

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЗИМ ЛАПТЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 50 ТЫСЯЧ ЛЕТ В ИЗОТОПНОЙ ЗАПИСИ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

А.Ю. Деревягин, А.Б. Чижов, Х. Майер*

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический ф-т,
119992, Москва, Воробьевы горы, Россия, dereviag@online.ru

*Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, 14473, Потсдам, Телеграфенберг А43, ФРГ

На основе изотопно-кислородного анализа ($\delta^{18}\text{O}$) около 1600 образцов повторно-жильных льдов, радиоуглеродных датировок льда и вмещающих отложений выполнена реконструкция зимних температур воздуха. Проведена оценка повторяемости температурных условий зим за последние 50 тысяч лет от очень холодных (со среднезимней температурой от -36 до -32 °С) до теплых (от -20 до -16 °С). Голоценовое и современное повышение средних зимних температур на 5 и 3 °С соответственно связано со значительным увеличением (более чем в 4 раза) доли относительно теплых (выше -28 °С) зим. Отмечаются высокая скорость развития голоценового потепления в период от 11 до 3 тыс. лет назад и наличие кратковременных повышений зимних температур (примерно на 5 °С) 38 и 13 тыс. лет назад. Делается вывод о возможной корреляции крупных палеоклиматических событий в Лаптевоморском регионе с данными изотопной записи в ледниковых ядрах Гренландии.

Повторно-жильные льды, изотопно-кислородный анализ, радиоуглеродные датировки, зимние температуры воздуха, поздний плейстоцен, голоцен

WINTER TEMPERATURE CONDITIONS OF LAPTEV SEA REGION DURING THE LAST 50 THOUSANDS YEARS IN THE ISOTOPIC RECORDS OF ICE WEDGES

A.Yu. Dereviagin, A.B. Chizhov, H. Meyer*

Lomonosov Moscow State University, Department of Geology,
119992, Moscow, Vorobyovy Gory, Russia, dereviag@online.ru

*Alfred Wegener Institute of Polar and Marine Research, Potsdam, Telegrafenberg A43, 14473, Germany

The winter air temperature reconstruction has been carried out on the base of oxygen isotopic analysis ($\delta^{18}\text{O}$) of about 1600 ice wedges samples and radiocarbon data of ice and enclosed sediments. The frequency of different winter temperature conditions from very cold (mean winter temperature from -36 to -32 °С) to warm (from -20 to -16 °С) has been estimated during the last 50 ka. The Holocene and modern rises in mean winter temperatures correspondingly for 5 and 3 °С occur due to the increase (more than 4 times) in the contribution of relatively warm (mean winter temperature more than -28 °С) winters. The fast progress of Holocene warming in the period from 11 to 3 ka as well as the brief rises in winter temperature in 38 and 13 ka BP (5 °С) are marked out. The possible correlation between isotopic records of the Greenland ice cores and the important paleoclimatic events in the Laptev Sea region are discussed.

Ice-wedges, oxygen isotopic analysis, radiocarbon dating, winter air temperature, Late Pleistocene, Holocene

ВВЕДЕНИЕ

Изотопный состав повторно-жильных льдов (ПЖЛ), как и ледников, несет информацию о сравнительно недавних (в геологическом масштабе времени) изменениях климата, которая необходима для реконструкции и прогноза развития широкого круга природных процессов. Количественная палеотемпературная интерпретация данных изотопного анализа ПЖЛ основана на эмпирически установленной связи содержания в них кислорода-18 (^{18}O) с зимними температурами воздуха [Васильчук, 1992; Коняхин и др., 1996; Михалев и др., 2006].

Обобщение результатов исследований по реконструкции палеотемператур позднего плейсто-

цена–голоцена с использованием данных изотопно-кислородного анализа ПЖЛ криолитозоны Евразии и Аляски приводится в работе Ю.К. Васильчука и В.М. Котлякова [2000]. В последующие годы банк данных изотопного состава ПЖЛ был существенно дополнен в результате работ российско-германской экспедиции в прибрежных районах и на островах моря Лаптевых. За период с 1998 по 2007 г. российско-германской экспедицией было детально изучено семь разрезов позднелепистоценовых и голоценовых отложений с мощными сингенетическими ПЖЛ и выполнено около 1600 изотопных анализов образцов из позднелепистоценовых и голоценовых ледяных жил.

Кроме того, выполнено более 150 определений радиоуглеродного возраста не только вмещающих ПЖЛ отложений, но и органических включений в ледяных жилах. Опубликованные результаты этих исследований [Деревягин и др., 2007; Зигерт и др., 2009; Andreev et al., 2002, 2009; Meyer et al., 2002a,b; Schirmeister et al., 2002, 2003, 2008; Magens, 2005; Opel et al., 2010] послужили фактическим материалом для настоящей работы.

Большой объем выборки данных изотопно-кислородного анализа ПЖЛ позволяет не только верифицировать выводы, сделанные ранее, но и провести сравнительный анализ распределения зимних палеотемператур в позднем плейстоцене и голоцене. Наиболее сложной задачей является привязка данных изотопного анализа ПЖЛ к абсолютной геохронологической шкале. В работе представлены результаты, основанные на датировании органических включений в образцах льда с известным изотопным составом. Возраст наиболее древнего образца около 50 тыс. лет назад, наиболее молодого – 250 лет. Хотя количество определений (28) явно недостаточно для построения палеотемпературной кривой, они могут служить предметом обсуждения и предварительных выводов о характере климатических изменений за последние 50 тысяч лет. Этот период охватывает весь голоцен, сартанское и каргинское время позднего плейстоцена.

Изотопно-кислородный анализ образцов льда выполнен в Институте полярных и морских исследований им. А. Вегенера в Потсдаме (Германия). Результаты изотопного анализа выражены в промилле (‰) относительно стандарта средней океанической воды (SMOW) и представлены в виде относительных величин $\delta^{18}O$. Погрешность измерений составляет менее 0,1 ‰. Радиоуглеродный возраст органических включений определялся в Лаборатории радиометрического датирования и изучения стабильных изотопов им. Лейбница в Университете г. Киля (Германия).

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Район исследований охватывает побережье моря Лаптевых от устья р. Анабар до берега Ойгосский яр (117–144° в.д.) и остров Большой Ляховский (рис. 1). Территория относится к подзонам арктической и субарктической тундры и характеризуется суровым арктическим климатом с холодной продолжительной зимой и коротким дождливым летом. Данные, приведенные в табл. 1, показывают близость значений среднезимних ($T_з$)¹ и январских ($T_я$) температур на различных участках побережья моря Лаптевых, в то время как вариации среднелетних ($T_л$) и июльских температур ($T_и$) более значительные.

Среднегодовая сумма осадков составляет 230–300 мм на западе и в центральной части района, уменьшаясь до 140–180 мм в восточной его части (до 70 % выпадает в летний период). Коли-



Рис. 1. Расположение ключевых участков:

1 – мыс Мамонтов Клык; 2 – западная часть дельты Лены (Оленекская протока); 3 – центральная часть дельты Лены (о. Курунгнах Сисе); 4 – п-ов Быковский; 5 – о. Муостах; 6 – берег Ойгосский яр; 7 – о. Большой Ляховский.

Таблица 1. Температура воздуха по данным метеостанций

| Метеостанция | Широта (с.ш.) | Температура воздуха, °С | | | | | Амплитуда ($T_и - T_я$, °С) |
|---------------------|---------------|-------------------------|-------|-------|-------|-------|-------------------------------|
| | | $T_{ср}$ | $T_л$ | $T_з$ | $T_я$ | $T_и$ | |
| Терпяй-Тумса | 73°50' | -15,2 | 2,1 | -20,2 | -32,7 | 3,1 | 35,8 |
| Усть-Оленек | 73°05' | -14,3 | 4,5 | -19,8 | -34,3 | 8,1 | 42,4 |
| Столб | 72°30' | -12,8 | 5,1 | -21,7 | -30,2 | 8,2 | 38,4 |
| Тикси | 71°47' | -13,2 | 5,8 | -21,9 | -31,2 | 7,2 | 38,4 |
| Святой Нос | 72°55' | -13,9 | 2,6 | -22,1 | -29,9 | 4,3 | 34,2 |
| Шалаурова | 73°17' | -15,7 | 1,6 | -21,6 | -31,6 | 0,9 | 32,5 |
| Среднее для региона | | -14,1 | 3,6 | -21,2 | -31,1 | 5,3 | 37,0 |

Примечание. $T_{ср}$ – среднегодовое, $T_л$ – среднелетнее, $T_з$ – среднезимнее значения температуры; $T_я$, $T_и$ – температура воздуха в январе и июле соответственно.

¹ Под среднезимней температурой воздуха понимается средняя температура за период устойчивого накопления снега, ограниченный датами перехода суточных температур воздуха через 0 °С.

Таблица 2. Минимальный и максимальный радиоуглеродный (^{14}C) возраст отложений ледового комплекса (ЛК) на исследованных участках (по [Зигерт и др., 2009], с дополнениями)

| № п/п | Участок | Высота ЛК, м над ур. моря | Датировки, тыс. лет назад | | Кол-во определений (n) |
|-------|---------------------|---------------------------|---------------------------|-------|------------------------|
| | | | мин. | макс. | |
| 1 | Мыс Мамонтов Клык | 0,5–23,5 | 27,2 | 14,5 | 14 |
| 2 | Дельта Лены (запад) | 3–17 | >52 | 20,1 | 7 |
| 3 | Дельта Лены (центр) | 17,5–32,1 | 41,4 | 16,9 | 8 |
| 4 | П-ов Быковский | 0–37 | 58,4 | 12,1 | 44 |
| 5 | О. Муостах | 0–23 | 46,8 | 19,6 | 6 |
| 6 | Ойгосский яр | 9–30 | 48,8 | 22,9 | 15 |
| 7 | О. Бол. Ляховский | 7–27 | 52,9 | 28,5 | 20 |

чество осадков (особенно зимних) резко убывает на Новосибирских островах, где зимой выпадает всего 30–50 мм осадков. Снежный покров устанавливается в конце сентября и разрушается в конце июня. Высота снежного покрова в среднем не более 20–30 см. Снежники, формирующиеся в депрессиях рельефа, встречаются до середины августа. Характерной особенностью снежного покрова является наличие горизонта глубинной изморози у поверхности почвы. Район относится к зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород, мощность которых оценивается в 400–600 м [Геокриология СССР, 1989]. Среднегодовая температура пород около $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$. Мощность сезонноталого слоя изменяется от 0,2 до 0,5 м.

В работе используются данные о криогенном строении и изотопном составе повторно-жильных льдов на следующих ключевых участках (см. рис. 1): 1 – мыс Мамонтов Клык (Анабар-Оленекское междуречье); 2 – западная часть дельты Лены (устье Оленекской протоки); 3 – центральная часть дельты Лены (о. Курунгнах Сисе); 4 – п-ов Быковский (урочище Мамонтовая Хаята, перешеек Колычева); 5 – о. Муостах; 6 – берег Ойгосский яр; 7 – о. Большой Ляховский (р. Зимовье). На этих участках были изучены повторно-жильные льды останцов верхнеплейстоценовых льдистых алевритов (известных как “ледовый комплекс”, “едомная свита”, “едома”), расположенных на высотах 25–40 м над уровнем моря, и голоценовых отложений, слагающих низкие геоморфологические уровни: обширные аласы, I надпойменную террасу и пойму.

Вертикальная мощность сингенетических верхнеплейстоценовых ПЖЛ на участках различна и изменяется от 15–20 м (мыс Мамонтов Клык) до 37 м (урочище Мамонтовая Хаята)². В ряде случаев “хвосты” жил уходят под уровень моря и недоступны для опробования. Ширина ПЖЛ также варьирует в широких пределах – от 3–5 до 10,2 м (Ойгосский яр). Вертикальная мощность голоценовых жил составляет от 2–3 до 5–7 м, а

ширина по верху, как правило, не превышает 3,0–3,5 м. Голоценовые ПЖЛ встречаются и в позднеплейстоценовых отложениях на поверхности останцов едомы. Глубина проникновения голоценовых жил в ледовый комплекс достигает 2–3 м. Интенсивное морозобойное растрескивание и формирование ледяных жил продолжается и в настоящее время.

Большое количество радиоуглеродных (^{14}C) датировок, полученных в последнее время [Зигерт и др., 2009; Schirmermeister et al., 2008; Andreev et al., 2009], показывает, что формирование основной части изученного разреза вмещающих ПЖЛ отложений происходило в течение последних 50–60 тысяч лет (табл. 2).

Залегающие на отложениях позднеплейстоценового ледового комплекса линзы голоценовых отложений с сингенетическими им ледяными жилами характеризуются ^{14}C -датами в диапазоне от 4,5 до 10,8 тыс. лет назад [Meyer et al., 2002a; Magens, 2005].

ОПРОБОВАНИЕ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

В районе исследований были детально опробованы крупные транзитные повторно-жильные льды позднеплейстоценового ледового комплекса (837 образцов), голоценовые ПЖЛ (596 образцов), а также современные ростки голоценовых ПЖЛ (76 образцов). Отбор образцов производился для определения изотопного состава и возраста ПЖЛ.

Наиболее сложной задачей является опробование крупных сингенетических ПЖЛ. Образцы отбирались по всей ширине жилы по горизонтальным профилям с шагом 10–15 см. Горизонтальные профили последовательно располагались по высоте жилы на расстоянии 4–5 м друг от друга (примерной глубине морозобойного растрескивания). Перед отбором образцов определялись элементы залегания жилы и ее истинные (а не кажущиеся на

² Видимая мощность.

срезы обнажения) размеры. Использовались два способа опробования: 1) выбуривание и вырезание (с помощью бензопилы) образцов льда стандартного размера; 2) выпиливание крупных монолитов льда по всей ширине жилы с последующим изучением их в холодильной камере.

При первом способе опробования использовался специальный пробоотборник (ледобур) с внутренним диаметром 20 мм. Некоторые ПЖЛ были опробованы с использованием бензопилы: из жильного льда выпиливались образцы размером 20×100×100 мм. Расстояние между соседними образцами в обоих случаях составляло 10–15 см. Важно отметить, что использование образцов стандартного размера дает возможность корректно сравнивать результаты опробования и проводить их дальнейшую статистическую обработку.

Так как изотопный состав ПЖЛ на боковых контактах с вмещающими отложениями, как правило, претерпевает существенные изменения [Деревягин и др., 2005; Meyer et al., 2002a] в целях палеоклиматической интерпретации образцы из этой зоны не использовались.

Отобранные образцы льда помещались в герметичные пластиковые пакеты, из которых, по возможности, удалялся воздух. После оттаивания пробы переливались в пластиковые фляжки объемом 20 мл для последующего лабораторного анализа.

При втором способе опробования крупные монолиты повторно-жильного льда (300×150×150 мм) выпиливались бензопилой по всей ширине жилы. После соответствующей маркировки они помещались в специальные термоизоляционные ящики и доставлялись в лабораторию в мерзлом состоянии. В холодильной камере монолиты разрезались согласно текстуре жильного льда ленточной пилой на тонкие (1 см) пластины, что примерно соответствует 2–4 элементарным жилкам. Этот метод позволяет не только провести детальный изотопный анализ, но также обнаружить и изучить органические включения в жильном льду, которые затем могут быть использованы для определения радиоуглеродного возраста. Такой способ опробования дает возможность исследования изотопного состава ПЖЛ практически без пропусков. Для сопоставимости результатов, полученных первым и вторым способами, при статистической обработке данных проводилось осреднение изотопного состава соседних образцов (полученных вторым способом) в соответствии с шагом опробования при использовании первого способа.

Для датирования ПЖЛ применялся радиоуглеродный (^{14}C) метод. Косвенное ^{14}C -датирование определяет абсолютный возраст отложений, вмещающих сингенетические ПЖЛ. Образцы органики (как правило, это торф, растительные остатки,

детрит, фрагменты древесины) отбирались в непосредственной близости от ПЖЛ. Возраст отложений на одном уровне с профилем отбора образцов ПЖЛ на изотопный анализ примерно соответствует максимальному возрасту льда в профиле. По мере накопления осадков рост жилы в ширину на уровне опробованного профиля продолжался до тех пор, пока мощность более молодых отложений не превысила глубину морозобойного растрескивания. Если принять величину последней 5 м, а скорость накопления позднеплейстоценовых осадков для этого региона, по нашим данным, 0,5–0,8 м за 1000 лет, то возможное время роста жилы до 4 м в ширину составит от 5 до 8 тыс. лет. Эти ориентировочные расчеты показывают, что разница в возрасте образцов ПЖЛ и вмещающих пород может быть весьма значительной. В результате, используя ^{14}C -датировку вмещающей ПЖЛ отложений, мы вынуждены “осреднять” значения $\delta^{18}\text{O}$ образцов ПЖЛ применительно к временным интервалам большой длительности.

Прямое датирование льда ПЖЛ стало широко применяться лишь недавно [Vasil'chuk et al., 2000]. Внедрение AMS-метода (метода ускорительной масс-спектрометрии) позволило получать датировки на основе анализа найденных непосредственно во льду небольших включений органики (в том числе углеродсодержащих газов и пыли растений). Для определения абсолютного возраста мы использовали обломки веток, листья, частички торфа, помет леммингов и другие органические остатки, попадающие в морозобойные трещины. К настоящему времени число образцов ПЖЛ с имеющимися данными об их радиоуглеродном возрасте в исследуемом регионе сравнительно невелико (28 образцов). Полученные датировки лежат в интервале 49,2–0,26 тыс. лет назад.

Следует отметить, что при сопоставлении датировок органики изо льда ПЖЛ и вмещающих отложений, отобранных на одной и той же высоте, обнаруживались расхождения значений абсолютного возраста: возраст органики изо льда меньше возраста вмещающих отложений. Это связано с особенностями роста сингенетических ПЖЛ. В общем случае, чем шире опробованная ледяная жила, тем больше может быть расхождение возраста отложений и жильного льда.

ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНЫЙ СОСТАВ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

Изотопно-кислородный состав ПЖЛ (табл. 3) характеризуется концентрацией в них кислорода-18 ($\delta^{18}\text{O}$). Заметим, что проведенными ранее исследованиями [Meyer et al., 2002a,b; Magens, 2005] не выявлено существенного различия изотопного состава частей ледяных жил в отложениях, датированных по ^{14}C каргинским (Q_{III}^3) и сартанским

Таблица 3. Результаты изотопно-кислородного анализа ПЖЛ

| Возраст ПЖЛ, тыс. лет назад (Геологический индекс) | Кол-во опробований | $\delta^{18}\text{O}$, ‰ | | |
|--|--------------------|---------------------------|-------|-------|
| | | сред. | мин. | макс. |
| От 50 до 10 (Q_{III}^{3-4}) | 837 | -29,9 | -35,1 | -22,0 |
| До 10 (Q_{IV} , голоцен) | 596 | -24,8 | -29,1 | -19,2 |
| Менее 100 лет (современные ростки ПЖЛ) | 76 | -21,3 | -25,3 | -16,3 |

(Q_{III}^4) временем. Поэтому у нас нет оснований (в том числе геологических и криолитологических) для более дробного расчленения позднеплейстоценового ледового комплекса в возрастном интервале от 50 до 10 тыс. лет.

Анализ данных показывает значительные различия изотопного состава позднеплейстоценовых (Q_{III}^{3-4}) и голоценовых (Q_{IV}) ПЖЛ. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ позднеплейстоценовых ПЖЛ на 5 ‰ легче голоценовых. Отличаются минимальные и максимальные значения, приведенные в табл. 3. Следует отметить бóльший размах значений изотопного состава в исследуемом периоде позднего плейстоцена по сравнению с голоценом (13,1 и 9,9 ‰ соответственно). Еще бóльшие концентрации тяжелого изотопа (^{18}O) присущи современным росткам ПЖЛ [Деревагин и др., 2003; Dereviagin et al., 2002]. Вариации изотопного состава ПЖЛ в позднем плейстоцене–голоцене и в настоящее время отражают изменения региональных палеоклиматических (палеотемпературных) условий.

СВЯЗЬ ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНОГО СОСТАВА ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ С ТЕМПЕРАТУРОЙ ВОЗДУХА

Исследователи изотопного состава подземных льдов рассматривают ПЖЛ в качестве наиболее надежного палеотермометра [Васильчук, 1992; Коняхин и др., 1996]. Это мнение основывается на наличии коррелятивной связи между значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}}$ в современных ростках ПЖЛ (возраст менее 100 лет) и современными средними температурами воздуха в зимний период (T_3), а также средней температурой января ($T_я$). По данным Ю.К. Васильчука [1992], эти соотношения численно могут быть выражены как

$$T_3 = \delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}} (\pm 2 \text{ } ^\circ\text{C}); \quad (1)$$

$$T_я = 1,5\delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}} (\pm 3 \text{ } ^\circ\text{C}). \quad (2)$$

В формуле (1) изотопно-температурный градиент ($\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta T$) равен единице, т. е. изменению температуры на 1 °C соответствует изменение $\delta^{18}\text{O}$ на 1 ‰. Использование уравнений регрессии, связывающих T_3 и $\delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}}$, предлагаемых другими исследователями [Коняхин и др., 1996; Михалев и др., 2006], приводит к близким значениям в рас-

считываемом диапазоне зимних температур с учетом допустимого интервала $\pm 2 \text{ } ^\circ\text{C}$.

Согласно нашим данным, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ современных ростков ПЖЛ численно практически совпадает со среднезимней температурой воздуха для метеостанций Лаптевоморского региона (см. табл. 1, 3), что соответствует формуле (1). Следует отметить, что речь идет о средних значениях, так как вариации значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}}$ для всей выборки даже в пределах одного участка могут достигать 3–4 ‰.

Применение изотопного термометра предполагает, что значение изотопно-температурного градиента за исследуемый период (в нашем случае последние 50 тысяч лет) не претерпело существенных изменений. Кроме того, некоторое влияние на результаты расчетов могло оказать изменение изотопного состава океанической воды в плейстоцене вследствие динамики оледенения. По оценке Д.В. Михалева и В.И. Николаева с соавт. [2006], соответствующая поправка для кульминации последнего плейстоценового оледенения (Q_{III}^4) достигает $-2 \text{ } ^\circ\text{C}$. Далее результаты расчетов T_3 приводятся нами без поправки на изменение изотопного состава океанических вод. Это облегчает сопоставление с данными изотопных исследований палеоклимата, полученными ранее.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЗИМ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

Данные изотопно-кислородного анализа, т. е. средние значения $\delta^{18}\text{O}$ ПЖЛ (см. табл. 3), позволили оценить среднезимние (T_3) и среднеянварские ($T_я$) температуры воздуха в позднем плейстоцене и голоцене по формулам (1) и (2). Результаты приведены в табл. 4. Там же представлены данные о современных (примерно за последние 100 лет) значениях T_3 и $T_я$ по результатам изотопно-кислородного анализа современных ростков ледяных жил.

Результаты, приведенные в табл. 4, показывают, что температуры современных зим заметно выше (на 3–4 °C) средних значений для голоцена. При этом разность зимних температур современных и позднего плейстоцена достигает 8–9 °C. По ранее сделанным оценкам, для севера Сибири эта величина составляет 6–8 °C [Васильчук, Котляков,

Таблица 4. Среднезимняя (T_3) и среднеянварская ($T_я$) температура воздуха в позднем плейстоцене (50–10 тыс. лет назад) и голоцене по данным изотопно-кислородного анализа ПЖЛ

| Возраст ПЖЛ, тыс. лет назад (Геологический индекс) | $\delta^{18}\text{O}$, ‰ | T_3 , °C | $T_я$, °C |
|--|---------------------------|------------|------------|
| От 50 до 10 (Q_{III}^{3-4}) | -29,9 | -29,9 | -44,8 |
| До 10 (Q_{IV} , голоцен) | -24,8 | -24,8 | -37,2 |
| Менее 100 лет (Q_{IV} , современные ростки ПЖЛ) | -21,3 | -21,3 | -32,0 |

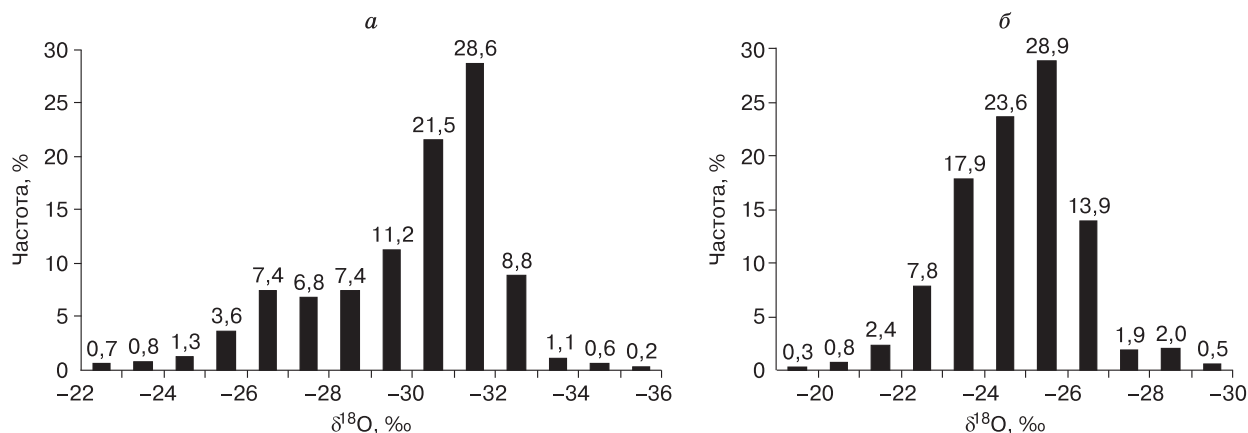


Рис. 2. Частота (повторяемость, %) значений δ¹⁸O (‰):

а – позднеплейстоценовых (возраст 50–10 тыс. лет) ПЖЛ; *б* – голоценовых ПЖЛ.

2000]. Сравнение с современными температурами широко принято при реконструкциях палеоклимата прошлых эпох. Однако следует иметь в виду различия во временном масштабе: средние значения за 50–100 лет сопоставляются с осредненными за 10 и 40 тыс. лет.

Выше были приведены оценки средних зимних температур для хронологических подразделений позднего плейстоцена и голоцена длительностью 10 тыс. лет и более. Несомненно, что за столь длительные периоды средние многолетние (от нескольких десятков до ста лет) значения температур могли испытывать существенные колебания. Большое количество определений δ¹⁸O образцов позднеплейстоценовых и голоценовых ПЖЛ (примерная “разрешающая способность” каждого образца несколько десятков лет) позволяет получить достаточно полный спектр значений зимних температур для этих периодов и сопоставить их между собой. Для этого были определены частоты (повторяемость) значений δ¹⁸O во всей совокупности образцов каждого периода. Величина выборки составляла 596 образцов для голоценовых и 837 для позднеплейстоценовых ПЖЛ. Значения δ¹⁸O были разбиты на интервалы с шагом 1 ‰, что соответствует 1 °C. Результаты представлены в виде гистограмм (рис. 2).

Сравнение гистограмм позднеплейстоценовых и голоценовых ПЖЛ показывает существенные различия в распределении частот (повторяемости) значений δ¹⁸O (T_3). В образцах позднеплейстоценовых ПЖЛ резко выражен максимум частот в интервале значений δ¹⁸O от -30 до -32 ‰ ($T_3 = -30...-32$ °C), составляющий 50,1%. При этом диаграмма частоты распределения значений δ¹⁸O (T_3) позднеплейстоценовых жил носит асимметричный характер: максимум сдвинут в сторону негативных значений δ¹⁸O (более низких T_3). Более 70% зим в конце позднего плейстоцена харак-

теризовались весьма легким изотопным составом осадков (<-28 ‰), что соответствовало средним зимним температурам ниже -28 °C. Для голоценовых зим (см. рис. 2, б) такие низкие значения δ¹⁸O и температуры были скорее исключением (около 3%).

Гистограмма для голоценовых ПЖЛ имеет хорошо выраженный максимум частот (92,1%) в интервале значений δ¹⁸O от -22 до -27 ‰ ($T_3 = -22...-27$ °C). Как более тяжелые значения δ¹⁸O, так и более легкие встречаются гораздо реже. Для современных ледяных жил (возрастом менее 100 лет) анализ распределения частот значений δ¹⁸O показывает два относительно слабо выраженных максимума в диапазоне T_3 от -20...-21 до -23...-24 °C. Зимы с температурами выше -20 °C составляют около 27%, тогда как для голоцена менее 0,5%. Возможно, такое распределение T_3 , наступившее в XX столетии, отражает общее потепление климата. При этом следует иметь в виду, что современное потепление является пока лишь коротким эпизодом на фоне предшествующей истории голоцена.

С использованием формулы (1) по имеющимся данным (см. рис. 2) выделено пять температурных градаций зим от очень холодных ($T_3 = -36...-32$ °C) до теплых ($T_3 = -20...-16$ °C) (табл. 5).

Таблица 5. Частота (повторяемость, %) среднезимних температур (T_3) в позднем плейстоцене и голоцене

| Градации зим | Диапазон изменения T_3 , °C | Возраст ПЖЛ, тыс. лет назад | | |
|-------------------|-------------------------------|-----------------------------|--------|-------|
| | | <0,1 | 10–0,1 | 50–10 |
| Теплые | -16...-20 | 27,8 | 0,3 | – |
| Умеренно теплые | -20...-24 | 55,8 | 28,8 | 1,5 |
| Умеренно холодные | -24...-28 | 16,5 | 68,3 | 19,1 |
| Холодные | -28...-32 | – | 2,5 | 68,7 |
| Очень холодные | -32...-36 | – | – | 10,7 |

Средняя температура “холодных” зим в этом случае равна средней зимней температуре за рассматриваемый период позднего плейстоцена (см. табл. 4). Как видно из табл. 5, для современного периода характерно абсолютное преобладание (около 85 %) теплых и умеренно теплых зим (T_3 выше -24°C). При этом нет данных, указывающих на холодные и очень холодные зимы. Весь предшествующий период голоцена отличался значительно большей суровостью. Среди определений $\delta^{18}\text{O}$ голоценовых ПЖЛ лишь 0,3 % значений свидетельствуют о наличии “теплых” зим. В то же время встречаемость умеренно холодных зим ($-24\dots-28^\circ\text{C}$) по сравнению с современным периодом возросла почти в 4 раза.

Голоценовое потепление относительно конца плейстоцена (каргинское и сартанское время) выразилось в преобладании умеренно теплых и умеренно холодных зим, при этом встречаемость холодных зим сократилась до 2,5 %, а данные, указывающие на существование в голоцене очень холодных зим, отсутствуют. Абсолютное преобладание холодных и очень холодных зим с температурой воздуха ниже -28°C – характерная особенность климата позднего плейстоцена (каргинское и сартанское время). Однако зимы, сходные по температурным условиям с зимами не только голоцена, но и настоящего времени, не были редкостью. Количество образцов с соответствующими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (T_3) составило до 19,1 % во второй половине позднего плейстоцена (50–10 тыс. лет назад).

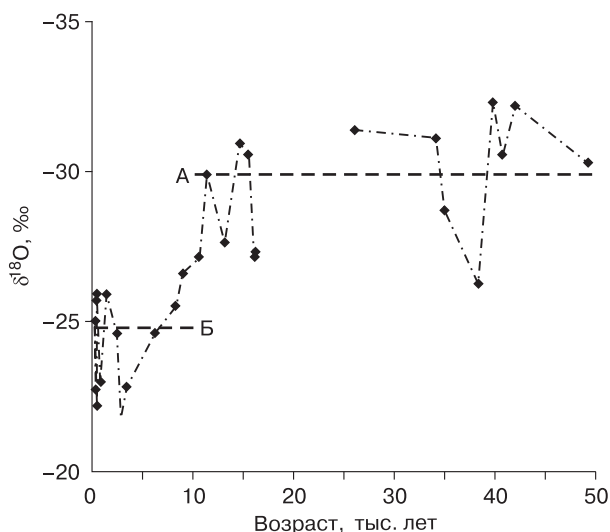


Рис. 3. Изменение изотопно-кислородного ($\delta^{18}\text{O}$, ‰) состава ПЖЛ в позднем плейстоцене и голоцене по датированным (^{14}C) образцам:

линия А – среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ позднелейстоценовых ПЖЛ; линия Б – среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ голоценовых ПЖЛ.

Вероятно, ни каргинские, ни сартанские зимы все же не были самыми холодными в позднем плейстоцене. Изотопно-кислородный анализ ледяных и песчано-ледяных жил этого региона возрастом более 50–55 тыс. лет [Деревягин и др., 2007] показывает, что их формирование происходило при зимних температурах от -28 до -36°C . По принятой градации это холодные и очень холодные зимы. При этом более 90 % образцов соответствуют температурам от -30 до -34°C . Среднее значение T_3 для этого периода (охватывающего вторую половину зырянского времени) составляет около -34°C , что на 4°C ниже средних значений каргинского и сартанского времени.

ИЗОТОПНАЯ ЗАПИСЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПО ДАТИРОВАННЫМ ОБРАЗЦАМ ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

К настоящему времени количество образцов ПЖЛ, для которых помимо изотопного состава определялся и абсолютный (радиоуглеродный) возраст льда, весьма невелико. В данной работе было использовано 28 датированных образцов ПЖЛ. Составленная по ним изотопная запись ($\delta^{18}\text{O}$) содержит много пробелов (рис. 3). Тем не менее обсуждение этих данных представляется весьма актуальным.

Как видно из рис. 3, значения $\delta^{18}\text{O}$ датированных образцов могут сильно отклоняться от средних значений для позднего плейстоцена и голоцена, показанных линиями А и Б. Амплитуда этих колебаний в позднем плейстоцене по датированным образцам достигает 6–7 ‰. С учетом всей совокупности образцов из позднелейстоценовых ПЖЛ (см. табл. 3, рис. 2, а) эта величина могла быть еще больше (до 10–12 ‰).

Согласно имеющимся радиоуглеродным датировкам, “теплые” пики могут быть сопоставлены с некоторыми климатическими событиями Дансгора–Эшгера (Д–Э) на детальной изотопной записи ледниковых кернов Гренландии [Dansgaard et al., 1993].

Так, между 39 и 35 тыс. лет назад (каргинское время) отмечается существенное (до 3–5 ‰) утяжеление изотопного состава ПЖЛ (соответствующее повышению многолетних значений зимних температур). Уменьшение негативных значений $\delta^{18}\text{O}$ в ПЖЛ в это время сопровождается положительным сдвигом и в изотопно-кислородном составе текстурных льдов (до 6–7 ‰) [Деревягин и др., 2005]. Это может свидетельствовать о том, что потепление распространялось и на летний период.

На аномально высокие зимние температуры в период 37–36 тыс. лет назад (всего на 1–3 $^\circ\text{C}$ ниже современных) указывает Ю.К. Васильчук [2006]

по данным изотопных исследований ПЖЛ в низовьях Колымы. О кратковременном потеплении с максимумом около 38 тыс. лет назад на основе палинологических данных говорит А.К. Васильчук [2007]. Ранее на существование нескольких теплых периодов в каргинское время (от 45 до 33 тыс. лет назад) на Таймыре указывала Н.В. Кинд [1974] и другие исследователи. По времени зафиксированный изотопный максимум может быть сопоставлен с 12 (Хенгело), 11 и 10 событиями Дансгора–Эшгера, отмеченными на гренландской изотопной кривой [Dansgaard et al., 1993].

Два пика утяжеления изотопного состава (повышения T_3) отмечены на рис. 3 примерно 14–13 и 17–16 тыс. лет назад, когда зимние температуры могли повышаться примерно на 3–4 °С. Здесь четко выделяется наступившее затем похолодание (примерно 12–11 тыс. лет назад), которое можно соотнести с похолоданием молодой дриас–пребореал (по европейской шкале). Значения T_3 могли в это время понижаться до –30 °С, но не были суровее других “холодных” зим плейстоцена в этом регионе.

Вероятно, для исследованного возрастного интервала (50–10 тыс. лет назад) количество климатических осцилляций (повышений зимней температуры) было значительно больше. За этот же период на гренландской изотопной кривой, где фиксируется изотопный состав ледникового керна, отражающий среднегодовую температуру воздуха, выделено 13 таких событий. Однако даже при детальности исследования ПЖЛ, сопоставимой с данными по ледниковым кернам, вряд ли можно ожидать их полного совпадения, так как слишком велики различия в географическом положении и генезисе этих ледяных образований. В то же время совпадение ряда климатических событий (с учетом неизбежных погрешностей в датировке льда) может свидетельствовать о глобальном масштабе их проявлений.

Начало голоценового потепления, по данным изотопного анализа ПЖЛ (см. рис. 3), относится примерно к 11 тыс. лет назад, что совпадает с данными по ледниковому керну Гренландии [Dansgaard et al., 1993]. За 1000 лет T_3 повысилась на 3–4 °С. По данным детального исследования ледникового керна Южной Гренландии (скв. Дай-3), окончание молодого дриаса (10,7 тыс. лет назад) ознаменовалось очень быстрым (всего 50 лет) повышением среднегодовой температуры воздуха на 5–6 °С [Dansgaard et al., 1989].

По нашим данным, тренд к утяжелению изотопного состава ПЖЛ (повышению температуры зим) в регионе закончился примерно 3,0–2,5 тыс. лет назад. Последующий период ознаменовался частыми колебаниями T_3 в диапазоне от

–26 до –22 °С. За последние 100 лет среднее значение T_3 повысилось до –21 °С. По данным изотопной записи для Гренландии, климат голоцена за последние 9,5 тысяч лет отличался большой стабильностью и отсутствием заметного тренда к повышению температуры. Это, вероятно, связано с различием физико-географических условий обоих регионов. Кроме того, изотопная запись в ледниковых кернах Гренландии отражает изменения среднегодовой температуры, а в образцах ПЖЛ – средnezимней температуры.

ВЫВОДЫ

1. Изменения изотопного состава ПЖЛ в позднем плейстоцене–голоцене и в настоящее время отражают изменения региональных зимних палеотемператур (T_3). Голоценовое потепление климата привело к повышению среднего значения T_3 примерно на 5 °С по сравнению с предшествующим периодом позднего плейстоцена. По отношению к последнему столетию потепление достигло 9 °С.

2. Анализ повторяемости значений $\delta^{18}\text{O}$ в образцах ПЖЛ показал, что голоценовое потепление связано со значительным (более чем в 4 раза) возрастанием доли относительно теплых зим (T_3 от –20 до –28 °С) по сравнению с поздним плейстоценом, где их доля составляла не более 20 %. В то же время доля суровых зим с температурами ниже –28 °С в голоцене составила лишь 2,5 %, в позднем плейстоцене их преобладание было абсолютным (около 80 %).

3. Изотопно-кислородный анализ датированных по ^{14}C образцов льда плейстоценовых ПЖЛ показал резкое повышение средnezимних температур (до 5 °С) около 38 и 13 тыс. лет назад. Последнее потепление сменилось похолоданием климата в конце плейстоцена (12–11 тыс. лет назад), когда зимние температуры понизились с –27 до –30 °С. Палеоклиматическим событиям, установленным по датированным образцам ПЖЛ, соответствуют события Дансгора–Эшгера изотопной записи ледников Гренландии.

4. Голоценовое потепление началось в регионе около 11 тыс. лет назад. Устойчивый тренд к повышению средних зимних температур наблюдался в последующие 7–8 тысяч лет. Около 3,0–2,5 тыс. лет назад зимние температуры вплотную приблизились к современным значениям. Для последних 3 тысяч лет характерны частые колебания зимних температур с амплитудой до 2–4 °С.

5. Зимы последнего столетия были аномально теплыми. Средnezимние температуры превысили –20 °С, а среднеянварские составляли –30 °С. На это указывает появление в спектре $\delta^{18}\text{O}$ современных ледяных жил значений, лежащих в диапазоне от –20 до –16 ‰ (около 30 % образцов). Средняя температура современных зим (–21 °С) на 3–4 °С выше, чем за предшествующий период голоцена.

Литература

- Васильчук А.К.** Палинология и хронология полигонально-жильных комплексов в криолитозоне России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2007, 488 с.
- Васильчук Ю.К.** Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). М., Изд-во РАН, 1992, т. 1, 420 с.
- Васильчук Ю.К.** Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М., Изд-во Моск. ун-та, 2006, 392 с.
- Васильчук Ю.К., Котляков В.М.** Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 2000, 616 с.
- Геокриология СССР.** Средняя Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, 414 с.
- Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х.** Изотопный состав природных вод и современных подземных льдов Лаптево-морского региона // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 3, с. 41–48.
- Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х., Сыромятников И.И.** Изотопный состав сегрегационных льдов ледового комплекса п-ова Быковский // Материалы III конф. геокриологов России. М., 2005, т. 1, с. 162–168.
- Деревягин А.Ю., Куницкий В.В., Майер Х.** Песчано-ледяные жилы на крайнем севере Якутии // Криосфера Земли, 2007, т. XI, № 1, с. 62–71.
- Зигерт К., Куницкий В.В., Ширмайстер Л.** Отложения ледового комплекса – архив данных для реконструкции климата и экологии на побережье моря Лаптевых в позднем плейстоцене // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики, современное состояние и история развития. М., Изд-во Моск. ун-та, 2009, с. 320–332.
- Кинд Н.В.** Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., Наука, 1974, 256 с.
- Коняхин М.А., Михалев Д.В., Соломатин В.И.** Изотопно-кислородный состав подземных льдов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1996, 156 с.
- Михалев Д.В., Николаев В.И., Романенко Ф.А. и др.** Предварительные результаты изучения опорных разрезов многолетнемерзлых пород в нижнем течении р. Малый Аноуй // Стабильные изотопы в палеоэкологических исследованиях. М., Ин-т географии РАН, 2006, с. 100–123.
- Andreev A.A., Schirrmeyer L., Siegert C. et al.** Paleoenvironmental changes in Northeast Siberia during the Late Quaternary – Evidence from pollen Records of the Bykovsky Peninsula // Polarforschung, 2002, No. 70, p. 13–25.
- Andreev A.A., Grosse G., Schirrmeyer L. et al.** Weichselian and Holocene palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island, New Siberian Archipelago, Arctic Siberia // Boreas, 2009, vol. 38 (1), p. 72–110.
- Dansgaard W., White J.W.C., Jonsen S.L.** The abrupt termination of the Younger Dryas climate event // Nature, 1989, vol. 339, p. 532–533.
- Dansgaard W., Jonsen S.L., Clausen H.B. et al.** Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // Nature, 1993, vol. 364, No. 6434, p. 218–220.
- Dereviagin A.Yu., Meyer H., Chizhov A.B. et al.** New data on the isotopic composition and evolution of modern ice wedges in the Laptev Sea region // Polarforschung, 2002, No. 70, p. 27–35.
- Magens D.** Late Quaternary climate and environmental history of Siberian Arctic – permafrost records from Cape Mamontov Klyk, Laptev Sea: Dipl. Thes. Univ. of Kiel, 2005, 130 p.
- Meyer H., Dereviagin A.Yu., Siegert Ch., Hubberten H.-W.** Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ground ice // Polarforschung, 2002a, No. 70, p. 37–51.
- Meyer H., Dereviagin A.Yu., Siegert C. et al.** Paleoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia – Hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges // Permafrost and Periglacial Processes, 2002b, No. 13, p. 91–105.
- Opel T., Dereviagin A.Yu., Meyer H., Wetterich S.** Paleoclimatic information from stable water isotopes of Holocene and recent ice wedges at the Oyogos Yar coast region (Northeastern Siberia) // Permafrost and Periglacial Processes, 2010, DOI: 10.1002, p. 667.
- Schirrmeyer L., Siegert C., Kuznetsova T. et al.** Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quatern. Intern., 2002, No. 89, p. 97–118.
- Schirrmeyer L., Kunitsky V.V., Grosse G. et al.** Late Quaternary history of the accumulation plain north of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia) – a multidisciplinary approach // Polar Geography, 2003, No. 27 (4), p. 277–319.
- Schirrmeyer L., Grosse G., Kunitsky V. et al.** Periglacial landscape evolution and environmental changes of Arctic lowland areas for the last 60 000 years (Western Laptev Sea coast, Cape Mamontov Klyk) // Polar Res., 2008, vol. 27, No. 2, p. 249–272.
- Vasil'chuk Yu.K., van der Plicht J., Junger H. et al.** First direct dating of Late Pleistocene ice-wedges by AMS // Earth and Planet. Sci. Lett., 2000, vol. 179, No. 2, p. 237–242.

*Поступила в редакцию
4 июня 2009 г.*