

# Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.583.2

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-426>

## Изотопный состав кислорода снежно-фирновой толщи на Восточной вершине Эльбруса

© 2019 г. Ю.Н. Чижова<sup>1\*</sup>, В.Н. Михаленко<sup>2</sup>, Ю.К. Васильчук<sup>3</sup>, Н.А. Буданцева<sup>3</sup>,  
А.В. Козачек<sup>4</sup>, С.С. Кутузов<sup>2</sup>, И.И. Лаврентьев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия; <sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия; <sup>3</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; <sup>4</sup>Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

\*eacentr@yandex.ru

## Isotopic composition of oxygen in snow-and-firn thickness on the Eastern peak of Elbrus, the Caucasus

Yu.N. Chizhova<sup>1\*</sup>, V.N. Mikhailenko<sup>2</sup>, Yu.K. Vasil'chuk<sup>3</sup>, N.A. Budantseva<sup>3</sup>,  
A.V. Kozachek<sup>4</sup>, S.S. Kutuzov<sup>2</sup>, I.I. Lavrentiev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; <sup>2</sup>Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; <sup>3</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; <sup>4</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

\*eacentr@yandex.ru

Received January 31, 2019 / Revised March 29, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: *Elbrus, oxygen isotopes, seasonal variations, snow-firn thickness.*

### Summary

The isotopic composition of oxygen of the snow-and-firn and snow thickness on the Eastern peak of Elbrus had been studied. In 2006–2008, a number of snow samples were taken in the near-peak area of Elbrus to analyze the isotopic composition of them. The drilling was performed at the crater of the Eastern peak in 2006 (64 samples) while in 2017 the samples were taken from snow pit (25 samples). Another core to a depth of 23.8 m was extracted at the Western Plateau (118 samples) for the purpose to compare local  $\delta^{18}\text{O}$  values with samples from the Eastern peak. The  $\delta^{18}\text{O}$  values in the snow-and-firn thickness from the crater of the Eastern peak vary from  $-6.8$  to  $-19.41$  ‰ with the average value of  $-12.61$  ‰. It was revealed that snow layers with extremely low values of  $\delta^{18}\text{O}$  (down to  $-30$  ‰) found on the eastern slope were absent on the western plateau. The loss of part of the annual isotope precipitation signal due to the winter extra light horizons could be caused by two reasons: wind drift of the freshly deposited snow, as well as the absence of part of the winter snowfalls with isotope-light precipitation at altitudes higher 5300 m. Seasonal variations of  $\delta^{18}\text{O}$  values, equal to 12 ‰ and found in the snow-and-firn thickness on the Eastern peak, indicate that formation of the isotopic characteristics of snow is determined here by the equilibrium Rayleigh condensation and this is associated with the annual amplitude of the air temperature by a coefficient of 0.6 ‰/°C. In the isotopic record obtained on the Western plateau of Elbrus, the relationship of values  $\delta^{18}\text{O}$  with the condensation temperature may be disturbed due to the frequent change of the main moisture-bearing air masses. This leads to significantly different  $\delta^{18}\text{O}$  values in precipitation at the same temperatures (the connection of seasonal  $\delta^{18}\text{O}$  values with the annual amplitude of air temperature varies from 0.3 to 1.12 ‰/°C).

**Citation:** Chizhova Yu.N., Mikhailenko V.N., Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Kozachek A.V., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I. Isotopic composition of oxygen in snow-and-firn thickness on the Eastern peak of Elbrus, the Caucasus. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (3): 293–305. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-426>.

Поступила 31 января 2019 г. / После доработки 29 марта 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: *изотопный состав кислорода, сезонные вариации, снег, Эльбрус.*

Установлены сезонные вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$  в снежно-фирновой толще на Восточной вершине Эльбруса от  $-6,8$  до  $-19,41$  ‰ при среднем значении  $-12,61$  ‰. В отличие от Западного плато здесь отсутствуют слои снега с экстремально низкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$ . Потеря части годового изотопного сигнала осадков за счёт зимних экстремально лёгких горизонтов связана с ветровым сносом уже отложенного снега и отсутствием части зимних снегопадов с изотопно лёгкими осадками на высотах более 5300 м.

## Введение

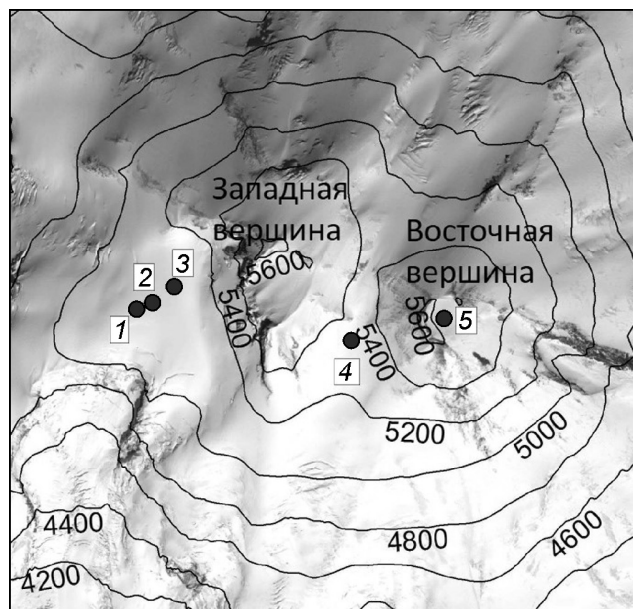
Изотопный состав кислорода атмосферных осадков содержит информацию об условиях конденсации, в том числе о температуре воздуха [1]. Эта климатическая информация особенно надёжно фиксируется в снежных осадках Гренландии и Антарктиды, что сделало ледниковые керны надёжными палеотермометрами. Горные ледники также представляют собой архивы палеоклиматической информации. Бурение ледников в высокогорной части Эльбруса [2, 3] показало, что в изотопной записи по глубокому керну с Западного плато Эльбруса (высота 5115 м над ур. моря) не обнаруживается прямой связи изотопных значений с температурой воздуха. Интерпретация профилей  $\delta^{18}\text{O}$  в ледниковых кернах требует критической оценки влияния постседиментационных процессов, нарушающих первичную изотопную стратификацию. Даже в течение одного сезона аккумуляции такие процессы сглаживают изотопный сигнал отдельных снегопадов, выравнивают изотопный профиль, а в многолетнем масштабе приводят к уменьшению межгодовой вариативности изотопного профиля, что затрудняет использование изотопной записи ледниковых кернов в качестве палеотермометра.

До наступления весеннего таяния и проникновения талой воды в снежную толщу ветровая эрозия и сублимация снега в наибольшей степени контролируют постседиментационную модификацию изотопной стратиграфии снежного покрова. Поскольку зимний снег, как правило, имеет низкую плотность, он более восприимчив к ветровому переотложению [4]. Участки высокогорий, для которых характерны сильные ветры в зимние месяцы, обычно лишены части низких значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ , связанных с выпадением осадков зимнего сезона при низких температурах [5]. В естественном снежном покрове, залегающем на поверхности грунта, геотермальный поток приводит к выраженному

температурному градиенту, переносу пара, перекристаллизации и формированию горизонтов глубинной изморози. Показано, что эти процессы сопровождаются увеличением значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  в нижних частях снежного покрова [6–10]. Отметим, что, в то время как диффузия во льду очень мала, диффузия водяного пара в поровом пространстве снега и фирна примерно в 1000 раз больше и направлена на сглаживание изотопных градиентов, возникающих при сублимации и перекристаллизации снега и фирна [11–13].

При интерпретации изотопных записей по ледниковым кернам, как и по ледниковому льду в целом, одна из важных задач – установление исходного изотопного сигнала осадков. На Эльбрусе формирование начальных изотопных характеристик снежного покрова очень неоднозначно. Ранее установлено, что в свежевыпавшем снеге на южном склоне Эльбруса в отдельные сезоны может наблюдаться проявление высотного изотопного эффекта с разным градиентом  $\delta^{18}\text{O}$ /высота на разных высотных уровнях [14, 15]. При этом в большинстве случаев высотный изотопный эффект вообще не проявлен, а иногда зафиксирован обратный высотный эффект в распределении  $\delta^{18}\text{O}$  в свежем снеге [16]. Подобные особенности в распределении значений  $\delta^{18}\text{O}$  (а также  $\delta^2\text{H}$  и  $d_{\text{ex}}$ ) по высоте в снежном покрове могут быть также связаны с разными механизмами разгрузки воздушных масс на склонах Эльбруса. В 2006–2008 гг. в привершинной области Эльбруса были отобраны образцы снега для исследования их изотопного состава, а в 2006 и 2017 гг. в кратере Восточной вершины отобраны образцы из снежно-фирновой толщи для установления изотопных вариаций.

Наиболее детальные данные о содержании  $^{18}\text{O}$  и  $^2\text{H}$  в снежно-фирновой толще и льду Эльбруса получены по Западному плато. В 2004 г. с помощью неглубокого кернового бурения на Западном плато Эльбруса ( $43^\circ 20' 53,9''$  с.ш.,  $42^\circ 25' 36,0''$  в.д.; абсолютная высота 5115 м, рис. 1), был получен керн до глубины 21,4 м. По результатам исследо-



**Рис. 1.** Схема района исследований.

Привершинная область Эльбруса, точки отбора образцов: 1 – Западное плато скв. 2009 г.; 2 – Западное плато скв. 2004 г.; 3 – Западное плато скв. и шурф 2017 г.; 4 – шурф в седловине Эльбруса в 2006 г.; 5 – скв. 2006 г. и шурф 2017 г. в кратере Восточной вершины Эльбруса. В качестве фона использован снимок Pléiades 08.09.2017 г.

**Fig. 1.** Study area.

Summit area of Elbrus, sampling sites are marked with red circles: 1 – Western plateau, 2009 borehole; 2 – Western plateau, 2004 borehole; 3 – Western plateau, snow pit and borehole in 2017; 4 – snow pit in the col of Elbrus in 2006; 5 – borehole in 2006 and snow pit in 2017 at the eastern crater of Elbrus. Pléiades image 08.09.2017 used as a background

вания изотопного состава кислорода и водорода льда сделан вывод о сохранности климатического сигнала [17]. Позднее, в 2009 г., здесь же в снежно-фирновой зоне льдообразования на той же высоте выполнено бурение и получен ненарушенный керн длиной 181,8 м от поверхности до ложа ледника [2, 3]. Для льда до глубины 106,7 м установлены значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ , показавшие выраженный сезонный сигнал, с помощью которого был датирован керн.

Анализ связи изотопного состава кислорода льда со средневзвешенной по осадкам температурой воздуха на ближайших к Эльбрусу метеостанциях (ГМС) показал, что и для летних, и для зимних сезонов, выделенных по вариациям  $\delta^{18}\text{O}$  в керне, корреляция с температурой незначима [3]. Таким образом, накопление снега на Эльбрусе, с одной стороны, связано с глобальными процессами его переноса в атмосфере на

больших высотах, поэтому не всегда выдерживает сопоставления с метеоинформацией по долинным станциям. С другой стороны, формирование изотопного состава снежного покрова на разных высотных уровнях имеет свои особенности. В настоящей работе исследуется изотопный состав кислорода и водорода снега и фирна из наиболее высокой зоны оледенения Эльбруса и полученные характеристики сопоставляются с полученными ранее на Западном плато.

## Материалы и методы

12 и 13 июля 2006 г. в кратере Восточной вершины Эльбруса на высоте 5600 м в точке с координатами  $43^{\circ}20'54''$  с.ш.;  $42^{\circ}27'18''$  в.д. был заложен снежный шурф, со дна которого пробурена скважина с отбором керна (см. рис. 1). Общая глубина вскрытой толщи составила 6,5 м. Измерены плотность снега и температура снежной толщи; для исследования изотопного состава кислорода отобрано 64 образца. При плотности снега от  $0,25 \text{ г/см}^3$  у поверхности до  $0,6 \text{ г/см}^3$  на глубине 6,3 м водозапас керна до этой глубины составил 3,07 м в.э. Мы используем значения в метрах водного эквивалента для рассмотрения вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  по глубине, поскольку при послойном отборе это даёт возможность рассматривать полную изотопную запись всех выпавших осадков и сопоставить ледниковые и фирновые керны, полученные в зонах с разным снегонакоплением.

Чуть ниже, в седловине Эльбруса, на высоте 5300 м 11 июля 2006 г. был заложен шурф глубиной 1 м с отбором образцов снега на изотопный анализ с разрешением 10 см. В 2007 г. на Западном плато Эльбруса на высоте 5115 м был заложен снежный шурф глубиной 1,8 м. Образцы на изотопный анализ отбирали с разрешением 10 см на следующий день после мощного снегопада, который продолжался три часа и сопровождался грозой. Таким образом, поверхностный снег был свежевypавшим. Согласно непосредственным наблюдениям, осадки выпадали из конвективного облака. В 2008 г. на Западном плато Эльбруса на высоте 5115 м был заложен снежный шурф глубиной 1,9 м, вскрывший сезонную снежную толщу. Плотность снега варьировала от  $0,15$  до  $0,4 \text{ г/см}^3$ , отбор 25 образ-

цов на изотопный анализ проводился с разрешением 10 см. В 2017 г на Западном плато получен керн до глубины 23,8 м (118 образцов).

В летний сезон 2017 г. был пройден шурф на Восточной вершине глубиной 2,5 м. Разрез снежной толщи в шурфе представлен мелко-, среднезернистым и фирнизованным снегом, плотность снега варьировала от 0,31 до 0,57 г/см<sup>3</sup>. Образцы отбирали с разрешением 10 см, глубина отбора в водном эквиваленте составила 1,02 м. Для отбора образцов снега использовали стерильные полиэтиленовые пакеты. Снег плавил на месте отбора при положительной температуре. До начала анализа образцы хранили в холодильнике без замораживания.

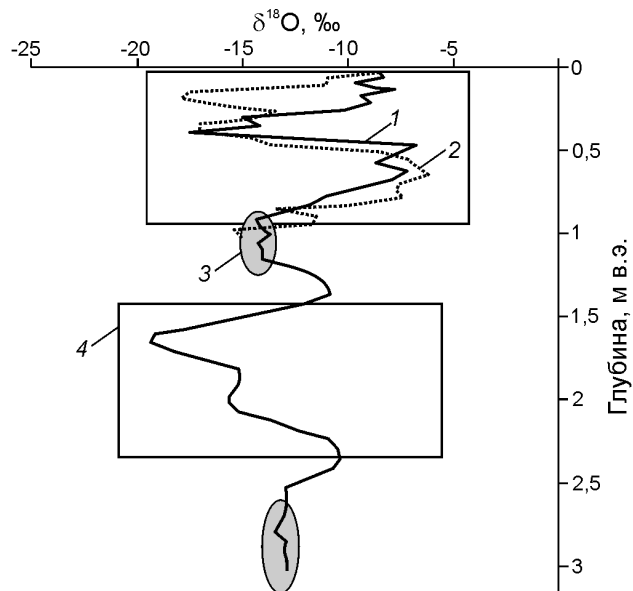
Изотопный анализ образцов 2004 г. выполнен в лаборатории Центра полярных исследований им. Р. Берда Университета штата Огайо в США, изотопные определения образцов 2006 г. и снега из шурфов – в изотопной лаборатории географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Измерения вели в постоянном потоке гелия IRMS-CF на масс-спектрометре Delta-V со стандартной опцией газ-бенч. Образцы 2017 г. исследовали на лазерном анализаторе изотопного состава Picarro L2120-i в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ). Все измерения откалиброваны относительно международных стандартов V-SMOW2, SLAP2. Изотопный состав кислорода выражается в значениях  $\delta^{18}\text{O}$

$$^{18}\text{O} = \delta \left( \frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{обр}} - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{станд}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{станд}}} \right) 100\text{‰}$$

относительно SMOW.

### Результаты и обсуждение

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в керне снежно-фирновой толщи 2006 г. на Восточной вершине изменяются от -6,8 до -19,41 ‰ при среднем значении -12,61 ‰ ( $\pm 2,97$ ). Общий диапазон вариаций по глубине от 0 до 3 м в.э. составил 12,6 ‰ (рис. 2). Судя по распределению значений  $\delta^{18}\text{O}$ , два верхних сезонных пика указывают на два года аккумуляции, которую приблизительно



**Рис. 2.** Распределение значений  $\delta^{18}\text{O}$  в кернах снежно-фирновой толщи Восточной вершины:

1 – полученных в 2006 г.; 2 – то же, в 2017 г.; 3 – относительно однородные участки изотопной кривой 2006 г.; 4 – участки сопоставления вариативности изотопной кривой 2006 г. Шкала глубины приведена в единицах водозапада, м в.э.

**Fig. 2.** The distribution of  $\delta^{18}\text{O}$  values in the snow-ice cores obtained at the eastern crater of Elbrus:

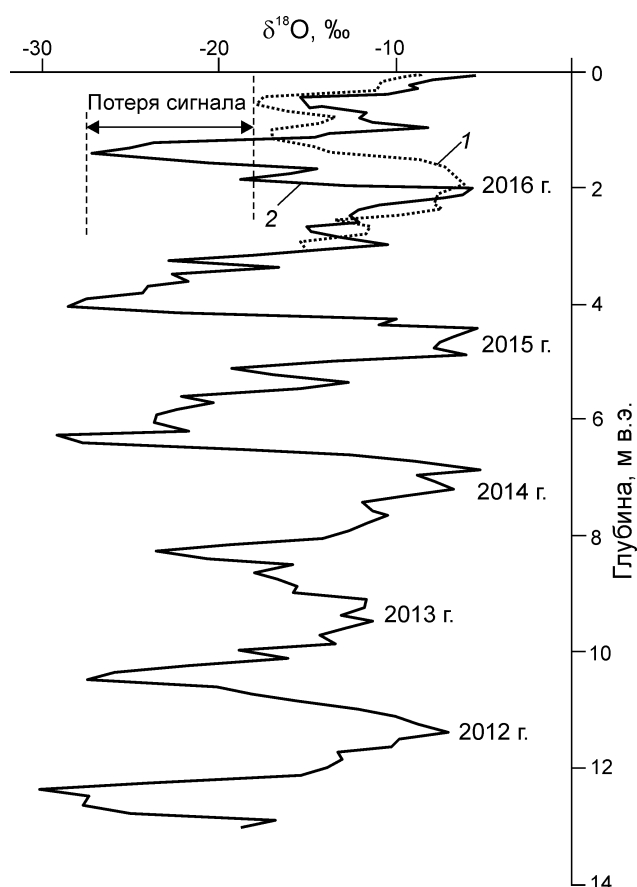
1 – in 2006; 2 – in 2017; 3 – relatively homogeneous sections of the isotope curve of 2006; 4 – sections of comparison of the peaks variation on the curve. The depth is given as m water equivalent

можно оценить в 0,5 м в.э./год. Это значение можно использовать для сопоставления с синхронными данными по Западному плато. Начиная с глубины 1,5 м в.э., на изотопной кривой отражаются процессы сглаживания и осреднения первичного изотопного сигнала осадков. На изотопной кривой выделяются два участка (на глубинах 0,92–1,17 и 2,59–3,07 м в.э.), где значения  $\delta^{18}\text{O}$  однородны. Возможно, снег на этих глубинах представляет собой уплотнённые горизонты (ветровые доски), сформированные либо одним снегопадом, либо метелевым переотложением. Большая мощность этих изотопно-однородных пачек снега, особенно на глубине 2,59–3,07 м в.э., практически равная годовому накоплению снега на Восточной вершине, довольно неожиданна, поскольку трудно предположить, что за один снегопад (представлен однородными значениями  $\delta^{18}\text{O}$  снега) выпала годовая норма осадков. Одно из объяснений такого однородного распределения значений

$\delta^{18}\text{O}$  – сглаживание изотопного профиля процессами диффузии в фирновом пространстве. Однако выраженная гомогенизация отмечена не только на глубинах 2,6–3 м в.э., но и выше по профилю (глубина 0,92–1,17 м в.э.) (см. рис. 2). К сожалению, незначительная глубина керна 2006 г. не позволяет нам сделать более обоснованные предположения.

В снежной толще, опробованной в 2017 г. до глубины 1,02 м в.э., значения  $\delta^{18}\text{O}$  изменяются от  $-6,17$  до  $-17,89$  ‰ при среднем значении  $-12,03 \pm 3,79$  ‰ (см. рис. 2), что численно совпадает с вариациями значений  $\delta^{18}\text{O}$  в верхней части толщи в 2006 г. Судя по сезонным пикам кривой  $\delta^{18}\text{O}$ , в толще 1,02 м в.э. представлено два годовых цикла, что также указывает на величину годового накопления в 0,5 м в.э. в год. Значения  $\delta^2\text{H}$  составляют от  $-29,7$  до  $-127,1$  ‰ (среднее  $-80,1$  ‰). Величина дейтериевого эксцесса ( $d_{\text{exc}} = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$  [1]) изменяется от 12 до 19,7 ‰ (среднее 16,1 ‰). Высокие значения этого показателя характерны для осадков на Эльбрусе ввиду частых заносов воздушных масс из района Средиземного моря, характеризующихся величинами  $d_{\text{exc}} \geq 18$  ‰ [18, 19], а также из-за возможного вклада локальной влаги, которая испарилась на прилегающей к району исследования территории и повторно конденсировалась.

В 2017 г. на Западном плато Эльбруса получен керн до глубины 23,8 м, что соответствует 13 м в.э. его водозапаса. Сопоставление вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  по Восточной вершине с данными, полученными на Западном плато, показывает близкий характер распределения (рис. 3). Для сопоставления сезонных величин  $\delta^{18}\text{O}$  (два годовых цикла) необходимо было привести шкалы к единому масштабу. Известно, что величина снегонакопления на Западном плато выше и составляет в среднем 1,38 м в.э. в год [3]. Для соответствия двух кривых в годовых мощностях снегонакопления мы привели шкалу ординат кривой по Восточной вершине 2017 г. к глубинам (в м в.э.) керна с Западного плато 2017 г. с коэффициентом 2,8 ( $2,8 = 1,38/0,5$ ). Видно, что в снежной толще с Восточной вершины отсутствуют наиболее лёгкие значения  $\delta^{18}\text{O}$ , характерные для Западного плато. Такая же тенденция отмечается и в многолетнем масштабе, если сравнить значения  $\delta^{18}\text{O}$ , полученные в данной работе с опубликованными ранее матери-



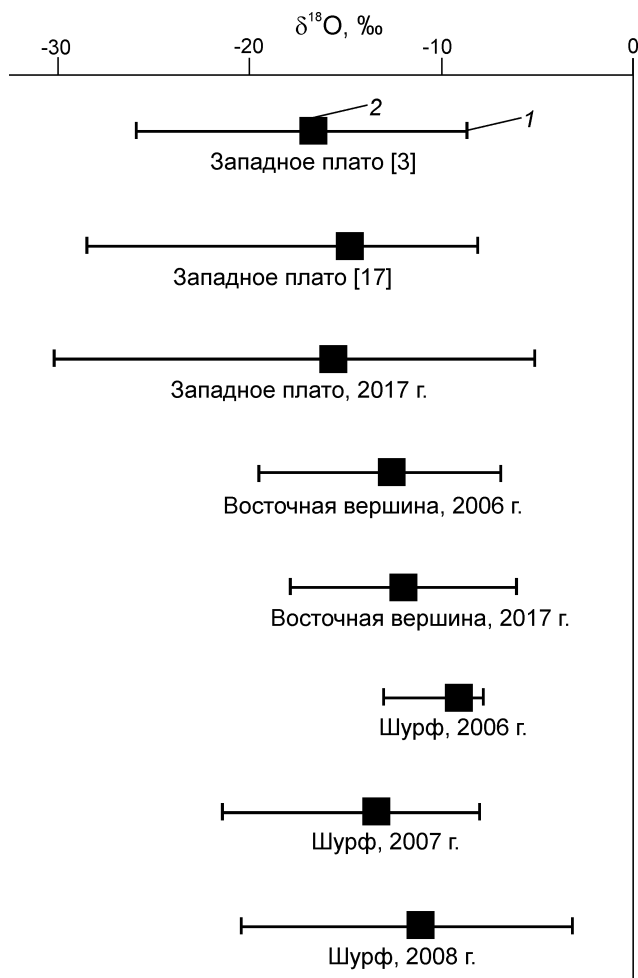
**Рис. 3.** Сопоставление значений  $\delta^{18}\text{O}$  в снежно-фирновой толще в 2017 г.:

1 – в кратере Восточной вершины; 2 – на Западном плато. Шкала глубины приведена в единицах водозапаса, м в.э.

**Fig. 3.** Comparison of  $\delta^{18}\text{O}$  values obtained in 2017: 1 – at the eastern crater of Elbrus; 2 – at the Western Plateau. The depth is given as m water equivalent

алами (рис. 4). В целом для снежно-фирновой толщи Западного плато отмечены относительно большие амплитуды колебаний значений  $\delta^{18}\text{O}$ . Общий диапазон вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  в керне 2017 г. составил 25 ‰ (от  $-5,2$  до  $-30,2$  ‰). Близкие диапазоны по Западному плато получены при анализе керна 2004 г. и наиболее детально опробованного керна 2009 г. [2, 3, 17] (см. рис. 4).

Общий диапазон вариаций величин  $\delta^{18}\text{O}$  для Восточной вершины меньше, чем для Западного плато. Это может быть связано с двумя факторами: ограничениями отбора на Восточной вершине (шестиметровый керн и шурф) и возможной потерей части изотопного сигнала на вершине по сравнению с плато. Потеря части изотопного состава атмосферных осадков на Восточной вершине может быть обусловлена ветровым сносом



**Рис. 4.** Вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$  в снежно-фирновых и ледяных кернах Эльбруса:

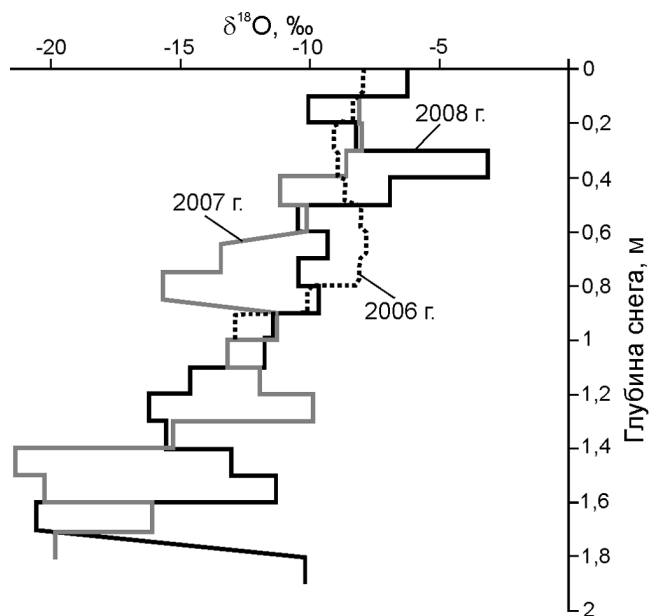
1 – диапазон значений; 2 – среднее

**Fig. 4.** Variations of  $\delta^{18}\text{O}$  values in snow-firn and ice cores of Elbrus:

1 – range of values; 2 – average

уже отложенного снега или отсутствием части снегопадов на этом высотном уровне.

В снежных шурфах 2006–2008 гг., пройденных на Западном плато, значения  $\delta^{18}\text{O}$  отражают сезонность в накоплении снега – от низких значений  $\delta^{18}\text{O}$  в основании опробованной снежной толщи до высоких значений  $\delta^{18}\text{O}$  в верхней её части, представляющей собой весенне-летнее накопление снега (рис. 5). В снежной толще 2006 г. получены относительно высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  снега. Это, скорее всего, показывает, что исследованный снежный покров до глубины 1 м полностью отражает весенне-летнюю аккумуляцию. То, что диапазон вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  в сезонной пачке снега на Западном плато не со-



**Рис. 5.** Распределение значений  $\delta^{18}\text{O}$  в снежных шурфах на Западном плато Эльбруса

**Fig. 5.** The distribution of  $\delta^{18}\text{O}$  values in snow pits in the Western plateau of Elbrus

ответствует среднемноголетнему диапазону по ледниковым кернам Западного плато, указывает на достаточно высокую межгодовую изменчивость изотопного состава кислорода и неполное отражение годовой аккумуляции в шурфах.

Один из критериев оценки полноты формирования изотопной записи на Восточной вершине Эльбруса – соответствие диапазонов величин  $\delta^{18}\text{O}$  и температуры воздуха. Поскольку изотопный состав кислорода осадков в глобальном масштабе определяется процессом равновесной рэлеевской конденсации, между значениями  $\delta^{18}\text{O}$  и температурой приземного слоя воздуха во время выпадения осадков существует линейная связь [1]. Если предположить, что на Восточной вершине происходит ветровой снос уже отложенного снега, изотопный состав которого связан с температурой воздуха, то несоответствие годовых диапазонов температуры и величин  $\delta^{18}\text{O}$  будет доказательством данного предположения.

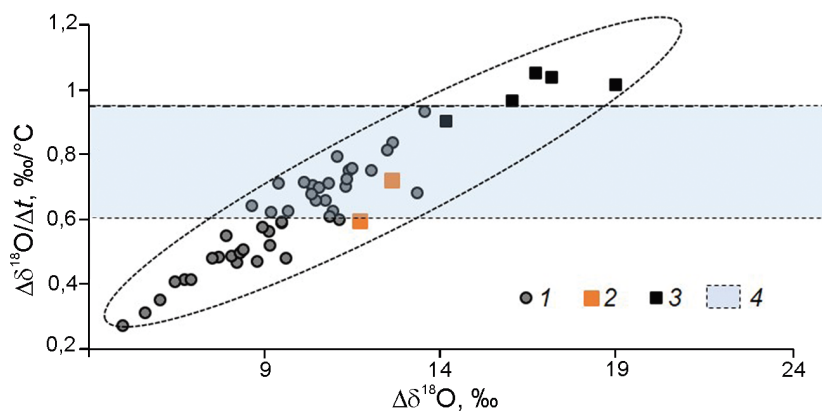
Средняя многолетняя амплитуда сезонных колебаний ( $t_{\text{январь}} - t_{\text{июль}}$ ) среднемесячных температур воздуха составляет  $17,4^\circ\text{C}$  с 2000 по 2017 г. по данным реанализа ERA-Interim [20]. Метеопараметры моделировались для уровня 500 гПа (соответствует высоте 5300 м) и координат Западного плато Эльбруса с шагом сетки  $0,75^\circ \times 0,75^\circ$  также

для периода 2000–2017 гг. Подобная внутригодовая сезонная амплитуда температуры воздуха при условии равновесной изотопной конденсации осадков на Эльбрусе должна выражаться внутригодовой амплитудой значений  $\delta^{18}\text{O}$  в снеге порядка 11–12 ‰ с учётом среднего коэффициента связи  $t - \delta^{18}\text{O}$ , равного  $0,65 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$  [21]. В керне 2006 г. общая амплитуда значений  $\delta^{18}\text{O}$  составила 12,6 ‰, в снеге 2017 г. – около 11,7 ‰. Это означает, что в снежно-фирновой толще на Восточной вершине изотопная запись соответствует равновесной при данных температурах, и, следовательно, можно предположить лишь небольшой ветровой снос снега. Вместе с тем низкие величины  $\delta^{18}\text{O}$ , отмеченные на Западном плато, формируются при тех же температурных показателях. Это побудило нас сопоставить годовой ход температуры воздуха и амплитуды колебаний значений  $\delta^{18}\text{O}$  в кернах с Западного плато. При интерпретации наиболее детально изученного керна с Западного плато (2009 г.) установлены высокие значения коэффициентов корреляции между скоростью снегонакопления на Западном плато Эльбруса и средними нормированными значениями количества осадков на ГМС Клухорский перевал. При этом статистически значимой корреляции изотопного состава кислорода льда с сезонной температурой воздуха (как и со средневзвешен-

ной по осадкам) не установлено [3]. Метеоинформация по ГМС Клухорский перевал использовалась нами как наиболее полная и доступная из ближайших ГМС к району исследований.

Общий диапазон сезонных значений  $\delta^{18}\text{O}$  в кернах Западного плато составил 17 ‰ [3]. При этом средняя амплитуда вариаций между значениями летнего и зимнего сезона ( $\Delta\delta^{18}\text{O}$ ) равна 9,6 ‰ (от 5 до 13,5 ‰ – см. табл. 1 в работе [3]). Средняя амплитуда сезонной температуры ( $\Delta t = t_{\text{ср.зим}} - t_{\text{ср.лет}}$ ) для седловины Эльбруса, оценённая по метеонаблюдениям на ГМС Клухорский перевал с учётом высотного температурного градиента, составляет около  $16,1 \text{ }^\circ\text{C}$ . За средний температурный градиент для летнего сезона принято значение в  $0,64 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$  (пропорционально распределению измеренного градиента с высотой, поскольку градиент вдоль южного склона Эльбруса в период абляции составляет  $0,6 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$  на высотах 2150–3850 м и  $0,7 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$  на высотах 3850–5150 м [22]). Для зимнего сезона были измерены градиенты падения температуры с высотой при четырёх разных типах погоды [16]; среднее значение коэффициента –  $0,65 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ .

Отношение  $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$  для образцов льда для периода с 1960 по 2005 г. составило  $0,6 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$  (от 0,3 до  $0,9 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$  в разные годы, рис. 6). Это



**Рис. 6.** Отношение средней сезонной амплитуды значений  $\delta^{18}\text{O}$  к средней амплитуде температуры воздуха ( $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$ ) для снежно-фирновых и ледяных кернов Эльбруса в зависимости от сезонной амплитуды значений  $\delta^{18}\text{O}$ : 1 – в керне Западного плато (слои с 1960 по 2004 г.), рассчитаны по среднесезонным значениям, по [3]; 2 – в керне Восточной вершины 2006 и 2017 гг.; 3 – в керне на Западном плато, 2017 г.; 4 – область равновесных коэффициентов фракционирования  $^{18}\text{O}$  при конденсации, по [1]

**Fig. 6.** The ratio of seasonal amplitude of  $\delta^{18}\text{O}$  values to temperature amplitude ( $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$ ) for snow-firn and ice cores of Elbrus in relation to seasonal amplitude of  $\delta^{18}\text{O}$  values:

1 – for the core from Western Plateau (layers from 1960 to 2004) are calculated by the average seasonal values [3]; 2 – for the core and snow pit from the eastern crater of Elbrus of 2006 and 2017; 3 – for the core from the Western Plateau, 2017; 4 – the area of equilibrium fractionation coefficients  $^{18}\text{O}$  during condensation according to [1]

Таблица 1. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  зимних и летних горизонтов, общая амплитуда колебаний значений  $\delta^{18}\text{O}$  в годовых слоях ( $\Delta\delta^{18}\text{O}$ ), выделенных в керне снежно-фирновой толщи Западного плато Эльбруса в 2017 г. и соответствующие им амплитуды колебаний температуры воздуха ( $\Delta t$ ) по наблюдениям на ГМС Клухорский перевал (с использованием средних коэффициентов падения температуры с высотой 0,64 °C/100 м для лета и 0,65 °C/100 м для зимы)

Сезон	$\delta^{18}\text{O}$ в керне, ‰	$\Delta t$ , °C	$\Delta\delta^{18}\text{O}$ , ‰	$\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$
Лето 2016 г.	-6,42	16,5	17,15	1,04
Зима 2015/16 г.	-26,15			
Лето 2015 г.	-6,73	16,6	16,01	0,96
Зима 2014/15 г.	-28,45			
Лето 2014 г.	-7,11	15,9	16,7	1,05
Зима 2013/14 г.	-23,53			
Лето 2013 г.	-12,13	15,7	14,16	0,90
Зима 2012/13 г.	-26,68			
Лето 2012 г.	-8,92	18,7	18,97	1,01
Зима 2011/12 г.	-28,84			

значение примерно соответствует равновесному коэффициенту фракционирования  $^{18}\text{O}$  при изобарической конденсации и конденсации при адиабатическом охлаждении. Равновесные коэффициенты связи значений  $\delta^{18}\text{O}$  в осадках с температурой, рассчитанные В. Дансгором [1], варьируют от 0,6 до 0,95 ‰/°C в зависимости от начальных температурных условий и степени охлаждения. Средний коэффициент для атмосферных осадков в глобальном масштабе по многолетним наблюдениям по сети GNIP составляет 0,65 ‰/°C [23], для снега Гренландии оценён в 0,67 ‰/°C [23]. Для снежно-фирновой толщи на Западном плато, вскрытой в 2017 г., средние годовые амплитуды значений  $\delta^{18}\text{O}$  изменяются от 14,16 до 18,97 ‰ (табл. 1). Соотношение  $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$  для ледяных кернов Западного плато, как и для снежных кернов Восточной вершины, увеличивается с ростом сезонной амплитуды значений  $\delta^{18}\text{O}$  (см. рис. 6).

При сезонных амплитудах значений  $\delta^{18}\text{O}$  от 9 до 19 ‰ соотношение с температурой изменяется от 0,6 до 0,95 ‰/°C, что отражает равновесную рэлеевскую конденсацию. При уменьшении диапазона сезонных колебаний значений  $\delta^{18}\text{O}$  с 9 до 5 ‰ коэффициент связи с температурой также уменьшается (см. рис. 6). Для двух сезонов, выделенных в керне с Западного плато 2017 г., получены величины  $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$ , превы-

шающие равновесные. Причём для этих сезонов были характерны относительно большие сезонные амплитуды изотопного состава кислорода  $\Delta\delta^{18}\text{O}$ . Подобное распределение может быть связано с тем, что в годы с относительно большой сезонной амплитудой колебаний  $\delta^{18}\text{O}$  изменения отношения  $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$  могут отражать изменения в источнике снега на Эльбрусе. Приход влаги из разных источников (характеризующихся разными температурными условиями в месте испарения пара) при равновесной рэлеевской конденсации на склоне продуцирует осадки с разными значениями  $\delta^{18}\text{O}$  при одинаковых температурах воздуха в момент их выпадения. Смена воздушных масс, влага которых испарялась над морской поверхностью при температурах 30 и 10 °C, приводит к нарушению связи  $\delta^{18}\text{O}/\Delta t$  в выпадающих из них осадках почти в два раза [24]. Для Эльбруса в течение года характерна быстрая смена основных воздушных масс. Чаще всего осадки приносятся из высокоширотного сектора Атлантики или из южных частей Средиземного моря. Это позволяет считать, что снег, выпадающий из таких разных воздушных масс, будет значительно различаться по содержанию  $^{18}\text{O}$  даже, если температуры конденсации были близкими. Таким образом, значения  $\delta^{18}\text{O}$  не будут отражать связи с фактической температурой воздуха.

Аналогичное нарушение равновесной связи  $\delta^{18}\text{O}$  с температурой воздуха и высокие коэффициенты связи этих параметров (до  $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t = 1,6$  ‰/°C) зафиксированы для ледниковых кернов с Колле Гниффети в Альпах [25]. По четырём полученным ледниковым кернам запись  $\delta^{18}\text{O}$ , охватывающая последние 120 лет, показывает высокую межгодовую изменчивость, разную степень сглаживания изотопного сигнала процессами диффузии и выраженный тренд увеличения значений от 1880 к 2000 г. За последние 25 лет тренд увеличения значений  $\delta^{18}\text{O}$  показывает рост температуры воздуха (при использовании коэффициента связи 0,65 ‰/°C по [21]) на 3,5 °C, что противоречит метеорологическим наблюдениям.

Использование статистических и математических инструментов для полученных изотопных кривых и сопоставление с актуальной метеоинформацией показало завышенную чувствительность параметра  $\delta^{18}\text{O}$  к изменениям температуры воздуха [25]. Это также убеждает в



Таблица 2. Сравнение данных о температуре воздуха по наблюдениям на ГМС Клухорский перевал (с использованием средних коэффициентов падения температуры с высотой 0,64 °С/100 м для лета и 0,65 °С/100 м для зимы) и по реанализу для координат Западного плато Эльбруса на высоте 500 гПа (5300 м над ур. моря) для 2000–2004 г.

Параметры	Источники метеоинформации	
	ГМС Клухорский перевал (база данных ВНИИСО)	Реанализ ERA-Interim
Средняя летняя температура (май–сентябрь), °С	–9,1	–11,6
Средняя зимняя температура (декабрь–март), °С	–25,02	–25,66
$\Delta t$ (летняя–зимняя) °С	15,92	14,06
$\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$ , ‰/°С	0,52	0,59

том, что циркуляционные процессы могут существенно влиять на изотопную характеристику осадков, не связанную с локальной температурой конденсации [26]. В ледниковом керне с горы Логан (Юкон) отмечены сильные сдвиги в значениях  $\delta^{18}\text{O}$ , связанные с изменениями в источнике водяного пара [27]. Очевидно, что и гляциологические, и атмосферные эффекты обусловлены изменчивостью климата, что затрудняет выявление единственной причины несоответствия температуры воздуха и значений  $\delta^{18}\text{O}$ .

Отметим, что синхронное уменьшение годовой амплитуды колебаний значений  $\delta^{18}\text{O}$  и величины  $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$  (см. рис. 6), скорее всего, указывает на неполную изотопную запись по конкретному году. Причины нарушения полноты записи – резкое изменение количества осадков конкретного года (например, отсутствие зимних снегопадов, компенсированное обильными весенними снегопадами), т.е. физическое отсутствие изотопно лёгкого зимнего или изотопно тяжёлого летнего снега в разрезе. Метеорологическая информация по ближайшим ГМС, даже если это температуры и средневзвешенные данные по количеству осадков, не отражает условий на склоне Эльбруса и использоваться для установления условий формирования изотопного состава снега может с большой погрешностью. Выпадение осадков на склонах Эльбруса не всегда количественно соответствует выпадению осадков на ГМС. Поэтому различия в величине  $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta t$  для снега и льда могут быть связаны с разным количеством осадков каждого из сезонов и соответственно с разной долей вклада конкретного сезона в формирование кумулятивной изотопной записи.

Из установленных эффектов связи значений  $\delta^{18}\text{O}$  с температурами в ледниковых районах можно сделать вывод, что саму по себе запись  $\delta^{18}\text{O}$  не всегда можно применять в качестве палеотермометра. Если значения  $\delta^{18}\text{O}$  чувствительны

к изменениям в источнике влаги и неравномерному снегонакоплению, то изотопная запись по ледниковым кернам отражает периоды времени стабильной/нестабильной циркуляции и наилучшим образом её можно использовать в сочетании с другими температурными летописями, например, полученным по донным озёрным осадкам или дендрохронологическим данным. Если брать метеоинформацию по относительно удалённым станциям (например, ГМС Клухорский перевал), то погрешность при интерпретации изотопных данных также может возрастать (табл. 2).

Исследования климатических параметров Кавказа для периода 1961–2011 гг., основанные на статистической обработке данных по 20 метеостанциям [28], показали, что между станциями хорошо выражена корреляция по температурам воздуха. Но если рассматривать такой показатель, как количество осадков, то коэффициенты корреляции  $R$  резко падают (от 1 до 0,5) при анализе данных станций, находящихся друг от друга на расстоянии от 0 до 200 км. Если между ГМС нет надёжной связи по количеству осадков, то предполагать её наличие для склона Эльбруса даже с ближайшей ГМС также нет серьёзных оснований. Таким образом, диапазон равновесных значений  $\delta^{18}\text{O}$  вполне может указывать и на более отрицательные значения на Восточной вершине. Это означает, что вопрос о частичной потере изотопного сигнала на Восточной вершине остаётся открытым.

Самые отрицательные значения  $\delta^{18}\text{O}$  в снеге на Южном склоне Эльбруса отмечены на значительно меньших абсолютных высотах, чем Западное плато [16]. Если в керне 2009 г. с Западного плато на абсолютной высоте 5115 м [3] значения  $\delta^{18}\text{O}$  достигали  $-28$  ‰, а в керне 2017 г.  $-30,2$  ‰, то в январском поверхностном снеге на южном склоне Эльбруса на высоте 3000 м значения  $\delta^{18}\text{O}$  были  $-34$  ‰. Есте-

ственно полагать, что фиксация всех изотопных значений выпавшего снега в фирновой толще и ледниковом льду сопровождается некоторым сглаживанием и сезонные пики изотопной кривой формируются при разном объёмном вкладе конкретных снегопадов. Поэтому отдельные экстремально низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  снегопадов (если эти снегопады были неинтенсивными и выпало малое количество осадков) могут быть не проявлены в керне. Тем не менее, на высотах 3000–3500 м на южном склоне Эльбруса существует эффект увеличения диапазона  $\delta^{18}\text{O}$  за счёт аномально лёгких снегопадов, связанных, возможно, с интенсивной разгрузкой воздушных масс ранее на высотах до 4500 м, в результате чего в последующем снеге, откладывающемся на высотах 3000–3500 м, выражено изотопное истощение. Это может быть также результатом смены воздушных масс, несущих влагу из разных источников и интенсивно разгружающихся на склоне. Необходимо проведение дополнительных исследований в этом направлении.

Одна из особенностей распределения величин  $\delta^{18}\text{O}$  в керне с Восточной вершины 2006 г. — сглаживание изотопных значений, начиная с глубины около 2 м в.э. (см. рис. 2), которая соответствует глубине снежно-фирновой толщи 5 м при средней плотности вышележащего снега 0,25–0,6 г/см<sup>3</sup>. Скорее всего, здесь заметную роль сыграли процессы изотопной диффузии в поровом пространстве фирна. На кривой распределения  $\delta^{18}\text{O}$  на глубине от 0 до 1 м хорошо просматриваются сезонные пики — на этом участке кривой, представленной 22 образцами снега, вариативность значений  $\delta^{18}\text{O}$  относительно средней величины  $-10,4\text{‰}$  отражается в 10 пиках (зубьях) кривой, в то время как в нижней части керна значения  $\delta^{18}\text{O}$  плавно увеличиваются сверху вниз без выраженных пиков. Дисперсия значений на этом участке (глубина от 1,5 до 2,5 м) лишь немного меньше, чем в верхнем метре (7,6 и 8,0 соответственно); визуальное отсутствие пиков в нижней части керна может указывать на сглаженность первичного изотопного сигнала. Однако небольшое число образцов и незначительная глубина керна не позволяют делать уверенных выводов, поскольку полученные значения могут отражать случайное распределение.

Скорость аккумуляции снега на Восточной вершине (по нашим расчётам равная 0,49 м в.э. в

год) почти в 3 раза ниже, чем на Западном плато, где она оценена в 1,38 м в.э. в год [3]. Это — один из главных факторов для активизации процессов диффузии [29], которая протекает с разной интенсивностью в зависимости от мощности снежных горизонтов [30].

## Выводы

1. В снежной толще на Восточной вершине Эльбруса (высота 5600 м над ур. моря) в 2017 г. значения  $\delta^{18}\text{O}$  изменялись в диапазоне от  $-6,17$  до  $-17,89\text{‰}$  при среднем значении  $-12,03\text{‰}$ . В верхней части керна 2006 г. значения  $\delta^{18}\text{O}$  практически полностью совпадают с изотопным распределением в снежной толще 2017 г. В фирновой толще на Восточной вершине (в керне 2006 г.) значения  $\delta^{18}\text{O}$  изменяются от  $-6,8$  до  $-19,41\text{‰}$  при среднем значении  $-12,61\text{‰}$ , общий диапазон вариаций составил  $12,6\text{‰}$ .

2. В снежной толще на Восточной вершине Эльбруса мощностью 1 м в.э. отмечаются два сезонных пика величин  $\delta^{18}\text{O}$ , что может указывать на двухлетнее накопление снега. Если принять это предположение, то аккумуляция здесь примерно равна 0,5 м в.э./год, что в 2,8 раза меньше годовой аккумуляции на Западном плато. Сезонные вариации  $\delta^{18}\text{O}$  в  $12\text{‰}$ , отмеченные в снежной и фирновой толщах на Восточной вершине, показывают, что формирование изотопных характеристик снега здесь связано с равновесной рэлеевской конденсацией. По данным реанализа ERA-Interim годовой ход температуры воздуха, характерный для седловины Эльбруса (высота 5300 м над ур. моря), имеет амплитуду  $17\text{°C}$ , расчётный диапазон изменчивости значений  $\delta^{18}\text{O}$  в снежной толще равен  $12\text{‰}$ , что в полной мере, с учётом равновесных коэффициентов фракционирования  $^{18}\text{O}$ , соответствует натурным наблюдениям.

3. В изотопной записи по снежно-фирновым кернам с Восточной вершины отмечено отсутствие слоёв снега с экстремально низкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$ , которые наблюдаются на Западном плато. Потеря части годового изотопного сигнала осадков за счёт зимних экстра лёгких горизонтов связана с двумя причинами: ветровым сносом уже отложенного снега и отсутствием части зимних снегопадов с изотопно-лёгкими осадками на высотах более 5300 м.

4. В изотопной записи по Западному плато Эльбруса связь значений  $\delta^{18}\text{O}$  с температурой конденсации может нарушаться в связи с частой сменной основных влагонесущих воздушных масс. Это приводит к тому, что при одинаковых температурах воздуха формируются осадки со значительно различающимися значениями  $\delta^{18}\text{O}$  (связь сезонных значений  $\delta^{18}\text{O}$  с годовой амплитудой температуры воздуха варьирует от 0,3 до 1,12 ‰/°C).

**Благодарности.** Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект 17-17-01270 – полевые

работы) и РФФИ (проекты № 19-05-00813 и № 18-05-60272, изотопный анализ и интерпретация). Авторы благодарят О.В. Рототаеву за обсуждение научной проблематики и полезные замечания.

**Acknowledgments.** This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (Projects № 19-05-00813 and № 18-05-60272, isotope analysis and isotope interpretation) and Russian Science Foundation (project 17-17-01270 field work). The authors are grateful to O.V. Rototaeva for discussing and useful comments.

## Литература

1. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16. P. 436–468.
2. Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. P. 2253–2270.
3. Козачек А.В., Екайкин А.А., Михаленко В.Н., Липенков В.Я., Кутузов С.С. Изотопный состав ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 4. С. 35–49.
4. Naftz D.L., Susong D.D., Cecil L.D., Schuster P.F. Variations between  $\delta^{18}\text{O}$  in recently deposited snow and on-site air temperature, Upper Fremont Glacier, Wyoming // *Earth Paleoenvironments: Records Preserved in Mid- and Low-Latitude Glaciers. Developments in Paleoenvironmental Research*. V. 9 / Eds.: DeWayne Cecil L., Green J.R., Thompson L.G. Dordrecht: Springer, 2004. P. 217–234.
5. Fisher D.A., Koerner R.M., Paterson W.S.B., Dansgaard W., Gundestrup N., Reeh N. Effect of wind scouring on climatic records from ice-core oxygen-isotope profiles // *Nature*. 1983. V. 301. № 20. P. 205–209.
6. Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism // *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. The Geochemical Society, Special Publication*. 1991. № 3. P. 211–221.
7. Sommerfeld R.A., Friedman I., Nilles M. The Fractionation of Natural Isotopes During Temperature Gradient Metamorphism of Snow // *Seasonal Snow covers: Physics, Chemistry, Hydrology*. Eds.: H.G. Jones, W.J. Orville-Thomas. NATO ASI Series. 1987. V. 211. P. 95–105.
8. Sommerfeld R.A., Judy C., Friedman I. Isotopic changes during the formation of depth hoar in experimental snowpacks // *Stable isotope geochemistry: a tribute to Samuel Epstein*. Eds.: H.P. Taylor, Jr, O'Neill J.R.,

## References

1. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16: 436–468.
2. Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia. *The Cryosphere*. 2015, 9: 2253–2270.
3. Kozachek A.V., Ekaykin A.A., Mikhalenko V.N., Lipenkov V.Ya., Kutuzov S.S. *Izotopnyy sostav ledyanykh kernov, poluchennykh na Zapadnom plato El'brusa*. Isotopic composition of ice cores obtained in the Western Plateau of Elbrus. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 55 (4): 35–49. [In Russian].
4. Naftz D.L., Susong D.D., Cecil L.D., Schuster P.F. Variations Between  $\delta^{18}\text{O}$  in Recently Deposited Snow and on-Site Air Temperature, Upper Fremont Glacier, Wyoming. *Earth Paleoenvironments: Records Preserved in Mid- and Low-Latitude Glaciers. Developments in Paleoenvironmental Research*. V. 9. Eds.: DeWayne Cecil L., Green J.R., Thompson L.G. Springer, Dordrecht, 2004: 217–234.
5. Fisher D.A., Koerner R.M., Paterson W.S.B., Dansgaard W., Gundestrup N., Reeh N. Effect of wind scouring on climatic records from ice-core oxygen-isotope profiles. *Nature*. 1983, 301 (20): 205–209.
6. Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism. *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. The Geochemical Society, Special Publication*. 1991, 3: 211–221.
7. Sommerfeld R.A., Friedman I., Nilles M. The Fractionation of Natural Isotopes During Temperature Gradient Metamorphism of Snow. *Seasonal Snow covers: Physics, Chemistry, Hydrology*. Eds.: H.G. Jones, W.J. Orville-Thomas. NATO ASI Series. 1987, 211: 95–105.
8. Sommerfeld R.A., Judy C., Friedman I. Isotopic changes during the formation of depth hoar in experimental snowpacks. *Stable isotope geochemistry: a tribute to Samuel Epstein*. Eds.: H.P. Taylor, Jr, O'Neill J.R., I.R. Kaplan. Washington, DC, Geochemical Society, 1991: 205–209. (Special Publication 3.)

- I.R. Kaplan. Washington, DC, Geochemical Society, 1991. P. 205–209. (Special Publication 3.)
9. *Sturm M., Benson C.S.* Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow // *Journ. of Glaciology*. 1997. V. 43. № 143. P. 42–59.
  10. *Hachikubo A., Hashimoto S., Nakawo M., Nishimura K.* Isotopic mass fractionation of snow due to depth hoar formation // *Polar Meteorology. Glaciology*. 2000. V. 14. P. 1–7.
  11. *Bolzan J.F., Pohjola V.A.* Reconstruction of the undiffused seasonal oxygen isotope signal in central Greenland ice cores // *Journ. of Geophys. Research*. 2000. V. 105. № C9. P. 22095–22106.
  12. *Johnsen S.J., Clausen H.B., Cuffey K.M., Hoffmann G., Schwander J., Creyts T.* Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion. *Physics of the Ice Core Records*. Ed. By T.Hondoh. Hokkaido University Press, 2000. P. 121–140.
  13. *Helsen M.M., Van de Wal R.S.W., Van den Broeke M.R., Van As D., Meijer H.A.J., Reijmer C.H.* Oxygen isotope variability in snow from western Dronning Maud Land, Antarctica and its relation to temperature // *Tellus*. 2005. Ser. B. V. 57. № 5. P. 423–435.
  14. *Васильчук Ю.К., Чиждова Ю.Н., Панеш В., Буданцева Н.А.* Высотный изотопный эффект в снеге на леднике Гарабаша в Приэльбрусье // *Криосфера Земли*. 2005. Т. IX. № 4. С. 72–81.
  15. *Васильчук Ю.К., Чиждова Ю.Н.* Высотный градиент распределения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  в атмосферных осадках и в снежном покрове высокогорных районов // *Криосфера Земли*. 2010. Т. XIV. № 1. С. 13–21.
  16. *Vasil'chuk Y., Chizhova J., Frolova N., Budantseva N., Kireeva M., Oleynikov A., Tokarev I., Rets E., Vasil'chuk A.* The altitudinal isotope effect in snow on the Elbrus Mountain, Central Caucasus // *Geography, Environment, Sustainability*. 2019. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-22>.
  17. *Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Кунахович М.Г., Томпсон Л.Г.* Исследования западного ледникового плато Эльбруса: результаты и перспективы // *МГИ*. 2005. Вып. 99. С. 185–190.
  18. *Gat J.R., Carmi I.* Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea Area // *Journ. of Geophys. Research*. 1970. V. 75. P. 3039–3048. 10.1029/JC075i015p03039.
  19. *Pfahl S., Sodemann H.* What controls deuterium excess in global precipitation? // *Climate of the Past*. 2014. V. 10. P. 771–781.
  20. *Dee D.P., Uppalaa S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Holm E.V., Isaksen L., Kallberg P., Kohler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge*
  9. *Sturm M., Benson C.S.* Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow. *Journ. of Glaciology*. 1997, 43 (143): 42–59.
  10. *Hachikubo A., Hashimoto S., Nakawo M., Nishimura K.* Isotopic mass fractionation of snow due to depth hoar formation. *Polar Meteorology. Glaciology*. 2000. V. 14. P. 1–7.
  11. *Bolzan J.F., Pohjola V.A.* Reconstruction of the undiffused seasonal oxygen isotope signal in central Greenland ice cores. *Journ. of Geophys. Research*. 2000, 105 (C9): 22095–22106.
  12. *Johnsen S.J., Clausen H.B., Cuffey K.M., Hoffmann G., Schwander J., Creyts T.* Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion. *Physics of the Ice Core Records*. Ed. By T.Hondoh. Hokkaido University Press, 2000: 121–140.
  13. *Helsen M.M., Van de Wal R.S.W., Van den Broeke M.R., Van As D., Meijer H.A.J., Reijmer C.H.* Oxygen isotope variability in snow from western Dronning Maud Land, Antarctica and its relation to temperature. *Tellus*. 2005. Ser. B. 57 (5): 423–435.
  14. *Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Ju.N., Papesh V., Budantseva N.A.* *Vysotnyi izotopnyi effekt v snege na lednike Garabashi v Priel'brus'ye*. High altitude isotope effect in the snow on the Garabashi glacier in the Elbrus region. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2005, IX (4): 72–81. [In Russian].
  15. *Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Ju.N.* *Vysotnyi gradient raspredeleniya  $\delta^{18}\text{O}$  i  $\delta\text{D}$  v atmosferynykh osadkakh i v snezhnom pokrove vysokogornyykh rayonov*. Altitude gradient of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  distribution in atmospheric precipitation and in snow cover of high mountain areas. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2010, XIV (1): 13–21. [In Russian].
  16. *Vasil'chuk Y., Chizhova J., Frolova N., Budantseva N., Kireeva M., Oleynikov A., Tokarev I., Rets E., Vasil'chuk A.* The altitudinal isotope effect in snow on the Elbrus Mountain, Central Caucasus. *Geography, Environment, Sustainability*. 2019. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-22>.
  17. *Mikhhalenko V.N., Kutuzov S.S., Lavrentyev I.I., Kunakhovich M.G., Thompson L.G.* *Issledovaniya zapadnogo lednikovogo plato El'brusa: rezul'taty i perspektivy*. Studies of the western glacial plateau of Elbrus: results and prospects. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 2005, 99: 185–190. [In Russian].
  18. *Gat J.R., Carmi I.* Evolution of the isotopic composition of atmospheric Waters in the Mediterranean Sea Area. *Journ. of Geophys. Research*. 1970, 75: 3039–3048. 10.1029/JC075i015p03039.
  19. *Pfahl S., Sodemann H.* What controls deuterium excess in global precipitation? *Climate of the Past*. 2014, 10: 771–781.
  20. *Dee D.P., Uppalaa S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Holm E.V., Isaksen L., Kallberg P., Kohler M.,*

- Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thepaut J.-N., Vitart F.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // *Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society*. 2011. V. 137. P. 553–597.
21. *Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R.* Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate // *Science*. 1992. V. 258. P. 981–985.
  22. *Торопов П.А., Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Морозова П.А., Шестакова А.А.* Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 1. С. 5–19.
  23. *Johnsen S.J., Dansgaard W., White J.W.* The origin of Arctic precipitation under present and glacial condition // *Tellus*. 1989. V. 41. P. 452–469.
  24. *Jouzel J., Alley R.B., Cuffey K.M., Dansgaard W., Grootes P., Hoffmann G., Johnsen S.J., Koster R.D., Peel D., Shuman C.A., Stievenard M., Stuiver M., White J.* Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores // *Journ. of Geophys. Research*. 1997. V. 102. № C12. P. 26471–26487.
  25. *Bohleber P., Wagenbach D., Schönner W.* To what extent do water isotope records from low accumulation Alpine ice cores reproduce instrumental temperature series? // *Tellus B*. 2013. № 65. 20148.
  26. *Sturm C., Zhang Q., Noone D.* An introduction to stable water isotopes in climate models: benefits of forward proxy modelling for paleoclimatology // *Climate of the Past*. 2010. V. 6. P. 115–129.
  27. *Fisher D., Osterberg E., Dyke A., Dahl-Jensen D.* The Mt Logan Holocene late Wisconsinan isotope record: tropical Pacific-Yukon connections // *Holocene*. 2008. V. 18. P. 667–677.
  28. *Tashilova A., Ashabokov B., Kesheva L., Teunova N.* Analysis of Climate Change in the Caucasus Region: End of the 20th–Beginning of the 21st Century // *Climate*. 2019. V. 7. № 11. doi: 10.3390/cli7010011.
  29. *Jean-Baptiste P., Jouzel J., Stievenard M., Ciais P.* Experimental determination of the diffusion rate of deuterated water vapor in ice and application to the stable isotopes smoothing of ice cores // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. V. 158. P. 81–90.
  30. *Van der Wel L.G., Gkinis V., Pohjola V.A., Meijer H.A.J.* Snow isotope diffusion rates measured in a laboratory experiment // *Journ. of Glaciology*. 2011. V. 57. № 201. P. 330–338.
  - Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thepaut J.-N., Vitart F.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society*. 2011, 137: 553–597.
  21. *Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R.* Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science*. 1992, 258: 981–985.
  22. *Toropov P.A., Mikhailenko V.N., Kutuzov S.S., Morozova P.A., Shestakova A.A.* *Temperaturnyi i radiatsionnyi rezhim lednikov na sklonakh El'brusa v period ablyatsii za posledniye 65 let.* Temperature and radiation regime of glaciers on slopes of the Mount Elbrus in the ablation period over last 65 years. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (1): 5–19. [In Russian].
  23. *Johnsen S.J., Dansgaard W., White J.W.* The origin of Arctic precipitation under present and glacial condition. *Tellus*. 1989, 41: 452–469.
  24. *Jouzel J., Alley R.B., Cuffey K.M., Dansgaard W., Grootes P., Hoffmann G., Johnsen S.J., Koster R.D., Peel D., Shuman C.A., Stievenard M., Stuiver M., White J.* Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores. *Journ. of Geophys. Research*. 1997, 102 (C12): 26471–26487.
  25. *Bohleber P., Wagenbach D., Schönner W.* To what extent do water isotope records from low accumulation Alpine ice cores reproduce instrumental temperature series? *Tellus B*. 2013, 65: 20148.
  26. *Sturm C., Zhang Q., Noone D.* An introduction to stable water isotopes in climate models: benefits of forward proxy modelling for paleoclimatology. *Climate of the Past*. 2010, 6: 115–129.
  27. *Fisher D., Osterberg E., Dyke A., Dahl-Jensen D.* The Mt Logan Holocene late Wisconsinan isotope record: tropical Pacific-Yukon connections. *Holocene*. 2008, 18: 667–677.
  28. *Tashilova A., Ashabokov B., Kesheva L., Teunova N.* Analysis of Climate Change in the Caucasus Region: End of the 20th–Beginning of the 21st Century. *Climate*. 2019, 7 (11). doi: 0.3390/cli7010011.
  29. *Jean-Baptiste P., Jouzel J., Stievenard M., Ciais P.* Experimental determination of the diffusion rate of deuterated water vapor in ice and application to the stable isotopes smoothing of ice cores. *Earth and Planetary Science Letters*. 1998, 158: 81–90.
  30. *Van der Wel L.G., Gkinis V., Pohjola V.A., Meijer H.A.J.* Snow isotope diffusion rates measured in a laboratory experiment. *Journ. of Glaciology*. 2011, 57 (201): 330–338.