

УДК 550.461+551.311(476)

*Н.А. Махнач, В.П. Зерницкая*

## **КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ–ГОЛОЦЕНЕ БЕЛАРУСИ (ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ АУТИГЕННОГО ОЗЕРНОГО КАЛЬЦИТА)**

На основании материалов изотопно-геохимического (а также литологического и палинологического) изучения карбонатных озерных осадков выделен и датирован ряд климатических фаз. Наиболее яркие среди них: среднедриасовое похолодание (~14200–13900 кал. л.н.); аллередское потепление (13900–12800/12700 кал. л.н.); позднедриасовое похолодание (12800/12700–11600/11500 кал. л.н.); холодная и/или влажная фаза 9000–8600 кал. л.н.; теплая и сухая фаза 8600–8300 кал. л.н.; наиболее холодный эпизод голоцена 8300–8100 кал. л.н.; преимущественно аридный этап максимальных температур 8100–4700 кал. л., включающий относительно холодную и влажную фазу 6400–5350 кал. л.н.; длительный тренд похолодания и увлажнения 5200–2100 кал. л.н.; теплый и/или сухой эпизод 2100–1400 кал. л.н.; тренд похолодания и увлажнения с 1700 кал. л.н. по настоящее время. Установлено, что динамика климата Беларуси и более западных частей Европы характеризовалась значительной когерентностью. Это следует из корреляции пиков, сдвигов и трендов белорусских кривых  $\delta^{18}\text{O}$  кальцита с изотопно-кислородными событиями, распознаваемыми в кривой, полученной по воде гренландского ледника (скважина GISP 2). Надрегиональный ранг некоторых климатических фаз подтверждается также сопоставлением с данными реконструкций, проведенных в Англии, Германии, Польше и Эстонии.

### **Введение**

Исследование сущности, хронологии и причин региональных изменений климата в позднеледниковье–голоцене направлено на решение нескольких научных проблем. Среди них: усовершенствование стратиграфических схем отложений верхней части осадочного чехла; выявление природного фона исторических событий финального палеолита, мезолита, неолита и более поздних этапов; разработка методов и осуществление прогноза динамики природных обстановок в будущем. Реконструкции регионального уровня служат вкладом в создание синтетической картины временной и пространственной изменчивости климатических условий в континентальном и глобальном масштабах.

Первые количественные оценки климатических изменений в позднеледниковье–голоцене Беларуси были выполнены на базе пыльцевых данных путем применения информационно-статистического метода В.А. Климанова в 1980-х годах [1]. Основываясь на названном подходе и учитывая многочисленные собственные палинологические материалы, Я.К. Еловичева [2] предложила обобщенную схему вариации температуры воздуха и количества атмосферных осадков. Временные рубежи схемы были даны в годах условной некалиброванной радиоуглеродной шкалы. Если хронологические границы этапов сопоставить с калибровочной кривой и представить в календарной шкале (количество лет до 1950 г. н.э.), то основные изменения среднегодовой температуры воздуха ( $T_r$ ) можно свести к следующему. В беллинге (15000–14160 кал. л.н.) она была примерно на  $1^\circ\text{C}$ , в среднем дриасе (14160–13680 кал. л.н.) – на  $3,5\text{--}4^\circ\text{C}$ , в аллереде (13680–12830 кал. л.н.) на  $1\text{--}2^\circ\text{C}$ , в позднем дриасе (12830–12080 кал. л.н.) на  $3\text{--}5^\circ\text{C}$ , в пребореале-1 (12080–11480 кал. л.н.) на  $1\text{--}1,5^\circ\text{C}$ , в пребореале-2 (11480–10340 кал. л.н.) и в бореале-1 (10340–9830 кал. л.н.) на  $1,5\text{--}2^\circ\text{C}$  ниже современных. В первой половине бореала-2, датируемого возрастом 9830–8890 кал. л.н., температурные условия были аналогичны современным, а в конце этапа имела место кратковременная фаза сущест-

венного (на 1,5–2°C) похолодания. Максимальная  $T_g$  (на 1,5–2°C более высокая, чем сегодня) реконструирована для атлантики-1 (8890–7500 кал. л.н.) и атлантики-3 (6840–5700 кал. л.н.). В пределах атлантического температурного максимума выделена несколько более холодная фаза атлантики-2 (7500–6840 кал. л.н.). В суббореале-1 (5700–4470 кал. л.н.)  $T_g$  была на 0,5–1,5°C ниже, а в суббореале-2 (4470–2600 кал. л.н.) на 0,5–1°C выше современной. Похолодание ( $T_g$  на 0,5–1,5°C меньше, чем ныне) реконструируется для первой половины субатлантики-1 примерно на уровне 2600–2000 кал. л.н., потепление (на 0,3–0,8°C выше) – для второй половины этапа (2000–1480 кал. л.н.), похолодание (на 1–1,5°C ниже) в первой половине субатлантики-2 (1480–1000 кал. л.н.) и потепление максимум на 1°C по сравнению с современным значением во второй половине субатлантики-2 (1000–600 кал. л.н.), после чего отмечается тренд похолодания. Изменения среднегодовой, январской и июльской температур положительно коррелировали с колебаниями количества атмосферных осадков, что предполагает слабые флуктуации эффективной влажности климата (разницы между количеством выпадающих и испаряющихся осадков), поскольку испарение увеличивается в теплые фазы и ослабевает в холодные. Таким образом, в обсуждаемой реконструкции имеются признаки неожиданно «простого» поведения климатической системы.

Сопоставляя хронологическую шкалу реконструкции Я.К. Еловичевой [2] с временными моделями ряда надежно датированных зарубежных разрезов, нельзя не заметить, что некоторые климатические события, синхронность которых в пределах Европы доказана работами последних лет, происходили в Беларуси со значительным опережением. Так, оказывается, что позднедриасовый стадиал закончился в Беларуси на 500 лет раньше, чем в Западной Европе и Польше [3] и продолжался на 400 лет меньше. Позднебореальный (преатлантический) кратковременный импульс холода имел место в Беларуси примерно на 800–900 лет раньше широко известного холодного события 8200 кал. л.н. [4], предшествующего термическому максимуму голоцена. Сходные хронологические неувязки остаются и в более поздних вариантах стратиграфической схемы позднеледниковья–голоцена Беларуси [5].

Одним из способов получения новых сведений о палеоклиматических изменениях является анализ соотношений  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в аутигенном озерном и источниковом кальците, так как вариации величины  $\delta^{18}\text{O}$  в нем определяются температурой приземного слоя воздуха, интенсивностью испарения и температурой воды. Метод стабильных изотопов кислорода пригоден и для уточнения хронологии, поскольку заметные сдвиги в изотопно-кислородных соотношениях в разрезах карбонатных осадков могут рассматриваться как маркеры синхронных событий надрегionalного ранга [6]. Кривые  $\delta^{18}\text{O}$  озерного кальцита также содержат информацию о причинах и механизмах климатических изменений. В этом аспекте важен вопрос о том, имеется ли когерентность между климатическими событиями в северной Атлантике (и шире, в Западной Европе) и в Беларуси. Для ответа на этот вопрос применимо сравнение белорусских изотопных кривых с кривыми  $\delta^{18}\text{O}$  воды гренландского ледника, которые отражают температурные тренды, во многом обусловленные динамикой структуры течений и особенностями термохалинной циркуляции в Атлантическом океане.

В настоящей статье мы предлагаем обобщение данных многолетнего изучения озерных и источниковых карбонатных осадков Беларуси. Главный акцент делается на анализе вариации величины  $\delta^{18}\text{O}$  в кальците в вертикальных разрезах. Попутно привлекаются сведения об изотопном составе углерода, палиноспектрах и литогеохимических характеристиках осадков.

Целью работы явилось построение изотопно-кислородной модели климатических изменений в позднеледниковье–голоцене Беларуси.

**Фактический материал и методика исследования**

В статье анализируются те фрагменты построенных нами ранее [7–11] кислородных кривых, которые несут наиболее точный палеоклиматический сигнал. Из рассмотрения исключены данные по слоям, сильно контаминированным обломочными карбонатами, по стратиграфическим горизонтам, включающим перерывы осадконакопления и имеющим аномально малую мощность, а также по верхним частям некоторых залежей, в которых тренд возрастания величины  $\delta^{18}\text{O}$  в направлении кровли обусловлен обмелением озера из-за заполнения котловины осадками. Наиболее информативные отрезки кривых получены в результате исследования восьми частей шести залежей. Это: 1). Толща озерного мела мощностью 330 см, накопившаяся с начала атлантического периода до наших дней в малом плесе озера Нарочь (Мядельский район; GPS-координаты точки бурения – 54°53,174' с.ш., 26°41,303' в.д., глубина воды 7,2 м). 2). Две части пятиметровой толщи из озера Сергеевского Пуховичский район (53°31' с.ш., 27°46' в.д., 166,2 м над уровнем моря), вскрытой под слоем воды в 1,2 м: а) озерный мергель и мел, накопившиеся от конца беллинга до первых десятилетий пребореала и локализованные в разрезе на глубине 330–480 см; б) карбонатный сапропель, осадившийся в течение бореала и атлантики (глубина в разрезе 95–290 см). 3). Часть погребенной под делювием толщи источникового мела Птичь (Минский район; 53°48' с.ш., 27°25' в.д., ~200 м над уровнем моря), накопившаяся с начала пребореала приблизительно до конца атлантики-1 и залегающая на глубине 85–305 см. 4). Часть погребенной под полуметровым торфяным слоем озерной меловой залежи Мощное (Дзержинский район; 53°43' с.ш., 27°12' в.д., 187,6 м над уровнем моря), сформировавшаяся в бореале, ранней и средней атлантике и локализованная на глубине 180–400 см. 5). Часть толщи карбонатного сапропеля из озера Теклиц (Лепельский район; 54°56' с.ш., 28°30' в.д., 166,3 м над уровнем моря; глубина воды в точке бурения 2,2 м), сформировавшаяся в бореале и начале атлантики и залегающая в разрезе на глубине 165–260 см. 6). Две части залежи из озера Оконо (Лепельский район; 54°50' с.ш., 28°32' в.д., 154,3 м над уровнем моря), вскрытой под толщей воды в 2,2 м: а) мергельные отложения позднего дриаса с подстилающими осадками аллереда и перекрывающими осадками пребореала (глубина 210–350 см); б) бореальный озерный мел, локализованный на глубине 105–180 см.

В изотопных кривых сделаны некоторые изменения по сравнению с ранее опубликованными вариантами. Так, для отложений глубинных интервалов 210–260 см (осадки конца бореала – начала атлантики) и 330–415 см (осадки позднего дриаса и соседних частей аллереда и пребореала) в разрезе Сергеевское даны результаты изотопных измерений по каждому сантиметровому (а не пятисантиметровому, как ранее) слою. Калибрование всех дат выполнено при помощи программы OxCal 3.10 [12]. Поэтому они могут несколько отличаться от приведенных в предшествующих публикациях и калиброванных с помощью иных программ (Cal 20, IntCal 98 и др.).

Один из приемов, использованных при проведении палеоклиматической реконструкции, состоял в корреляции пиков, сдвигов и трендов, видимых на белорусских кривых  $\delta^{18}\text{O}$  кальцита, с событиями, распознаваемыми в надежно датированной (путем подсчета годовых пар ледяных слоев) изотопно-кислородной кривой воды гренландского ледника (скважина GISP 2) [13]. Методика корреляции основана на нескольких наших ранних находках и некоторых теоретических допущениях.

1. В изотопных кривых низов ряда белорусских разрезов отчетливо выделяется широкий резко ограниченный зубец низких значений  $\delta^{18}\text{O}$ . Пыльцевые спектры из отложений, соответствующих этому зубцу, имеют явно холодный «облик».

2. В позднебореальных фрагментах пяти изотопных кривых из Беларуси отмечается сильный узкий пик низких значений  $\delta^{18}\text{O}$  (иногда самых низких для голоценовых

частей индивидуальных разрезов). Несколько выше уровня пика в палинологических диаграммах отмечается резкий подъем рациональных кривых *Ulmus*, *Corylus*, *Tilia*, *Alnus* (т.е. переход к оптимальным пыльцевым спектрам).

3. Два названных отрезка изотопных кривых сопоставляются с позднедриасовым стадийным похолоданием и холодным событием 8200 кал. л.н. соответственно. Поскольку каждое из этих событий вызвано единой причиной и синхронно во многих местах Европы [3; 4], то изотопные границы «аллеред – поздний дриас», «поздний дриас – пребореал», а также позднебореальный отрицательный пик  $\delta^{18}\text{O}$  должны быть датированы в белорусских разрезах тем же возрастом, что и в гренландских скважинах.

4. Если взять за основу синхронность таких реперных событий, то при слегка неравномерном вертикальном сжатии или растяжении крупных фрагментов белорусских кривых  $\delta^{18}\text{O}$  можно добиться близкого сходства их конфигураций с очертаниями кривой GISP 2.

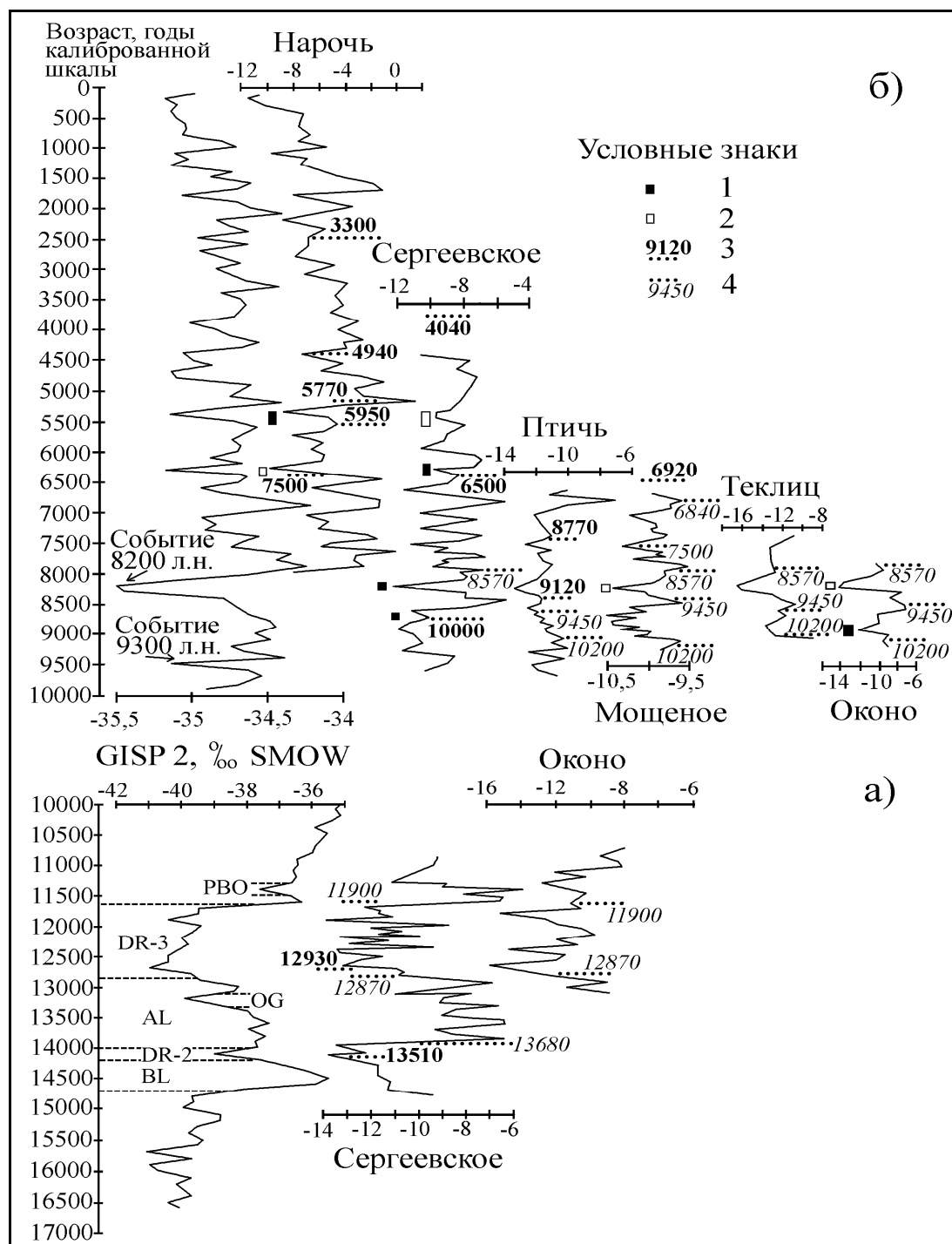
5. Максимальное подобие кривых разрезов Нарочь [11] и GISP 2 достигается при допущении того, что исследованная нарочанская залежь накапливалась, начиная с 8000 кал. л.н. (что подтверждается палинологическими данными) до настоящего времени.

6. Изначальные хронологические модели белорусских разрезов, основанные на определениях концентрации  $^{14}\text{C}$  в органическом веществе и карбонатах валовых образцов озерного осадка, должны быть неизбежно удревнены вследствие эффекта жесткой воды.

### **Описание и интерпретация результатов**

Приступая к описанию корреляции изотопных событий (рисунок), необходимо определить, какая же палеоклиматическая информация отражена на белорусских кривых  $\delta^{18}\text{O}$ .

**Факторы варьирования величины  $\delta^{18}\text{O}$ .** Теоретически при температуре воды в  $15,7^\circ\text{C}$  (которая близка к температуре летней воды в белорусских озерах) и при температуре воздуха в  $5,4^\circ\text{C}$  (многолетняя среднегодовая для Минска) в осадках проточных бассейнов (при пренебрежительно малом испарении воды) должны накапливаться аутигенные кальциты с величиной  $\delta^{18}\text{O}$ , равной  $\sim -11,8\%$  (изотопное равновесие с  $\delta^{18}\text{O}$  атмосферных осадков и подземных вод), а при повышении температуры воздуха на  $1^\circ\text{C}$  значение  $\delta^{18}\text{O}$  воды и кальцита возрастает на  $0,66\%$  [7; 9]. В непроточных и слабопроточных озерах вследствие испарения изотопный состав кислорода воды и выпадающего из нее кальцита может существенно утяжелиться. При этом эффект утяжеления усиливается на этапах сравнительно малой проточности (низкого уровня озер) и ослабевает во времена повышенного уровня и проточности. Таким образом, информация о температуре воздуха в кальците застойных водоемов искажается зависимостью от гидрологических изменений (и, следовательно, от вариаций эффективной влажности климата). То, что изменение температуры воздуха не является единственным фактором, определяющим вариации  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в белорусских разрезах, вытекает из абсолютных величин (иногда сильно отклоняющихся от  $-11,8\%$ ) и из различного в индивидуальных кривых (и часто весьма широкого) диапазона вариации величины (до  $12,7\%$  в отложениях Нарочи). Разница в размахе варьирования и средних значениях объясняется тем, что исследуемые кальциты формировались в озерах различной проточности и глубины. О степени палеопроточности можно косвенно судить по величинам  $\delta^{13}\text{C}$ . Близость к величине, равновесной с  $\delta^{13}\text{C}$  атмосферного углерода ( $+4 - +5\%$ ) [14], указывает на застойный бассейн, а близость к равновесию с  $\delta^{13}\text{C}$  органического углерода ( $\sim -12\%$ ) [15] – на проточный водоем.



Изотопные данные по гренландской скважине [13] осреднены по 100-летним интервалам. **Аббревиатуры:** BL – беллинг; DR-2 – средний дриас; AL – аллеред; OG – осцилляция Герцензее; DR-3 – поздний дриас; РВО – пребореальная осцилляция. **Условные знаки:** 1 – слои осадка, сильно обогащенные органическим веществом; 2 – слои осадка, незначительно обогащенные органическим веществом; 3 – медианы радиоуглеродных дат (кал. л.н.); 4 – хронологические оценки (кал. л.н.), основанные на пыльцевом зонировании (рубежам палинозон, т.е. этапам позднеледниковья–голоцена, приписаны даты, используемые в традиционной стратиграфической схеме [5])

**Рисунок – Корреляция между кривыми  $\delta^{18}\text{O}$  скважины GISP 2 (вода гренландского ледника, ‰ SMOW) и белорусских разрезов карбонатных озерных отложений (кальцит, ‰ PDB): а) позднеледниковые отрезки; б) голоценовые отрезки**

Величина  $\delta^{13}\text{C}$  в изученных объектах варьирует следующим образом: в отложениях Нарочи от  $-1,5$  до  $+3,9\text{‰}$ ; в голоценовых осадках Сергеевского от  $-1,0$  до  $+5,0$ ; в источниковых карбонатах Птичи – от  $-11,4$  до  $-8,0$ ; в залежи Мощное – от  $-9,4$  до  $-3,4$ ; в накоплениях из Теклиц – от  $-16,7$  до  $-6,1$ ; в голоценовой части залежи из Оконо – от  $-2,3$  до  $0$ ; в позднеледниковых осадках Сергеевского – от  $+0,4$  до  $+5,5$ ; в позднедриасовых осадках Оконо – от  $-3,4$  до  $+0,5\text{‰}$  [7–11]. Приведенные цифры говорят о том, что мы оказались в значительной степени привязанными к исследованию кальцитов из слабопроточных озер (Сергеевское, Оконо, Нарочь).

Поэтому вариации  $\delta^{18}\text{O}$  в белорусских изотопно-кислородных кривых являются результатом комбинированного воздействия изменений температуры воздуха и эффективной влажности климата и могут интерпретироваться в терминах «похолодание и/или увлажнение (повышение эффективной влажности)» и «потепление и/или аридизация (уменьшение эффективной влажности)». Такой тип информативности присущ целому ряду литологических и биологических индикаторов палеоклимата, например, индексам влажности верховых торфяников, мощностям варв ламинированных озерных осадков [16]. Это связано с тем, что повышению температуры часто сопутствует относительная аридизация климата, обусловленная интенсификацией испарения. По-видимому, именно такой причиной и объясняется корреляция белорусских изотопно-кислородных кривых с гренландской (палеотемпературной). При этом в карбонатах застойных озер температурные пики, соответствующие эпизодам усиленного испарения воды, могут в изотопной записи выступать даже в подчеркнутом виде.

**Особенности хронологической шкалы.** В дальнейшем мы исходим из того, что реальная хронология изотопных (климатических) событий Беларуси отражена на возрастной оси кривой GISP 2. В таком случае, как и ожидалось, почти все даты, полученные по отдельным интервалам индивидуальных белорусских разрезов, оказываются удревненными.

**Характеристика основных палеоклиматических этапов и событий.** Перейдем к описанию изотопно-кислородной модели и изложению нашего видения динамики палеоклимата Беларуси. Для подтверждения надрегионального ранга некоторых событий, видимых в белорусских кривых, мы будем ссылаться на результаты палеоклиматических реконструкций, выполненных в результате изучения детально датированных европейских осадочных архивов. Это реконструкция влажности поверхностного слоя верховых торфяников Болтон Фелл Мосс и Уолтон Фелл Мосс (графство Камбрия, Англия); реконструкция влажности климата, основанная на анализе мощности годовых слоев ламинированных осадков озера Хольцмаар (Западно-Эйфельское вулканическое поле, Германия) и озера Гостенж (центральная Польша); реконструкция зимних палеотемператур, основанная на пыльцевых данных по отложениям польского озера Ледница ( $52^{\circ}56'$  с.ш.,  $17^{\circ}39'$  в.д.) [16]. Также будут привлекаться материалы реконструкции среднегодовых температур, проведенные на основании палинологического изучения осадков трех эстонских озер: Райгаствере ( $58^{\circ}35'$  с.ш.,  $26^{\circ}32'$  в.д.), Виитна ( $59^{\circ}27'$  с.ш.,  $26^{\circ}05'$  в.д.), Руила ( $59^{\circ}10'$  с.ш.,  $24^{\circ}26'$  в.д.) [17].

**Среднедриасовое стадияльное похолодание.** Наиболее древнее изотопно-кислородное событие регистрируется в виде узкого отрицательного пика  $\delta^{18}\text{O}$  (до  $-14\text{‰}$ ) в разрезе Сергеевское на уровне  $\sim 14200$ – $13900$  кал. л.н. по хронологии GISP 2 (рисунок, а). В палинологической диаграмме этому пику соответствует максимум *Pinus*. Другие пыльцевые данные («провалы» в содержаниях пыльцы трав и фоссилий водоросли *Pediastrum*), а также сильный пик органического вещества указывают на значительный кратковременный приток воды в бассейн [10] (возможно, в связи с аградацией вечной мерзлоты и ухудшением подземного дренажа в окрестностях озера). Вместе с тем не исключено, что сильная изотопная выразительность события связана с поступ-

лением реликтовых талых изотопно-легких вод вечной мерзлоты, деградирующей в начале аллередского потепления. Этим, вероятно, вызвана некоторая омоложенность радиоуглеродной даты с медианой 13510 кал. л.н., что, впрочем, может объясняться аналитической ошибкой и несовершенством инструментов калибрования дат, более древних, чем 12,5 тыс. кал. л.

*Аллередское интерстадиальное потепление.* Интервалу 13900–12800 кал. л.н. в разрезе Сергеевское соответствует участок высоких значений  $\delta^{18}\text{O}$  (рисунок, а), сопоставляемый с аллередским интерстадиалом. В его конце (13300–13050 кал. л.н.) так же, как и в скважине GISP 2, прослеживается кратковременный холодный импульс (т.н. осцилляция Герцензее). Аллередское потепление выражено в белорусском разрезе (в отличие от кривой GISP 2) как фаза более теплая, чем беллинг. В пыльцевой диаграмме разреза Сергеевское [10] на характеризуемом интервале отмечается доминирование *Pinus* над *Betula*, значительное количество трав, в конце – появление (впервые после раннего дриаса) единичных пыльцевых зерен *Picea*. Высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  (до – 6,3‰) и широкий положительный пик  $\delta^{13}\text{C}$  [10] указывают на низкую эффективную влажность климата в аллереде либо на разрушение вечномерзлого водоупорного слоя на окружающей территории, что обусловило падение уровня озера.

*Позднедриасовое стадийное похолодание.* В разрезах Сергеевское и Оконо над аллередским участком прослеживается широкий четко ограниченный фрагмент низких значений  $\delta^{18}\text{O}$  (рисунок, а), сопоставляемый с поздним дриасом (12800–11600 кал. л.н. по хронологии GISP 2 или ~ 12700–11500 кал. л.н. по хронологии более ранней гренландской скважины GRIP [13]). Конфигурация изотопных кривых названных белорусских профилей подобна очертаниям кривых по гренландскому леднику и европейским толщам карбонатных озерных отложений: Аммерзее, Лейсин, Хоус Уотерс, Гостенж [3; 9]. Во всех этих разрезах регистрируется тренд слабого повышения  $\delta^{18}\text{O}$  в направлении верха залежей (потепления), а также два пика относительно пониженных величин (похолоданий), разделенных положительным зубцом  $\delta^{18}\text{O}$ , индицирующим более теплые климатические условия и особенно сильно выраженным в белорусских кривых.

Для белорусских позднедриасовых пыльцевых спектров характерно присутствие *Betula nana*, *Alnaster*, сильный четко ограниченный зубец *Picea*, существенное преобладание *Pinus* над *Betula*, обилие трав [7; 10]. В разрезе Сергеевское именно в позднедриасовых отложениях отмечен сильный пик водорослей *Pediastrum integrum* (показатель холодной воды и олиготрофного статуса озера) [10]. Главными палинологическими критериями отделения позднего дриаса как от аллереда, так и от пребореала являются границы зубцов *Picea* и *Betula nana*. Рубеж «поздний дриас - пребореал» (и, следовательно, хронологический репер 11600 – 11500 кал. л.н.) четко выделяется также по внезапному падению содержания пыльцы *Artemisia* и *Chenopodiaceae*, резкому увеличению роли *Betula* и *Polypodiaceae*.

*Отрезок времени 11600–9000 кал. л.н.* На части характеризуемого интервала (~ до 9900 кал. л.н.) в северо-атлантическом регионе, как можно судить по изотопно-кислородным кривым гренландского ледника, имел место длительный плавный (хотя и осложненный одной заметной флуктуацией) переход от относительно холодного послепозднедриасового к типично голоценовому тепловому режиму [13]. В белорусских изотопных кривых переход к голоценовым соотношениям  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  после позднего дриаса происходит резко. Более того, в разрезах Сергеевское и Оконо времени ~11500–11400 кал. л.н. соответствуют узкие положительные пики  $\delta^{18}\text{O}$  (рисунок, а). Их происхождение мы связываем с устранением вечномерзлого барьера на водосборах и резким падением уровней озер. Этой же причиной, по-видимому, обусловлены и квазисинхронные сдвиги  $\delta^{13}\text{C}$  в сторону более высоких значений, отмеченные на этом же хронологическом уровне и несколько позднее в разрезах Птичь, Оконо, Теклиц, Сергеевское,

Лозовики [7; 10]. Заметим, что, согласно пыльцевым и литологическим данным по 25 разрезам, приблизительно на границе позднего дриаса и пребореала произошло одно из двух наиболее значительных регионально выдержанных падений уровней белорусских озер [18].

На хронологическом уровне 11400–11000 кал. л.н. в изотопных профилях Сергеевское и Оконо отмечаются небольшие отрицательные пики  $\delta^{18}\text{O}$  (рисунок, а), которые можно гипотетически сопоставить с пребореальной осцилляцией (11400–11300 кал. л.н. в GISP 2).

Отрезки белорусских кривых, соответствующих времени ~11000–9500 кал. л.н., настолько различны, что их совмещение оказывается проблематичным. Поэтому в нашей корреляционной модели оставлена лагуна длительностью в полторы тысячи лет. Разнообразие изотопно-кислородных характеристик кальцитов этого возраста, возможно, связано с перестройкой гидросферы после деградации вечной мерзлоты.

Колебания величины  $\delta^{18}\text{O}$  на уровне ~9500–9100 кал. л.н. в разрезе Птичь (рисунок, б) синхронны т.н. «событию 9300 кал. л.н.» в GISP 2 (эпизод флуктуирующих значений  $\delta^{18}\text{O}$ , включающих узкий отрицательный пик). В таком случае верхняя граница пребореального периода, выделяемая в белорусских пыльцевых диаграммах по концу отчетливого максимума *Betula* и традиционно датируемая возрастом 10200 кал. л.н. [5], оказывается в профилях Птичь, Мощное, Оконо и Теклиц непосредственно над событием 9300 кал. л.н. на уровне примерно 9000 кал. л.н.

*Холодная и/или влажная фаза 9000–8600 кал. л.н.* Осадкам этого времени в разрезах Мощное, Теклиц и Оконо соответствует широкий отрицательный зубец  $\delta^{18}\text{O}$ , в профиле Сергеевское – относительно низкие величины, в кальцитах из наиболее проточной системы Птичи и в GISP 2 – тренд понижения величины (рисунок, б). К нижнему рубежу фазы приурочено начало или резкий подъем рациональной кривой *corylus*, а также увеличение содержания пыльцы широколиственных деревьев (переход к бореальному периоду по палинологическим критериям) [7–10]. В залежах озер Сергеевское и Оконо на уровне пика отрицательного зубца фиксируются литологические признаки высокого уровня воды (повышенная доля органического вещества). Обсуждаемый временной интервал соответствует второй половине одного из четырех голоценовых эпизодов высокого уровня воды в польском озере Гостенж (9450–8450 кал. л.н.) [16].

*Теплая и сухая фаза 8600–8300 кал. л.н.* На этом отрезке временной шкалы в пяти белорусских изотопных кривых выделяется положительный зубец  $\delta^{18}\text{O}$  с пиком примерно 8400 кал. л.н. (рисунок, б). Поскольку эта фаза хуже всего выражена в кальцитах проточной системы Птичи и не видна в GISP 2, можно предположить, что утяжеленный изотопный состав кислорода сформировался частично за счет пониженного количества атмосферных осадков. Эта фаза соответствует второму из двух наиболее значительных региональных эпизодов аридизации в голоцене (середина бореального периода), реконструированных по пыльцевым и литологическим [18], а также изотопно-углеродным [7] показателям. Палинологические материалы свидетельствуют о еще более значительной экспансии широколиственных пород с начала фазы. На характеризуемый отрезок времени (с центром около 8500 кал. л.н.) выпадает пик повышенных зимних температур в Леднице [16].

*Холодное событие 8200 кал. л.н. (8300–8100 кал. л.н.).* Признаки сильного кратковременного похолодания отчетливо регистрируются в белорусских изотопно-кислородных кривых в виде узких отрицательных пиков минимальных или почти минимальных для индивидуальных разрезов значений  $\delta^{18}\text{O}$  (рисунок, б). По-видимому, именно это примечательное событие отмечается Я.К. Еловичевой [2] в конце бореального периода (несколько ранее 8000 условных радиоуглеродных или 8890 календарных л.н.). В исследованных нами разрезах на уровне обсуждаемого отрицательного



изотопно-кислородного пика фиксируются «провалы» в содержании *Ulmus*, *Alnus*, *Corylus*, незначительные пики *Betula* и трав, иногда *Picea* [7–10]. Эти особенности части позднебореальных пыльцевых спектров можно рассматривать как индикаторы холодного события и, следовательно, хронологического репера 8200 кал. л. н. В разрезах Сергеевское, Мощное и Оконо на уровне изотопного события отмечены повышенные содержания органического вещества, что предполагает сравнительно большую эффективную влажность (не обязательно на фоне увеличенного количества атмосферных осадков). В разрезе Хольцмаар (Германия) в диапазоне времени 8250–7900 кал. л.н. встречены варвы повышенной мощности, что также интерпретируется как свидетельство сравнительно гумидного климата [16].

*Период максимальных температур 8100–4700 кал. л.н.* После завершения холодного события 8200 кал. л.н. происходит быстрый переход к климатическому оптимуму или атлантическому периоду, который в Беларуси был временем особенно благоприятных условий для произрастания *Q. mixtum* (вяза, липы, дуба) и ольхи и продолжался вплоть до заметной экспансии ели и резкого уменьшения роли вяза и липы в растительности [2; 5]. По традиционному мнению, это время сочетания наиболее высоких температур и максимального количества атмосферных осадков [2]. Проследим, подтверждают ли такую климатическую характеристику изотопные данные.

Доказательства существенно более высоких температур в атлантическом периоде по сравнению с предшествующими этапами голоцена имеются в кривой разреза Сергеевское, построенной с пятисантиметровым разрешением [10]: средняя величина  $\delta^{18}\text{O}$  кальцитов пребореального и бореального возраста составляет  $-10,2\text{‰}$  ( $n = 29$ ), а атлантического  $-8,3\text{‰}$  ( $n = 27$ ). Переход к постоптимальному похолоданию регистрируется в разрезе Нарочь, причем самый сильный контраст в содержании тяжелого изотопа между осадками термического максимума ( $\delta^{18}\text{O} = -4,6\text{‰}$  при  $n = 38$ ) и более поздней части голоцена ( $\delta^{18}\text{O} = -6,4\text{‰}$  при  $n = 35$ ) наблюдается в случае проведения рубежа на уровне 4700 кал. л.н. (рисунок, б).

Очертания кривых по разрезам Нарочь и GISP 2 имеют очевидное подобие (коэффициент корреляции  $r = +0,64$  при  $n = 80$ ). Однако в изотопно-кислородной кривой GISP 2 среднеголоценовый температурный максимум прослеживается нечетко. В то же время в кривой по ледяному керну гренландской скважины NorthGRIP он укладывается либо в диапазон от 8000 до 5000 кал. л.н., либо продолжается до 4000 кал. л.н. [19].

В пределах периода максимальных температур по материалам белорусских разрезов выделяется несколько более мелких климатических фаз.

*Теплая и сухая фаза 8100–6400 кал. л.н.* Внутри нее по данным нескольких кривых диагностируются температурные пики около 7900–7700 и 6900–6700 кал. л.н.

*Относительно холодная и влажная фаза 6400–5350 кал. л.н.* В разрезе Нарочь максимумы содержания пыльцы *Ulmus*, *Tilia* и *Corylus* регистрируются преимущественно в осадках именно этой фазы (~6100–5200 кал. л.н.) [11]. В ее составе выделяются два выразительных холодных и влажных события (отрицательные пики  $\delta^{18}\text{O}$ , отмеченные в осадках с обильным органическим веществом и содержащие пыльцевые свидетельства обводнения берегов). Первое событие датируется возрастом 6400–6200 кал. л.н. Возможно, это аналог холодного и влажного эпизода в разрезе Хольцмаар (6400–6000 кал. л.н.), стадии высокого уровня воды в озере Гостенж (6350–6300 кал. л.н.) и интервала повышенной влажности торфяника Болтон Фелл Мосс (около 6200 кал. л.н.) [16]. Второе событие (5550–5300 кал. л.н.) может быть сопоставлено с холодными и/или влажными эпизодами 5420 и 5250 кал. л.н. в Болтон Фелл Мосс [16].

*Теплая и сухая фаза 5300–4700 кал. л.н.* Около 5200 кал. л.н. в разрезе Нарочь регистрируется первое из двух заметных в пыльцевой диаграмме падений содержания пыльцы *Ulmus* и *Tilia*, что можно рассматривать как признак окончания «палинологич-

ческого» оптимума [11]. С этого уровня отмечается длительный, вплоть до кровли залежи (хотя и прерываемый некоторыми отклонениями) тренд понижения величины  $\delta^{18}\text{O}$  (рисунок, б). Приблизительно в это же время, около 5000 кал. л.н. фиксируется заметное похолодание в изотопном профиле по керну гренландского льда из скважины NorthGRIP [19], падение зимних температур в окрестностях польского озера Леднице [16] и понижение среднегодовой температуры в Эстонии [17]. Несмотря на начало тренда понижения  $\delta^{18}\text{O}$  в разрезе Нарочь с уровня 5200 кал. л.н. температуры еще в течение 500 лет оставались высокими.

Изотопные данные по кальциту возраста 8000 – ~4700 кал. л.н. Залежи Нарочи указывают на то, что термический максимум нельзя рассматривать как непрерывный этап обильных атмосферных осадков. Аномально высокие величины  $\delta^{18}\text{O}$  говорят о значительном испарении воды в озере Нарочь во временных интервалах 8000–6400 и 5300–4700 кал. л.н. Возможно, что повышенная влажность (традиционно считающаяся характерным атрибутом климатического оптимума в Беларуси) была присуща только его первым векам и в особенности относительно холодному эпизоду надрегионального ранга (6400–5350 кал. л.н.), наиболее благоприятному для распространения вяза, липы, орешника.

В ряде мест Европы также реконструируются сухие условия в период максимальных температур. Так, в Англии выявлен период повышенной сухости торфяников Болтон Фелл Мосс и Уолтон Фелл Мосс (с отдельными влажными эпизодами) с 7800 до 4400 кал. л.н. [16]. Есть сведения о том, что в Финляндии, Южной Швеции, странах Балтии в период максимальных температур (~8000–4000 кал. л.н.). Эффективная влажность климата и уровни озер были низкими [20].

*Кратковременный холодный влажный эпизод 4700–4250 кал. л.н.* На фоне тренда похолодания и увлажнения отрицательный пик  $\delta^{18}\text{O}$ , отмеченный в разрезе Нарочь на этом временном уровне (рисунок, б), может отражать те же климатические изменения, которые обусловили эпизод высокой стояния воды в озере Гостенж 4825–4775 кал. л.н. [16]. Приблизительно на хронологическом уровне середины фазы зафиксирован конец длительного периода сухих и теплых условий (с влажными эпизодами) в Болтон Фелл Мосс и Уолтон Мосс (4400 кал. л.н.), заметное падение зимних температур в Леднице (~4400 кал. л.н.) [16], завершение термического максимума в Эстонии (4500 кал. л.н.) [17].

*Длительный тренд похолодания и увлажнения 4250–2100 кал. л.н.* На уровне 4300–4200 кал. л.н. в разрезе Нарочь отмечено второе, а в разрезе сергеевское главное резкое падение содержания пыльцы вяза и липы [10; 11]. Таким образом, и этот рубеж можно рассматривать как конец «палинологического» оптимума голоцена. Допустимо, что в отдельных разрезах Беларуси палеоботанические признаки завершения климатического оптимума могут фиксироваться в диапазоне 5200–4300 кал. л.н.

В осадках Нарочи минимальные (в пределах описываемого тренда) значения  $\delta^{18}\text{O}$  (свидетельства холодных и/или влажных условий) отмечаются в его конце ~ 3200–2000 кал. л.н. (рисунок, б). Аналогичные климатические явления наблюдаются в разных частях Европы: эпизод высокой воды в озере Гостенж (3230–1950 кал. л.н.); холодные и/или влажные условия в Хольцмаар (2800–2500 кал. л.н.); суровые зимы в Леднице (~ 2600–2200 кал. л.н.) [16].

*Теплый и/или сухой эпизод 2100 – 1400 кал. л.н.* На этом интервале в разрезе Нарочь (так же, как и в GISP 2) локализован зубец повышенных значений  $\delta^{18}\text{O}$  (рисунок, б). Для этого же времени реконструируются относительно теплые зимы в окрестностях Леднице (2100–1400 кал. л.н.) [16] и повышенная среднегодовая температура в Эстонии

(2000–1800 кал. л.н. как особенно теплая часть относительно теплого интервала 2800–1200 кал. л.н.) [17].

*Кратковременный холодный и/или влажный интервал 1400–1000 кал. л.н. на фоне тренда похолодания.* Эпизод отражается в виде отрицательного пика  $\delta^{18}\text{O}$  в пределах тренда облегчения изотопного состава кислорода в кальцитах Нарочи (с 1700 кал. л.н.) и имеет аналог в кривой GISP 2 (рисунок, б). Когерентные климатические события регистрируются и в иных местностях Европы. В торфянике Болтон Фелл Мосс найдены свидетельства влажных эпизодов 1550–1450 и 1180–1100 кал. л.н., а признаки относительно холодных зим (1400–1000 кал. л.н.) установлены в Леднице [16].

*Продолжение тренда похолодания и увлажнения (1100 кал. л.н. – настоящее время).* После слабого повышения величины  $\delta^{18}\text{O}$  в кальцитах тысячелетнего возраста в разрезе Нарочь виден тренд облегчения изотопного состава, т.е. похолодания и/или увлажнения, которое особенно ускоряется, начиная с 500–400 кал. л.н. (рисунок, б). Сходные события отмечаются и за пределами Беларуси: начало тренда понижения среднегодовых температур в Эстонии со времени 1200–1100 кал. л.н. [17]; влажный эпизод в Болтон Фелл Мосс (480–400 кал. л.н.) [16].

*Опыт количественной оценки палеотемператур воздуха.* Наиболее реалистические абсолютные значения среднегодовых температур могут быть выведены на основании изотопно-кислородной характеристики кальцитов, осадившихся из воды, претерпевшей минимальное испарение. Косвенными индикаторами таких условий являются «разумный» диапазон варьирования и близость средних значений  $\delta^{18}\text{O}$  голоценовых кальцитов к величине  $-11,8\text{‰}$ , а также величина  $\delta^{13}\text{C}$ , отражающая равновесие с изотопным составом органического углерода (около  $-12\text{‰}$ ). Этим критериям лучше всего соответствуют кальциты из проточной системы Птичи. Используя предложенный нами ранее градиент  $0,66\text{‰}/^{\circ}\text{C}$  [7] и учитывая теоретически ожидаемое значение  $\delta^{18}\text{O}$  современного кальцита ( $-11,8\text{‰}$ ), можно заключить, что среднегодовая температура на пике холодного события 8200 кал. л.н. ( $\delta^{18}\text{O} = -13,5\text{‰}$ ) составляла  $\sim +2,6^{\circ}\text{C}$ , т.е. была на  $1,8^{\circ}\text{C}$  ниже современной.

Также допустимо, что в холодных условиях позднеледниковых стадиалов испарение воды было незначительным даже в малопроточных системах. Тогда в позднем дриасе, согласно данным по разрезу Оконо ( $\delta^{18}\text{O} = -15,7\text{‰}$ ),  $T_{\text{г}}$  опускалась до  $-0,5^{\circ}\text{C}$ , а по материалам исследования толщи из Сергеевского озера ( $\delta^{18}\text{O} = -14,0\text{‰}$ ), – до  $+2,1^{\circ}\text{C}$ .

Определенную количественную информацию можно получить и сравнивая средние значения  $\delta^{18}\text{O}$  для отдельных стратиграфических единиц из залежей слабопроточных озер. На основании такого подхода получается, что вблизи озера Нарочь в период температурного максимума  $T_{\text{г}}$  была на  $2,9^{\circ}\text{C}$  выше, чем в постоптимальное время, а в окрестностях озера Сергеевского в позднем дриасе  $T_{\text{г}}$  была на  $2,4^{\circ}\text{C}$  ниже, чем в раннем голоцене, и на  $5,3^{\circ}\text{C}$  ниже, чем в атлантическом периоде.

## Выводы

1. Вариации  $\delta^{18}\text{O}$  в кальците белорусских озерных отложений являются результатом комбинированного воздействия изменений температуры воздуха и эффективной влажности климата. Потепление и/или аридизация вызывают утяжеление, а похолодание и/или усиление гумидности – облегчение изотопного состава кислорода кальцита.

2. Белорусские кривые  $\delta^{18}\text{O}$  кальцита и точно датированная изотопно-кислородная (палеотемпературная) кривая, полученная по воде гренландского ледника (скважина GISP 2), имеют качественно подобные очертания и могут быть синхронизированы при допущении систематической удревненности изначальных (радиоуглеродных) хронологических моделей белорусских разрезов. Из этого следует, что, во-

первых, в Беларуси относительно теплым климатическим этапам позднеледниковья – голоцена была, как правило, свойственна пониженная эффективная влажность, а относительно холодным – повышенная; во-вторых, динамика климата Беларуси и более западных частей Европы характеризовалась существенной когерентностью и во многом была обусловлена изменчивостью структуры течений и особенностями термохалинной циркуляции в северной Атлантике.

3. Выделен и датирован ряд палеоклиматических событий, среди которых наиболее ярко выражены: среднедриасовое похолодание (~14200–13900 кал. л.н.); аллередское потепление (13900–12800/12700 кал. л.н.); позднедриасовое похолодание (12800/12700–11600/11500 кал. л.н.); холодная и/или влажная фаза 9000–8600 кал. л.н.; теплая и сухая фаза 8600–8300 кал. л.н.; наиболее холодный эпизод голоцена 8300–8100 кал. л.н.; преимущественно аридный период максимальных температур 8100–4700 кал. л.н., включающий относительно холодную и влажную фазу 6400–5350 кал. л.н.; длительный тренд похолодания и увлажнения 5200–2100 кал. л.н.; теплый и/или сухой эпизод 2100–1400 кал. л.н.; тренд похолодания и увлажнения с 1700 кал. л.н. по настоящее время.

4. Согласно приблизительным расчетам, в позднедриасовое время среднегодовые температуры опускались до  $-0,5 - +2,1^{\circ}\text{C}$ , на пике холодного события 8200 кал. л.н. – до  $+2,6^{\circ}\text{C}$ , а в оптимуме были на  $2,9^{\circ}\text{C}$  выше, чем в раннем голоцене и в постоптимальное время, и на  $5,3^{\circ}\text{C}$  выше, чем в позднем дриасе.

5. Позднедриасовые осадки (12800/12700–11600/11500 кал. л.н.) могут диагностироваться и датироваться в пыльцевых диаграммах по отчетливому зубцу *Picea*, *Betula nana* и, вероятно, водорослей *Pediastrum integrum*. Палинологическими признаками начала голоцена (11600–11500 кал. л.н.) помимо внезапного сокращения доли *Picea* являются резкое падение содержания пыльцы *Artemisia* и *Chenopodiaceae*, сильное увеличение роли *Betula* и *Polypodiaceae*. Пик холодного события 8200 кал. л.н. распознается по «провалам» *Ulmus*, *Corylus*, *Tilia*, малым «всплескам» трав, иногда *Picea*.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований, проект X10MC-001.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Velichko, V.A. Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late Glacial and Holocene / V.A. Velichko, A.A. Andreev, V.A. Klimanov // Quaternary International. – 1997. – V. 41/42. – P. 71–96.
2. Еловичева, Я.К. Палинология позднеледниковья и голоцена Белоруссии / Я.К. Еловичева. – Минск : Наука и техника, 1993. – 90 с.
3. Marshall, J.D. A high resolution Late-Glacial isotopic record from Hawes Water, Northwest England. Climatic oscillations: calibration and comparison of palaeotemperature proxies / J.D. Marshall [et al.] // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2002. – V.185. – P. 25 – 40.
4. Wiersma, A.P. Model–data comparison for the 8.2 ka BP event: confirmation of a forcing mechanism by catastrophic drainage of Laurentide Lakes / A.P. Wiersma, H. Renssen // Quaternary Science Reviews. – 2006. – V. 25. – Issue 1–2. – P. 63–88.
5. Зерницкая, В.П. Стратиграфическая схема позднеледниковых и голоценовых отложений Беларуси / В.П. Зерницкая [и др.] // Літасфера. – 2005. – Т. 22. – № 1. – С. 157–165.
6. Lowe, J.J. Inter-regional correlation of palaeoclimatic records for the Last Glacial-Interglacial Transition: a protocol for improved precision recommended by INTIMATE pro-

ject group / J.J. Lowe, W.Z. Hoek, INTIMATE group // *Quaternary Science Reviews*. – 2001. – V. 20. – P. 1175–1187.

7. Makhnach, N. Stable oxygen and carbon isotopes in Late Glacial-Holocene freshwater carbonates from Belarus and their palaeoclimatic implications / N. Makhnach [et al.] // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2004. – V. 209. – P. 73–101.

8. Makhnach, N. Holocene carbonates from palaeolake Moshchenoe (Minsk Upland, Belarus), palaeoenvironmental implications of stable oxygen and carbon isotope records / N. Makhnach [et al.] // XII Konferencja «Stratygrafia Plejstocenu Polski», Zwierzyniec, 31 sierp. – 3 wrzes. 2005. – Warszawa, 2005. – S. 56–58.

9. Махнач, Н.А. Аутигенные карбонатные минералы в четвертичных отложениях Беларуси / Н.А. Махнач. – Минск : Белорусская Наука, 2007. – 215 с.

10. Махнач, Н.А. Стабильные изотопы углерода и кислорода и спорово-пыльцевые спектры в позднеледниково-голоценовых карбонатных осадках озера Сергеевского, Беларусь / Н.А. Махнач, В.П. Зерницкая, И.Л. Колосов // *Літасфера*. – 2009. – Т. 30. – № 1. – С. 103–114.

11. Зерницкая, В.П. Стабильные изотопы углерода и кислорода и пыльцевые спектры в средне-верхнеголоценовых карбонатных осадках озера Нарочь / В.П. Зерницкая, Н.А. Махнач, И.Л. Колосов // *Веснік Брэсцкага ўніверсітэта. Серыя 5. Хімія. Біялогія*. – 2010. – Т. 2.

12. Bronk Ramsey, C. Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program / C. Bronk Ramsey // *Radiocarbon*. – 1995. – V. 37. – P. 425–430.

13. The Greenland Summit Ice Cores CD-ROM. Available from the National Snow and Ice Data Center, University of Colorado at Boulder, and the World Data Center A for Palaeoclimatology, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, 1997.

14. Fritz, P. Stable isotope, fossil Coleoptera and pollen stratigraphy in Late Quaternary sediments from Ontario and New York State / P. Fritz [et al.] // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 1987. – V. 58. – P. 183–202.

15. Boutton, T.W. Stable carbon isotope ratios of natural materials, II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environments / T.W. Boutton // Coleman, C., Fry, B. (eds.). *Carbon Isotope Techniques*. – New York : Academic Press, 1991. – P. 173–486.

16. Barber, K. Atlantic to Urals – the Holocene climatic records of mid-latitude Europe / K. Barber [et al.] // *Past Climate variability through Europe and Africa*. – Dordrecht : Kluwer Academic Publishers, 2004. – P. 417–442.

17. Seppa, H. Holocene annual mean temperature changes in Estonia and their relationship to solar insolation and atmospheric circulation patterns / H. Seppa, A. Poska // *Quaternary Research*. – 2004. – V. 61. – P. 22–31.

18. Зерницкая, В.П. Колебания уровней озер и влажности климата в позднеледниковье и голоцене на территории Беларуси / В.П. Зерницкая, Б.П. Власов, Н.А. Махнач // *Палеоклиматы и эволюция палеогеографических обстановок в геологической истории Земли : тезисы докладов международного симпозиума*. – Петрозаводск, 1998. – С. 36–38.

19. Johnssen, S. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, DYE-3, GRIP, GISP 2, Renland and NorthGRIP / S. Johnssen [et al.] // *Journal of Quaternary Science*. – 2001. – V. 16. – P. 299–307.

20. Heikkilä, M. Postglacial climate changes and vegetation responses in northern Europe / M. Heikkilä. – Helsinki : Helsinki University Press, 2010. – 55 p.

***N.A. Makhnach, V.P. Zernitskaja. Climate Changes in the Late Glacial – Holocene in Belarus (Evidence from Isotope-Geochemical Data on Authigenic Lacustrine Calcites)***

As a result of isotope-geochemical, lithological and palynological investigation of carbonate lacustrine deposits we recognized and dated a number of climatic phases: the Older Dryas cooling (~14200-13900 cal. yrs BP); the Allerod warming (13900-12800/12700 cal. yrs BP); the Younger Dryas cooling (12800/12700-11600/11500 cal. yrs BP); a cold and/or wet phase (9000-8600 cal. yrs BP); a warm and dry phase (8600-8300 cal. yrs BP); the coldest episode of the Holocene (8300-8100 cal. yrs BP); the thermal maximum (8100-4700 cal. yrs BP), including a colder and wetter phase (6400-5350 cal. yrs BP); a long trend of cooling and wetting (5200 - 2100 cal. yrs BP); a warm and/or dry episode (2100 – 1400 cal. yrs BP); a trend of cooling and humidification from 1700 cal. yrs BP till now. It is argued that the dynamics of climate in Belarus and West Europe were significantly coherent. Evidence for that comes from a correlation of peaks, shifts and trends of Belarusian  $\delta^{18}\text{O}$  curves (calcite) with the oxygen isotope events seen in the GISP 2 ice-core record (the Greenland glacier). The supra-regional scale of some climatic phases detected in Belarus is confirmed by the comparison to palaeoclimate reconstructions carried out in England, Germany, Poland, and Estonia.