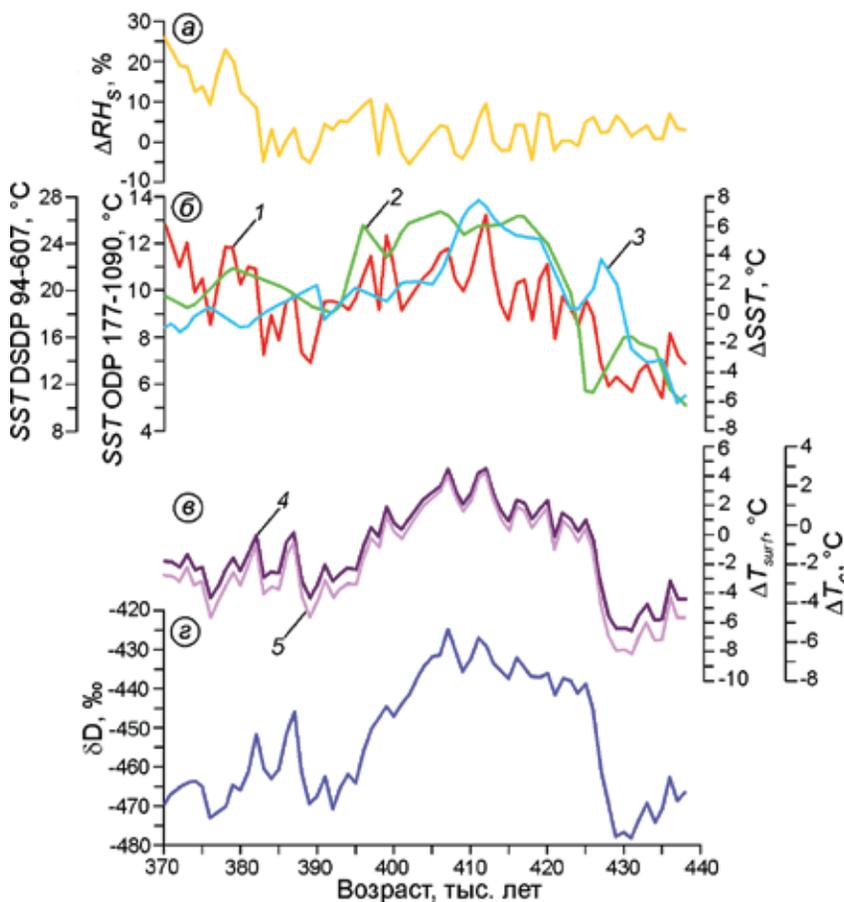


Рис. 4. Ряды палеоклиматических характеристик, реконструированные для эпохи МИС-11 по результатам изотопных исследований ледяного ядра со станции Восток и морских колонок: *a* – относительная влажность воздуха в районе источника влаги ΔRH_S ; *б* – температура поверхности океана: 1 – ΔSST в источнике влаги по данным ядра станции Восток; 2 – SST по данным колонки DSDP 94-607 (Северная Атлантика) [23]; 3 – SST по данным колонки ODP 177-1090 (Южный океан) [24]; *в* – температура воздуха в районе ст. Восток; 4 – температура конденсации влаги ΔT_C ; 5 – приземная температура воздуха ΔT_{surf} ; *г* – содержание δD в ядре станции Восток

Fig. 4. Reconstructed ranges of paleoclimate characteristics during MIS-11 based on isotopic investigations results of the Vostok ice core and the marine cores:

a – relative humidity in the moisture source ΔRH_S ; *б* – sea surface temperature: 1 – ΔSST in the moisture source from the Vostok ice core data; 2 – SST from the marine core DSDP 94-607 record (the North Atlantic) [23]; 3 – SST from the marine core ODP 177-1090 (the Southern Ocean) [24]; *в* – air temperature in the vicinity of Vostok station; 4 – condensation temperature ΔT_C ; 5 – surface temperature ΔT_{surf} ; *г* – deuterium concentration δD in the Vostok ice core samples

Несмотря на разницу в амплитуде, морфологическое сходство кривых SST указывает на глобальный характер изменения температуры поверхности океана в эпоху МИС-11. Хорошая согласованность данных, полученных из двух независимых источников информации двумя разными методами, подтверждает надёжность выполненных реконструкций. Отметим, что реконструированные по данным ледяного ядра вариации ΔSST могут быть связаны не только с изменением температуры в районе образования влаги, но и с изменением географического положения самого района [10]. Увеличение значений d-excess с 12–14 до 15–19‰ также указывает на изменение климатических характеристик в источнике влаги или смену региона (см. рис. 2, *a*). На рис. 4, *a* впервые представлена реконструкция колебаний относительной влажности воздуха над океаном в эпоху МИС-11. По графику параметра ΔRH_S видно, что его значения на протяжении всей 11-й морской изотопной стадии варьируют в пределах $\pm 5\%$. Погрешность значений ^{17}O -excess составляет 5 ‰, что соответствует 5% для значений относительной влажности воздуха.

Таким образом, относительная влажность воздуха над океаном в момент формирования влаги на протяжении всей истории развития МИС-11 (включая переход от МИС-12 к МИС-11) менялась незначительно. Наименьшие колебания влажности воздуха отмечаются на начальном этапе развития МИС-11, наибольшие – в оптимуме. С чем связано повышение значений ^{17}O -excess, отражающего условия в источнике влаги после завершения эпохи МИС-11, пока не установлено.

Заключение

Выполнены измерения изотопного состава (δD , $\delta^{17}O$, $\delta^{18}O$) образцов ледяного ядра со станции Восток, отобранных с разрешением 10 см из интервала глубин 3200–3400 м, который по возрасту отложений соответствует тёплой 11-й морской изотопной стадии. Разработана усовершенствованная методика палеоклиматической интерпретации изотопных данных, основанная на совместном анализе трёх независимых изотоп-

ных параметров льда (δD , d-excess, ^{17}O -excess), вариации которых отражают изменения различных характеристик климата в прошлом. Эта методика позволяет не только реконструировать температуру поверхности океана в районе источника влаги, температуру конденсации осадков и приземную температуру воздуха в районе выпадения осадков, но и получать достоверную информацию об изменении относительной влажности воздуха над океаном в момент испарения влаги.

Установлено, что изменения приземной температуры воздуха в эпоху МИС-11 в районах станций Восток и Конкордия происходили практически одинаково. Реконструированные по результатам анализа ледяного керна со станции Восток вариации температуры поверхности океана в источнике влаги хорошо согласуются с независимыми данными, которые получены по морским колонкам. Это указывает на

надёжность и высокую точность разработанных нами методик изотопных исследований льда и интерпретации полученных данных. Реконструированные значения относительной влажности воздуха над океаном в момент формирования влаги показали, что данный климатический параметр менялся незначительно на протяжении всей истории развития межледниковья МИС-11.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФ, грант № 14-27-00030 «Эволюция климата, оледенения и подледниковой среды Антарктиды по данным исследований ледяных кернов и проб воды озера Восток».

Acknowledgments. This investigation was made under finance support of the Russian Science Foundation, grant № 14-27-00030 «Evolution of climate, glaciation and subglacial environments of Antarctica from the deep ice core and Lake Vostok water sample studies».

Литература

1. EPICA Community Members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // *Nature*. 2004. V. 429. P. 623–628.
2. Lang N., Wolff E.W. Interglacial and glacial variability from the last 800 ka in marine, ice and terrestrial archives // *Climate of the Past*. 2011. V. 7. 361 p.
3. Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P.S., Nowaczyk N.R., Wennrich V., DeConto R.M., Anderson P.M., Andreev A.A., Coletti A., Cook T.L., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Lozhkin A.V., Rosén P., Tarasov P., Vogel H., Wagner B. 2.8 million years of Arctic climate change from Lake El'gygytgyn, NE Russia // *Science*. 2012. V. 337. P. 315–320.
4. Prokopenko A.A., Bezrukova E.V., Khursevich G.K., Solotchina E.P., Kuzmin M.I., Tarasov P.E. Climate in continental interior Asia during the longest interglacial of the past 500 000 years: the new MIS 11 records from Lake Baikal, SE Siberia // *Climate of the Past*. 2010. V. 6. P. 31–48.
5. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. P. 429–436.
6. Cuffey K.M., Vimeux F. Covariation of carbon dioxide and temperature from the Vostok ice core after deuterium-excess correction // *Nature*. 2001. V. 412. P. 523–527.
7. Vimeux F., Cuffey K.M., Jouzel J. New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 203. P. 829–843.
8. Landais A., Barkan E., Vimeux F., Masson-Delmotte V., Luz B. Combined Analysis of Water Stable Isotopes ($H_2^{16}O$, $H_2^{17}O$, $H_2^{18}O$, $HD^{16}O$) in Ice Cores // *Low Temperature Science*. 2009. V. 68. P. 315–327.
9. Landais A., Barkan E., Luz B. Record of $\delta^{18}O$ and ^{17}O -excess in ice from Vostok Antarctica during the

References

1. EPICA Community Members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*. 2004, 429: 623–628.
2. Lang N., Wolff E.W. Interglacial and glacial variability from the last 800 ka in marine, ice and terrestrial archives. *Climate of the Past*. 2011, 7: 361 p.
3. Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P.S., Nowaczyk N.R., Wennrich V., DeConto R.M., Anderson P.M., Andreev A.A., Coletti A., Cook T.L., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Lozhkin A.V., Rosén P., Tarasov P., Vogel H., Wagner B. 2.8 million years of Arctic climate change from Lake El'gygytgyn, NE Russia. *Science*. 2012, 337: 315–320.
4. Prokopenko A.A., Bezrukova E.V., Khursevich G.K., Solotchina E.P., Kuzmin M.I., Tarasov P.E. Climate in continental interior Asia during the longest interglacial of the past 500 000 years: the new MIS 11 records from Lake Baikal, SE Siberia. *Climate of the Past*. 2010, 6: 31–48.
5. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*. 1999, 399: 429–436.
6. Cuffey K.M., Vimeux F. Covariation of carbon dioxide and temperature from the Vostok ice core after deuterium-excess correction. *Nature*. 2001, 412: 523–527.
7. Vimeux F., Cuffey K.M., Jouzel J. New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction. *Earth and Planetary Science Letters*. 2002, 203: 829–843.
8. Landais A., Barkan E., Vimeux F., Masson-Delmotte V., Luz B. Combined Analysis of Water Stable Isotopes ($H_2^{16}O$, $H_2^{17}O$, $H_2^{18}O$, $HD^{16}O$) in Ice Cores. *Low Temperature Science*. 2009, 68: 315–327.
9. Landais A., Barkan E., Luz B. Record of $\delta^{18}O$ and ^{17}O -excess in ice from Vostok Antarctica during the last

- last 150,000 years // *Geophys. Research Letters*. 2008. V. 35. P. L02709: 1–5. doi: 10.1029/2007GL032096.
10. *Ekaykin A.A.* Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии / Ред. В.Я. Липенков. Санкт-Петербург: ААНИИ, 2016. 64 с.
 11. *Raynaud D., Barnola J.-M., Souchez R., Lorrain R., Petit J.-R., Duval P., Lipenkov V.Y.* Palaeoclimatology: The record for marine isotopic stage 11 // *Nature*. 2005. V. 436. P. 39–40.
 12. *Bazin L., Landais A., Lemieux-Dudon B., Toyé Mahamadou Kele H., Veres D., Parrenin F., Martinerie P., Ritz C., Capron E., Lipenkov V., Loutre M.-F., Raynaud D., Vinther B., Svensson A., Rasmussen S.O., Severi M., Blunier T., Leuenberger M., Fischer H., Masson-Delmotte V., Chappellaz J., Wolff E.* An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka // *Climate of the Past*. 2013. V. 9. P. 1715–1731.
 13. *Salamatina A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya.* Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica) // *Physics of ice core records*. 2009. V. 2. P. 167–194.
 14. *Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Hoffmann G., Minster B., Nouet J., Barnola J.M., Chappellaz J., Fischer H., Gallet J.C., Johnsen S., Leuenberger M., Loulergue L., Luethi D., Oerter H., Parrenin F., Raisbeck G., Raynaud D., Schilt A., Schwander J., Selmo E., Souchez R., Spahni R., Stauffer B., Steffensen J.P., Stenni B., Stocker T.F., Tison J.L., Werner M., Wolff E.W.* Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years // *Science*. 2007. V. 317. P. 793–796.
 15. *Watanabe O., Jouzel J., Johnsen S., Parrenin F., Shojik H., Yoshida N.* Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles // *Nature*. 2003. V. 422. P. 509–512.
 16. *Paillard D., Labeyrie L., Yiou P.* Macintosh Program Performs Time-Series Analysis // *EOS. Transaction of the American Geophys. Union*. 1996. V. 77. P. 379.
 17. *Jouzel J., Delaygue G., Landais A., Masson-Delmotte V., Risi C., Vimeux F.* Water isotopes as tools to document oceanic sources of precipitation // *Water Resources Research*. 2013. V. 49. P. 7469–7486.
 18. *Candy I., Schreve D.C., Sherriff J., Tye G.J.* Marine Isotope Stage 11: Palaeoclimates, palaeoenvironments and its role as an analogue for the current interglacial // *Earth-Science Reviews*. 2014. V. 128. P. 18–51.
 19. *Landais A., Ekaykin A., Barkan E., Winkler R., Luz B.* Seasonal variations of ^{17}O -excess and d-excess in snow precipitation at Vostok station, East Antarctica // *Journ. of Glaciology*. 2012. V. 58. P. 725–733.
 20. *Winkler R., Landais A., Risi C., Baroni M., Ekaykin A., Jouzel J., Petit J.R., Prie F., Minster B., Falourd S.* Interannual variation of water isotopologues at Vostok indicates a contribution from stratospheric water vapor // *Proc. of the National Academy of Sciences*. 2013. V. 110. P. 17674–17679.
 21. *Salamatina A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y.* Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica // *Data of Glaciological Studies*. 2004. V. 97. P. 24–34.
 22. *Jouzel J., Merlivat L.* Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Modeling of the isotopic effects during snow formation // *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres*. 1984. V. 89. P. 11749–11757.
 23. Электронный ресурс: <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.52373?format=html#download>
 24. Электронный ресурс: <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.771706>
 - 150,000 years. *Geophys. Research Letters*. 2008, 35 (L02709): 1–5. doi: 10.1029/2007GL032096.
 10. *Ekaykin A.A.* *Stabilnye izotopy vody v gliatsiologii i paleogeografii*. Stable isotopes of water in glaciology and palaeogeography. Ed. V.Ya. Lipenkov. Sankt-Petersburg: AARI, 2016: 64 p. [In Russian].
 11. *Raynaud D., Barnola J.-M., Souchez R., Lorrain R., Petit J.-R., Duval P., Lipenkov V.Y.* Palaeoclimatology: The record for marine isotopic stage 11. *Nature*. 2005, 436: 39–40.
 12. *Bazin L., Landais A., Lemieux-Dudon B., Toyé Mahamadou Kele H., Veres D., Parrenin F., Martinerie P., Ritz C., Capron E., Lipenkov V., Loutre M.-F., Raynaud D., Vinther B., Svensson A., Rasmussen S.O., Severi M., Blunier T., Leuenberger M., Fischer H., Masson-Delmotte V., Chappellaz J., Wolff E.* An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka. *Climate of the Past*. 2013, 9: 1715–1731.
 13. *Salamatina A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya.* Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica). *Physics of ice core records*. 2009, 2: 167–194.
 14. *Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Hoffmann G., Minster B., Nouet J., Barnola J.M., Chappellaz J., Fischer H., Gallet J.C., Johnsen S., Leuenberger M., Loulergue L., Luethi D., Oerter H., Parrenin F., Raisbeck G., Raynaud D., Schilt A., Schwander J., Selmo E., Souchez R., Spahni R., Stauffer B., Steffensen J.P., Stenni B., Stocker T.F., Tison J.L., Werner M., Wolff E.W.* Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*. 2007, 317: 793–796.
 15. *Watanabe O., Jouzel J., Johnsen S., Parrenin F., Shojik H., Yoshida N.* Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature*. 2003, 422: 509–512.
 16. *Paillard D., Labeyrie L., Yiou P.* Macintosh Program Performs Time-Series Analysis. *EOS. Transact. AGU*. 1996, 77: 379 p.
 17. *Jouzel J., Delaygue G., Landais A., Masson-Delmotte V., Risi C., Vimeux F.* Water isotopes as tools to document oceanic sources of precipitation. *Water Resources Research*. 2013, 49: 7469–7486.
 18. *Candy I., Schreve D.C., Sherriff J., Tye G.J.* Marine Isotope Stage 11: Palaeoclimates, palaeoenvironments and its role as an analogue for the current interglacial. *Earth-Science Reviews*. 2014, 128: 18–51.
 19. *Landais A., Ekaykin A., Barkan E., Winkler R., Luz B.* Seasonal variations of ^{17}O -excess and d-excess in snow precipitation at Vostok station, East Antarctica. *Journ. of Glaciology*. 2012, 58: 725–733.
 20. *Winkler R., Landais A., Risi C., Baroni M., Ekaykin A., Jouzel J., Petit J.R., Prie F., Minster B., Falourd S.* Interannual variation of water isotopologues at Vostok indicates a contribution from stratospheric water vapor. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2013, 110: 17674–17679.
 21. *Salamatina A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y.* Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica. *Data of Glaciological Studies*. 2004, 97: 24–34.
 22. *Jouzel J., Merlivat L.* Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Modeling of the isotopic effects during snow formation. *Journ. of Geophys. Research: Atmospheres*. 1984, 89: 11749–11757.
 23. <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.52373?format=html#download>
 24. <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.771706>