

Н. И. БАРКОВ, Ф. Г. ГОРДИЕНКО, Е. С. КОРОТКЕВИЧ,
В. М. КОТЛЯКОВ

**ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЛЕДЯНОГО КЕРНА
ИЗ СКВАЖИНЫ СО СТАНЦИИ ВОСТОК (АНТАРКТИДА)
ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНЫМ МЕТОДОМ**

(Представлено академиком И. П. Герасимовым 25 V 1973)

В 1970 г. на советской станции Восток в Антарктиде начато бурение глубокой скважины, которую предполагается пройти через всю толщу ледникового покрова, достигающую здесь 3,5 км. К настоящему времени пробурено около 1 км. Со всей скважины получен хороший керн. Изотопный анализ этого керна позволяет дать палеоклиматическую характеристику Центральной Антарктиды за десятки тысяч лет. В этой статье приводятся первые результаты исследований, выполняемых совместно Арктическим и Антарктическим институтом, Институтом географии АН СССР и Московским университетом.

Разработка изотопного метода применительно ко льду началась еще в 1950-х годах (⁴, ⁸), но наиболее эффективное использование его стало возможным лишь после проходки глубоких скважин в ледниковых покровах. Пока есть две таких скважины. Первая пробурена в 1966 г. в районе станции Кемп Сенчури на северо-западе Гренландии, она достигла ледникового ложа на глубине 1394 м, а вторая — в 1969 г. около станции Берд в Западной Антарктиде, где она дошла до ложа на глубине 2164 м. На всю глубину обеих скважин получен керн, который затем был изучен методом анализа вариаций тяжелых стабильных изотопов кислорода и водорода (O^{18} и D).

Концентрации D и O^{18} обычно соответствуют друг другу и могут быть взаимно пересчитаны. Мы исследовали различия в содержании изотопа O^{18} в осадках. Измерения проводили в 1972 г. в лаборатории новейших отложений географического факультета университета на масс-спектрометре МИ-1305, оборудованном специальной приставкой для прецизионного измерения вариаций O^{18} . При изотопном анализе использовали методику, примененную в работе (³), с некоторыми изменениями. Все приводимые величины вариаций содержания O^{18} в образцах выражены через отклонение (δ) в тысячных долях относительно «стандартной средней океанской воды» (SMOW). Изотопная воспроизводимость измерений (на каждый образец не менее 3 измерений) составляла $\pm 0,3\%$.

Выполненный нами изотопно-кислородный анализ керна из верхних 500 м скважины на станции Восток по сезонным вариациям δO^{18} позволили найти границы годовых слоев и тем самым определить скорость аккумуляции осадков в прошлом, а также построить вертикальный профиль вариаций δO^{18} , который позволяет судить о палеотемпературных изменениях в Антарктиде.

Для определения скорости аккумуляции были взяты шесть отрезков керна длиной от 100 до 240 мм. Анализам подвергали образцы, отобранные через каждые 2–5 мм. Вплоть до глубины 400 м, где толщина годовых слоев составляет около 2 см, была заметна периодичность в изменениях концентрации O^{18} , связанная с сезонным характером отложения снега. За ин-

тервал в один год принимали период между двумя явно выраженными соседними летними максимумами, с учетом наличия между ними зимних минимумов.

Определенная таким образом скорость аккумуляции за последние 5000 лет была приблизительно постоянной: 2,9 см льда или 2,6 г/см²·год. Очевидно, эта величина несколько завышена, так как при столь незначительной скорости аккумуляции и ветровом перераспределении снега неизбежны пропуски годовых слоев на вертикальном разрезе. Прямые наблюдения на станции Восток показали, что на линии разреза в среднем отсутствует один год из 5—6 лет. Если учесть такие пропуски, мы получим среднюю толщину годового слоя 2,4 см льда, или около 2,2 г/см²·год.

Для построения палеотемпературного профиля были использованы результаты изотопно-кислородного анализа 195 образцов верхних 507 м керна из скважины. Толщина образцов при отборе колебалась от 3 см до 1 м, интервалы между образцами по длине керна составляли от 10 см до 5 м.

Для возрастной интерпретации полученных данных в качестве первого приближения к абсолютной хронологии мы выбрали модель растекания льда по Дж. Наю (5) с неоднородной скоростью деформации. При выборе

модели мы исходили из следующего: станция Восток расположена относительно близко от ледораздела; подледный рельеф в районе станции носит равнинный характер (2); поверхность ледникового покрова имеет здесь незначительный наклон и в первом приближении может считаться параллельной ложу; поверхностная скорость движения льда в районе станции Восток, по современным данным (1), равна 1,5—3 м/год, т. е. очень невелика.

Эти условия в районе станции Восток близки аналогичным условиям района станции Кемп Сенчури в Гренландии, где для интерпретации полученных данных по O¹⁸ была применена идентичная модель (6). Выбор одной и той же модели является важным звеном в наших попытках сопоставить полученные данные по керну станции Восток с данными по гренландскому керну. В отличие от северного полушария, данных по палеоклиматологии южного полушария, и особенно Антарктиды, весьма мало, а палеоклиматические данные, полученные

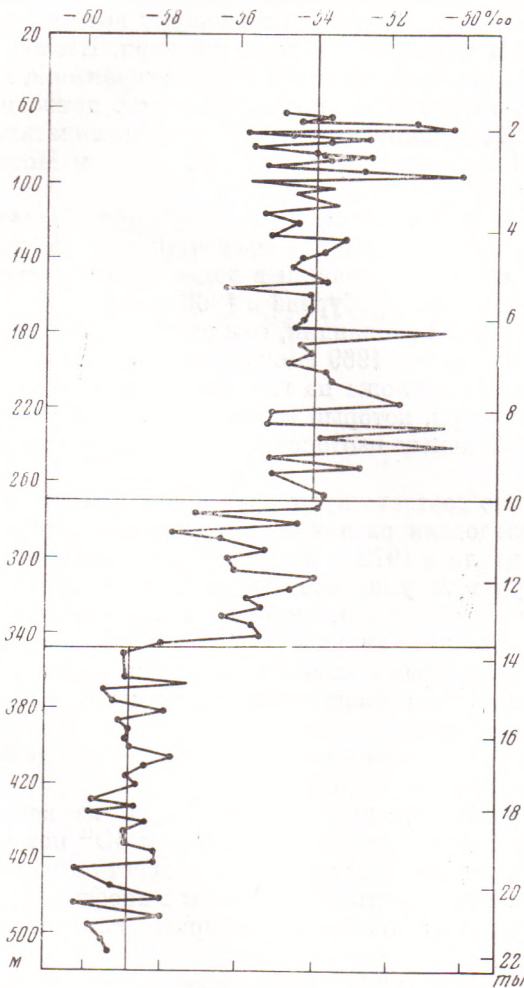


Рис. 1. Вариации δO^{18} в образцах льда из скважины на станции Восток до глубины 500 м

на основе изотопного анализа керна со станции Берд, по признанию самих авторов ⁽⁹⁾, нуждаются в подтверждении.

При использовании модели Дж. Ная мы предполагаем неизменность во времени параметров, влияющих на динамику льда, таких как толщина ледникового покрова, средняя годовая скорость аккумуляции, скорость течения льда. Такое предположение недалеко от истины, поскольку природные условия Центральной Антарктиды отличаются особой консервативностью. Согласно принятой модели, в качестве первого приближения возраст керна (t) может быть вычислен как

$$t = \frac{(2H-h)\tau}{2a_n} \ln \frac{2H-h}{2y-h}, \quad H > y > h,$$

где a_n — толщина первоначального слоя годовой аккумуляции, H — толщина ледникового покрова, $h=400$ м — высота над ложем, выше которой горизонтальная компонента скорости деформации предполагается постоянной, y — высота уровня отбора образца керна над подстилающим ложем, τ — период времени, равный одному году.

На рис. 1 представлен изотопный профиль вариаций δO^{18} в образцах керна до глубины 500 м. Верхний участок профиля от поверхности до глубины 270 м характеризуется средней величиной δO^{18} , равной $-53,8\%$; нижний, начиная с глубины 350 м, величиной $-58,7\%$. Такое различие означает, что во время образования нижней части толщи температурные условия в Антарктиде были на $5-6^\circ$ холоднее, чем в последующий период.

Согласно примененной модели, 500-метровая толща накопилась приблизительно за 21 000 лет. Резкое потепление в Антарктиде началось около 14 000 лет назад и стабилизировалось 10 000 лет назад. Подобные результаты получены В. Дансгардом и др. ^(6, 7) по керну из глубокой скважины в Гренландии и хорошо согласуются во времени с другими палеоклиматическими данными северного полушария. Таким образом, лед, взятый из скважины на станции Восток глубже 270 м, очевидно, относится к концу верхнего плейстоцена (позднему валдаю, позднему висконсину), а наступившее потепление соответствует началу голоцена.

Наряду с таким крупным климатическим изменением изотопный профиль отражает изменения менее значительные, охватывавшие более короткие периоды времени. Так, на протяжении 4000 лет, в течение которых шло потепление, зафиксированы два кратковременных теплых пика примерно по 500 лет каждый и два периода похолоданий длительностью около 500 и 2000 лет. Потепления по времени совпадают с известными в северном полушарии межледниковьями Бёллинг и Аллерёд, а похолодания — со стадиями Олд Дриас и Янг Дриас. Период 9000—6000 лет назад характеризуется потеплением. Он совпадает по времени с климатическим оптимумом северного полушария. В работе В. Дансгарда и др. ⁽⁸⁾ на гренландском изотопном профиле климатический оптимум начался 9000 лет назад и закончился 5000 лет назад.

В период 6000—4000 лет назад температурные условия в Антарктиде были близки к средним значениям. Затем наступило небольшое похолодание, длившееся около 1000 лет. Далее в период 3000—1700 лет назад происходило чередование кратковременных потеплений и похолоданий, хотя в целом в этот период климатические условия в Антарктиде были также близки к средним. Примерно 1700 лет назад наступило похолодание, которое закончилось 1200 лет назад, т. е. примерно в VII в.н.э.

Итак, выполненное исследование свидетельствует о возможности применения изотопного метода для определения годовой аккумуляции в областях малого накопления снега. Оказалось вполне возможным распознавать сезонные изотопные различия по крайней мере до тех глубин, где толщина годовых слоев составляет около 2 см льда. Кислородно-изотопный

анализ образцов кернa со станции Восток дал также возможность построить профиль климатических изменений за последние 20 тыс. лет.

Основным итогом выполненных исследований является вывод о синхронности главных климатических рубежей голоцена в обоих полушариях.

Поступило
8 V 1973

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ О. Н. Виноградов, Изменение массы ледникового покрова Восточной Антарктиды в современную эпоху. Тр. Сов. антарктич. эксп., 60, Л., 1960. ² А. П. Капица, Подледный рельеф Антарктиды, «Наука», 1967. ³ M. Cohn, H. Vrey, J. Am. Chem. Soc., 60, № 3 (1938). ⁴ W. Dansgaard, Tellus, 5, № 4 (1953). ⁵ W. Dansgaard, S. J. Johnsen, J. Glaciology, 8, № 53 (1969). ⁶ W. Dansgaard, S. J. Johnsen et al., In: Late Cenozoic Glacial Ages, 1971. ⁷ W. Dansgaard, S. J. Johnsen et al., Science, 166, № 3903 (1969). ⁸ S. Epstein, T. Mayeda, Geochim. et cosmochim. acta, 4, № 5 (1953). ⁹ S. Johnsen, W. Dansgaard et al., Nature, 235, № 5339 (1972).