

УДК 550.461+551.311(476)

*В.П. Зерницкая, Н.А. Махнач, И.Л. Колосов*

## **СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА И ПЫЛЬЦЕВЫЕ СПЕКТРЫ В СРЕДНЕ-ВЕРХНЕГОЛОЦЕНОВЫХ КАРБОНАТНЫХ ОСАДКАХ ОЗЕРА НАРОЧЬ**

Установлено, что вариация величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в аутигенном кальците донных осадков слабопроточного озера Нарочь регулировалась главным образом колебаниями его гидрологического режима. При этом кратковременные фазы относительно аридного климата (пониженной глубины и скорости водообмена), как правило, совпадали с теплыми эпизодами (с усиленным испарением воды), а гумидные фазы с похолоданиями. Выполнена корреляция изотопно-кислородных кривых разрезов Нарочь и GISP 2 (гренландский ледник). На ее основании реконструирована хронология природных палеособытий в окрестностях озера и в белорусском регионе. В частности, установлено, что в начале термического максимума голоцена (8000 календарных л.н.) озеро Нарочь находилось на стадии подъема уровня воды. Период максимальных температур в голоцене включал сравнительно теплую и сухую (8000–6400 л.н.), влажную и прохладную (6400–5200 л.н.) и теплую и сухую (5200–4500/4300 л.н.) климатические фазы. Широколиственные деревья достигли наибольшего распространения в среднюю сравнительно прохладную и влажную фазу. Между 5550 и 5300 л.н. в Нарочи имел место эпизод аномально высокого уровня воды. Отрезок времени 4300–2200 л.н. соответствовал тренду похолодания и/или увлажнения климата. Этот тренд был прерван теплой сухой фазой 2100–1500 л.н., после которой снова вступила в силу тенденция к похолоданию и увлажнению климата с повышением уровня Нарочи.

### **Введение**

Анализ изотопных соотношений  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  в кальците озерных карбонатных отложений в последние годы стал традиционным методом палеоклиматологических и палеогидрологических исследований. Информативность величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  обусловлена их генетической связью с несколькими природными факторами.

Изотопный состав кислорода кальцита зависит от изотопного состава и температуры минералообразовательного раствора. Соотношение  $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$  в нем определяется температурой воздуха и интенсивностью испарения. Из уравнения, связывающего  $\delta^{18}\text{O}$  дождевых и снеговых вод со среднегодовой температурой воздуха ( $T_{\text{оС}}$ ) на востоке Европы [1], полученного на основании данных К. Ружанского и др. [2], следует, что средняя многолетняя величина  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  атмосферных осадков в Минске (где  $T_{\text{оС}} = 5,4_{\text{оС}}$ ) составляет  $-11,8\text{‰}$ , а рост  $T_{\text{оС}}$  на  $1,5_{\text{оС}}$  вызывает увеличение  $\delta^{18}\text{O}$  атмосферных осадков (а также подземных и поверхностных вод и выпадающего из них кальцита) на  $1\text{‰}$ . Повышение температуры воды, наоборот, приводит к облегчению изотопного состава кислорода осадившегося из нее кальцита ( $1\text{‰}$  на  $4_{\text{оС}}$ ) [3]. В закрытых озерах вода в результате испарения обогащается изотопом  $^{18}\text{O}$  по сравнению с атмосферными осадками, и кальцит, образующийся в таких озерах, имеет более тяжелый изотопный состав кислорода, чем кальцит осадков проточных водоемов (при одинаковых климатических условиях).

Вариации в содержании изотопа  $^{13}\text{C}$  в аутигенном кальците определяются долями вкладов нескольких источников растворенного неорганического углерода (РНУ). Углероду атмосферного углекислого газа присущи значения  $\delta^{13}\text{C} = -8 \dots -7\text{‰}_{\text{PDB}}$ , и кальцит, формирующийся в изотопном равновесии с ним, имеет величины  $\delta^{13}\text{C} \approx +4 \dots +5\text{‰}$  [4]. Равновесие с изотопным составом углерода атмосферного  $\text{CO}_2$  достигается только в застойных водоемах. Поэтому кальцит, образовавшийся на этапе повышенной глубины и/или проточности бассейна (во влажные климатические фазы), имеет более легкий

изотопный состав углерода, чем кальцит сухих климатических эпизодов. Углекислота, обогащенная легким изотопом  $^{12}\text{C}$ , генерируется в почвах в результате корневого дыхания и разложения наземного органического вещества и поступает в озеро. Величина  $\delta^{13}\text{C}$  органогенного (почвенного) углерода в умеренных широтах Европы, в том числе в Беларуси, равна в среднем  $-27\text{‰}$ . Кальциту, осажденному в изотопном равновесии с углеродом органогенного (почвенного) происхождения, свойственны значения  $\delta^{13}\text{C} = \sim -12\text{‰}$  [5]. Поэтому более плотная растительность на водосборе приводит к формированию пониженных значений  $\delta^{13}\text{C}$  аутигенного кальцита (вплоть до  $-12\text{‰}$  и ниже в проточных озерах). Обогащение РНУ тяжелым изотопом  $^{13}\text{C}$  осуществляется благодаря фотосинтетическому удалению  $^{12}\text{C}$  из озерной воды в макрофиты и планктон, и повышение биопродуктивности (трофического статуса) озера приводит к изотопному утяжелению кальцита [6].

Величины  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  аутигенных карбонатов могут быть связаны как прямой, так и обратной зависимостями. Антиквариация характерна для карбонатов из озер с быстрым водообменом [7], а прямая корреляция наблюдается главным образом в слабопроточных и закрытых озерах [8]. В последнем случае обусловленность варьирования  $\delta^{18}\text{O}$  кальцита изменениями температуры воздуха в той или иной мере маскируется зависимостью от колебаний гидрологического режима водоема.

Объектом нашего исследования явились вскрытые в озере Нарочь осадки среднего и позднего голоцена, хронологического диапазона, наименее изученного палеоклиматологами методом стабильных изотопов как в Беларуси, так и в Европе. Заметим, что первая из восьми полученных к настоящему времени в Беларуси пар кривых  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  была выведена в результате исследования толщи именно этого озера, привлекающей уникальной полнотой позднеледниково-голоценового карбонатного разреза [9]. Однако хроностратиграфическое расчленение профиля базировалось лишь на результатах радиоуглеродного датирования двух образцов из нижней части разреза и на интуитивном анализе конфигурации изотопных кривых. Попутно был проанализирован состав диатомовых водорослей. Понятно, что корректность интерпретации изотопных трендов может быть повышена при условии их рассмотрения на фоне параллельных независимых свидетельств изменения природных палеообстановок не только во внутримлимнической системе, но и на водосборе (в частности пыльцевых спектров). С учетом этого обстоятельства была определена цель нашего исследования – сопоставить вариации величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в кальците с особенностями пыльцевых спектров и на этом основании охарактеризовать динамику палеогеографических обстановок в окрестностях озера Нарочь (и по возможности в белорусском регионе) и установить хронологию природных событий прошлого.

### Территория исследования

Озеро Нарочь расположено в пределах Нарочанско-Вилейской низины и южных склонов Свенцянской гряды на высоте 165 м над уровнем моря. Ниже дана краткая физико-географическая характеристика озера и его окружения [10]. Площадь озера 79,6 км<sup>2</sup>, длина 12,8 км, ширина 9,8 км, максимальная глубина воды 24,8 м, а средняя – 8,9 м. Площадь водосбора 199 км<sup>2</sup> (без площади озера) лишь в 2,5 раза превышает территорию водоема. Котловина Нарочи принадлежит к подпружному типу. Полуостров Наносы делит озеро на малый и большой плесы. В малом плесе преобладают карбонатные донные осадки (как правило, по всему разрезу). Озеро мезотрофное и весьма слабопроточное (полный водообмен осуществляется за 12–13 лет). Протока Скема из оз. Мястро и 17 ручьев впадают в озеро, а р. Нарочь вытекает из него. В приходной части водного баланса атмосферные осадки составляют 45%,

поверхностный приток более 35%, а подземный – более 18%. Колебания уровня воды на протяжении года составляют 40 см. Вода во все сезоны насыщена кислородом до дна. Средняя температура в верхнем метре воды в июле – +18,9°C, а в октябре – +8,7°C. Прозрачность воды 5–7 м летом и до 10 м зимой. Среднегодовая температура воздуха на Нарочанской озерной станции – +5,2°C.

Скважина была пробурена в начале марта 2007 г. в 600 м от западного берега малого плеса в точке с координатами 54°53,174' с.ш., 26°41,303' в.д. при глубине воды 7,2 м. Изученная залежь, по-видимому, локализована в небольшом по площади углублении дна.

### **Полевые и аналитические методы**

Керн отложений отбирался озерным буром с диаметром ложки 10 см и длиной 100 см. Пыльцевой анализ проведен согласно традиционной методике [11]. В каждом образце подсчитывалось не менее 500 пыльцевых зерен.

Радиоуглеродные датировки по органическому веществу и карбонатному материалу выполнены методом подсчета актов радиоактивного распада в бензоле Н.Н. Ковалюхом и В.В. Скрипкиным из Киевской радиоуглеродной лаборатории. Калибрование дат (с величиной погрешности 2  $\sigma$ ) осуществлялось при помощи компьютерной программы OxCal 3.10 [12].

Содержания стабильных изотопов измерялись путем анализа углекислого газа, полученного при реакции карбоната со стопроцентной  $\text{H}_3\text{PO}_4$  при 25°C, на масс-спектрометре MI 1201 Б. Результаты выражены в промилле по отношению к стандарту PDB и имеют аналитическую точность 0,1‰ для  $\delta^{13}\text{C}$  и 0,2‰ для  $\delta^{18}\text{O}$ .

Минеральный состав четырех образцов определен рентгендифрактометрическим методом на установке ДРОН-3 (аналитик Л.П. Евстратенко).

### **Описание и интерпретация результатов**

Вскрытая скважиной толща мощностью 340 см представлена почти полностью светло-серым озерным мелом (рисунок 1). В колонках керна отчетливо заметны слои более темной окраски, очевидно маркирующие какие-то природные события прошлого (эпизоды эвтрофирования либо повышенного уровня воды, обуславливающего ослабленный фотосинтез макрофитов и поэтому подавленное карбонатообразование). Содержание обломочной примеси и, следовательно, аллотигенных карбонатов, искажающих палеоклиматический изотопный сигнал, невелико. Это следует из особенностей четырех рентгенограмм. В образце с глубины 5–10 см отмечены исключительно рефлексы кальцита (3,85; 3,03; 2,48; 2,27; 2,08Å). В пробе из интервала 160–162,5 см зафиксирован также едва заметный рефлекс кварца (3,34Å). В отложениях, извлеченных с глубин 270–275 и 303–308 см, примесь кварца к кальциту регистрируется по малым пикам 4,26 и 3,34Å, а примесь полевого шпата – по пику 3,20Å.

На глубине 328 см озерный бур углубился в песок, который не удалось пройти более чем на 12 см.

Результаты пяти радиоуглеродных датировок свидетельствуют о том, что вскрытая толща имеет, по-видимому, средне-позднеголоценовый возраст. Палинологические данные также говорят о том, что низ толщи накопился в начале (или незадолго до начала) атлантического периода. Здесь уже в значительном количестве представлена пыльца широколиственных пород и орешника (рисунок 1).

Среди примечательных особенностей палиноспектров следует отметить тесную, выдержанную по всему разрезу, отрицательную корреляцию между пиками *Alnus* и *Picea* несмотря на то, что обе породы являются гигромезофитами. По-видимому, при заболачивании либо подтоплении прибрежной территории ольха вытесняла ель, так как



лучше переносит избыточное увлажнение. Также интересно отметить антиковариацию между пиками *Alnus* и водорослями *Pediastrum boryanum*, обусловленную тем, что при повышении уровня воды и заболачивании берегов заросли водной растительности отдалялись от места скважины. В пыльцевой диаграмме выделено 10 локальных пыльцевых зон.

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  изменяются от  $-1,5$  до  $+3,9\text{‰}_{\text{PDB}}$  (в среднем  $+1,6\text{‰}$ ). Они близки величине, равновесной с  $\delta^{13}\text{C}$  углерода атмосферного углекислого газа ( $+4 - +5\text{‰}$ ), и очень далеки от равновесной с  $\delta^{13}\text{C}$  углерода органического вещества ( $\sim -12\text{‰}$ ). Из этого следует, что в течение времени накопления изучаемой толщи озеро Нарочь было весьма слабопроточным. Наблюдаемая на большей части разреза ковариация соотношений  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  указывает на общность причин, определяющих изменения изотопного состава обоих рассматриваемых элементов.

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьирует в чрезвычайно широком диапазоне – от  $-11,5$  до  $+1,2\text{‰}$ . Средняя величина ( $-5,4\text{‰}$ ) намного больше равновесной с  $\delta^{18}\text{O}$  атмосферных осадков ( $\sim -11,8\text{‰}$  при температуре воды в  $15,7^\circ\text{C}$ ), что свидетельствует об осаждении кальцита из раствора, претерпевшего значительное испарение. Вместе с тем, наличие отрицательных пиков (с величинами ниже  $-9 \dots -10\text{‰}$ ) на изотопно-кислородной кривой говорит о том, что в истории озера были эпизоды, когда кальцит осаждался из воды с мало измененным в результате испарения изотопным составом кислорода.

Отрицательные пики и участки низких значений  $\delta^{18}\text{O}$ , как правило, соотносятся с параллельными свидетельствами заболачивания берега и высокого уровня воды в бассейне. Так, на отрезке пониженных значений **D–E** отмечается малая концентрация *Pediastrum boryanum*. На уровне пика **E** регистрируется пик максимального содержания *Alnus* (26%), синхронный с дециметровым слоем особенно обогащенного органическим веществом малокарбонатного черного осадка. На отрицательном пике **G** видны спады *Pediastrum boryanum* и *Picea* (от 25 до 10%), пик *Alnus*, а также слой обогащенного органическим веществом осадка. Пик **I**, расположенный сразу над одним из темных прослоев, параллелен пику *Alnus* и спаду *Picea*. Отрицательный пик **K** почти синхронен слойку темного осадка. Сдвиг к минимальным значениям **L–M** сопоставляется с приповерхностным темным слоем мощностью 27 см, в котором отсутствуют фоссилии *Pediastrum boryanum*.

Пики высоких значений  $\delta^{18}\text{O}$  соответствуют палинологическим указаниям на фазы низкого уровня воды (климатической аридизации). Так, окрестности положительного пика **C** совпадают с участком максимального содержания *Pediastrum boryanum*. Сразу над пиком **F** (в пределах относительно высоких значений  $\delta^{18}\text{O}$ ) отмечены «вспышки» *Pediastrum boryanum* (подъем от 0,5 до 2,8%) и *Picea* (от 7 до 25%) на фоне «провала» *Alnus*. Положительный пик **J** совпадает со спадом *Alnus* и пиком *Picea*.

Как можно судить по пыльцевым данным, быстрое снижение роли широколиственных пород (в частности вяза и липы) в составе растительности происходило в окрестностях озера дважды. На уровне сильного положительного изотопно-кислородного пика **F** содержание пыльцы *Ulmus* снизилось от 9,5 до 2,8%, а *Tilia* от 6 до 1,5% на фоне начавшегося быстрого увеличения концентрации пыльцы *Picea*. Однако вскоре роль широколиственных деревьев пикообразно возросла, хотя и не достигла величин максимума. На уровне пика **H** доля пыльцы *Ulmus* снова снизилась от 6 до 2%, а *Tilia* от 3 до 1,5%, начался резкий тренд увеличения роли *Picea*.

Таким образом, по палинологическому признаку (резкое сокращение доли вяза) с постатлантическими климатическими этапами можно сопоставлять как участок **F–M**, так и более короткий участок **H–M**. Они оба соответствуют трендам падения величины  $\delta^{18}\text{O}$  в направлении поверхности залежи. Примечательно, что в период своего

значительного распространения широколиственные породы оказываются наиболее обильными на этапах накопления изотопно-легкого кальцита. Так, интервалу максимальной доли пыльцы *Ulmus* (до 10%) и *Tilia* (до 6%) соответствуют две верхних трети отрезка **D–E**. Пики *Ulmus* (до 6%) и *Tilia* (до 3%), а также максимальный пик *Quercus* (10%) приурочены и к отрицательному изотопно-кислородному пику **G**. Начиная от перелома кривой **H**, в залежи постоянно присутствует пыльца *Carpinus*. Широкий максимум содержания пыльцы *Picea* (до 36%), синхронный с отрицательным зубцом  $\delta^{13}\text{C}$ , соответствует середине отрезка **H–I** (тренда падения  $\delta^{18}\text{O}$ ).

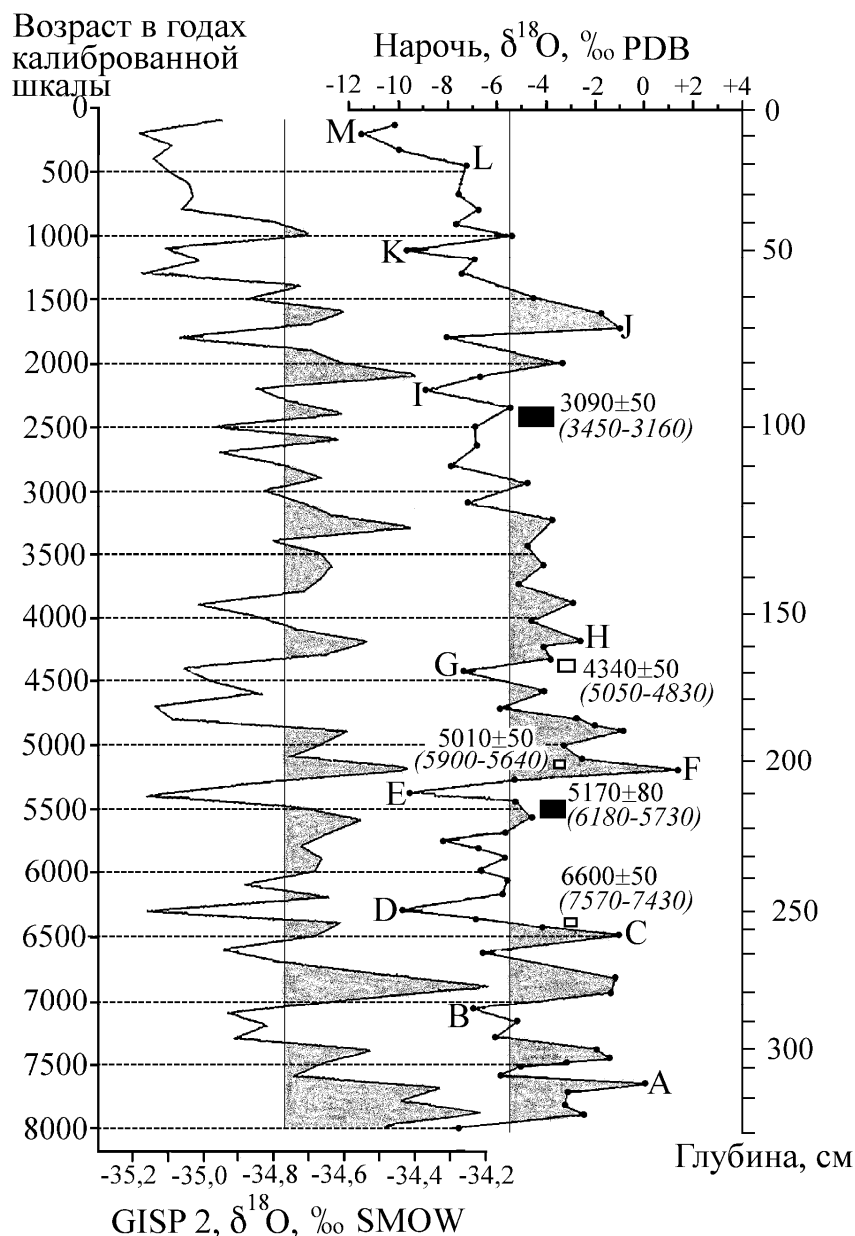
Одно из наиболее значительных изменений пыльцевых спектров происходит на уровне отрицательного пика **I**. Здесь резко повышается роль *Betula* и трав. От уровня пика **I** до поверхности выдерживается особенно точное совпадение трендов  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ , а также наблюдается антиковариация « $\delta^{18}\text{O}$  - *Betula*».

Итак, высокие абсолютные значения  $\delta^{18}\text{O}$ , широта их диапазона, соответствие пониженных величин ряду литологических и палинологических признаков высокого стояния воды (повышенной скорости водообмена) предполагают преимущественно гидрологическую обусловленность колебаний изотопного состава кислорода в залежи озера Нарочь. В связи с этим представляется важным установить, содержится ли в конфигурации изотопно-кислородной кривой информация об изменениях температуры воздуха.

Для диагностики, а также датировки температурных событий надрегионального ранга в различных местностях Европы все чаще применяется корреляция местных изотопно-кислородных кривых с надежно датированными кривыми  $\delta^{18}\text{O}$  (палеотемпературными кривыми), полученными по воде гренландского ледника [13; 14].

При беглом взгляде на голоценовую часть кривой  $\delta^{18}\text{O}$  скважины GISP 2 [15] обнаруживается подобие ее конфигурации на временном отрезке последних 8000 тыс. л. с наблюдаемой в профиле Нарочь. На рисунке 2 показано предположительное сопоставление двух обсуждаемых изотопно-кислородных кривых. Несмотря на большую разницу в размахе вариации  $\delta^{18}\text{O}$  в GISP 2 и Нарочи, основные пики и спады (а также целые отрезки) одной кривой имеют параллели в другой. Приведенная корреляция кривых предполагает систематическую удревненность наших радиоуглеродных дат, чего и следует ожидать при датировке карбонатов и органических остатков водной растительности из осадков озера с жесткой водой. Хорошо известно, что величина требуемой коррекции хронологических определений в связи с таким эффектом может быть существенной. Например, она составляет 250–500 лет для современных карбонатных осадков озер Мичиган и Гурон [16], 1570 лет для голоценовых отложений ирландского озера Лох Инчикуин [14], 870–3080 лет для позднеледниково-голоценовых отложений польского озера Гостенж [17]. В качестве косвенного подтверждения контаминации древним углеродом осадков именно озера Нарочь можно привести результаты Д.К. Нургалиева и др. [18]. Им удалось синхронизировать кривые магнитного склонения и наклонения, полученные путем измерения остаточной намагниченности в позднеледниково-голоценовых осадках озер Нарочь и Свирь, с кривыми, выведенными для ряда местностей Европы, при условии смещения радиоуглеродного возраста осадков Нарочи в сторону значительно более молодых (~ на 600–2300 лет) дат.

Если признавать хронологическую модель нарочанской кривой  $\delta^{18}\text{O}$ , основанную на совмещении с данными по GISP 2, корректной, то степень удревнения радиоуглеродных дат в белорусском разрезе составляет 660–950 л. (гл. 94–99 см), 380–600 л. (гл. 161–165 см), 440–700 л. (гл. 200–205 см), 180–630 л. (гл. 210–216 см) и 980–1120 л. (гл. 250–256 см).



**Рисунок 2 – Корреляция между изотопно-кислородными кривыми скважины GISP 2 (вода гренландского ледника) и разреза донных отложений озера Нарочь (кальцит)**

Примечание – Изотопные данные по гренландской скважине [15] осреднены по 100-летним интервалам, соответствующим временному разрешению одного образца из белорусской залежи. На кривой разреза Нарочь возраст датированных слоев выражен в условных радиоуглеродных годах и в скобках – в годах калиброванной шкалы.

При рассмотрении двух совмещенных кривых возникает вопрос, почему динамика величины  $\delta^{18}\text{O}$  в залежи Нарочи, отражающая колебания гидрологических особенностей бассейна, коррелирует с изменениями палеотемператур в североатлантическом регионе. По-видимому, в Беларуси на протяжении значительной части среднего и позднего голоцена потепления (по крайней мере, сильные кратковременные) приводили к росту относительной аридности климата, т.е. к уменьшению разницы между количеством атмосферных осадков и испаряющейся воды. На теплых

дождливых этапах избыток воды не всегда компенсировал относительную аридизацию, вызванную усиленным испарением. Совпадение теплых и относительно сухих кратковременных климатических фаз прослеживается в вариациях  $\delta^{18}\text{O}$  кальцита слабопроточного озера Нарочь в подчеркнутом виде.

На фоне параллелизма пиков в двух сравниваемых кривых прослеживаются определенные различия длительных изотопных трендов. Так, осложненный разнонаправленными отскоками тренд понижения величины  $\delta^{18}\text{O}$  от 5200 л.н. до современности, видимый в кривой Нарочи, прослеживается в GISP 2 не на всем протяжении, а только начиная с 3200 л.н. и наиболее четко с 2100 л.н. Различия в трендах можно объяснить как различными долговременными температурными тенденциями в северной Атлантике и Беларуси, так и тем, что в кривой Нарочи на температурный сигнал накладывается влияние изменений количества атмосферных осадков.

Основываясь на предлагаемой корреляционной модели, попытаемся очертить палеогеографическую сущность основных изотопных, палинологических, литологических событий, регистрируемых в нарочанской залежи, и установить их хронологию (в калиброванной радиоуглеродной шкале).

Началу накопления толщи (~8000 л.н.) предшествовало какое-то аномальное климатическое (гидрологическое) событие. Уровень озера понизился настолько, что близлежащие подводные склоны литорали оказались в зоне волноприбойного воздействия, и на дне аккумулярировался песчаный слой, вероятно, перекрывший более древние озерные осадки. Это могло произойти как во время широко известного «холодного события 8200 л.н.», характеризуемого некоторыми авторами как сухая климатическая фаза в континентальной части Европы к северу от 50-ой параллели [19], так и несколько раньше или позже него. В любом случае, 8000 л.н. озеро Нарочь находилось на стадии подъема уровня.

Первое (наиболее значительное) понижение роли вяза и липы в растительности (от уровня максимума), сопровождавшееся усилением роли ели, произошло ~ 5200 л.н. (пик **F**). С этого рубежа и до современности в залежи озера Нарочь прослеживается длительный тренд снижения величины  $\delta^{18}\text{O}$  (похолодания и/или увлажнения климата). Названная хронологическая веха несколько моложе даты регионального спада вяза и «вспышки» ели (5000 условных радиоуглеродных или ~5750 календарных л.н.), традиционно сопоставляемых с окончанием атлантического периода в Беларуси [20].

Второе снижение роли широколиственных деревьев (пик **H**) соответствует времени 4300 л.н. Именно к этой дате приурочивается конец периода максимальных температур исследователями ряда гренландских скважин (Dye-3, GRIP, NorthGRIP) [21] и к несколько более ранней дате (4500 л.н.) палинологами, изучавшими озерные отложения Швеции, Финляндии и Эстонии [22]. Если придерживаться репера в 4500–4300 л.н. в качестве даты окончания термического максимума, то оказывается, что он имел в Беларуси трехчленное строение. Его первая теплая и относительно сухая фаза (отрезок **A-C**) продолжалась между 8000 и 6400 л.н. Вторая прохладная и относительно влажная фаза (отрезок **D-E**) соответствует временному интервалу между 6400 и 5300 л.н. Она завершилась кратковременным аномальным климатическим эпизодом 5550–5300 л.н., вызвавшим сильное обводнение озера Нарочь и «сбой» в системе осадконакопления (горизонт черного органогенного материала на глубине 205–216 см). Именно этому эпизоду синхронен сильный отрицательный (холодный) пик  $\delta^{18}\text{O}$  в GISP 2. Этап максимального распространения широколиственных деревьев (6000–5300 л.н.) приходится на вторую половину относительно прохладной и влажной фазы. Термический максимум завершился теплой сравнительно аридной фазой (5200 – 4500/ 4300 л.н.). В ее конце (с 4550 л.н.) граб становится постоянным компонентом



растительности в окрестностях Нарочи. В целом температурные флуктуации во время термического максимума в окрестностях Нарочи (и, по-видимому, в Беларуси) происходили синхронно с таковыми в северной Атлантике.

Временному интервалу 4300–2200 л.н. соответствует тренд облегчения изотопного состава кислорода в залежи Нарочи. Он имеет нечеткий аналог в GISP 2 и может объясняться ускорением водообмена как из-за похолодания и сопутствующего ослабления испарения, так и благодаря увеличению абсолютного количества осадков. На часть названного тренда (4000–3100 л.н.) приходится максимум ели, широкое распространение которой (очевидно, не только вблизи берегов, но и в лесах водосбора) можно рассматривать как одно из проявлений реакции растительности на снижение температур и увлажнение климата.

Примерно 2500 л.н. в окрестностях озера резко увеличилась роль березы. Отрезок времени 2100–1500 л.н. можно охарактеризовать как относительно теплый, исходя из совпадающих в Нарочи и GISP 2 повышенных значений  $\delta^{18}\text{O}$ , «отскакивающих» от тренда понижения величины. При этом в Беларуси между 1700 и 1500 л.н., вероятно, имел место особенно теплый и аридный эпизод (пик **J** со слабовыраженной параллелью в GISP 2).

Около 1500 л.н. началось монотонное похолодание надрегионального ранга, прослеживающееся в обеих сопоставляемых кривых. Оно обусловило повышение уровня озера Нарочь, который (судя по отрезку **L–M** кривой  $\delta^{18}\text{O}$ ) особенно быстро поднимается в течение последних 500 лет.

### **Заключение**

1. Вариации величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в кальците средне- и верхнеголоценовых донных осадков Нарочи регулировались в основном колебаниями уровня водоема и степени его проточности, которые, в свою очередь, были связаны с изменениями эффективной влажности климата (разности между количествами атмосферных осадков и испаряющейся воды). При этом кратковременные фазы относительно аридного климата, как правило, совпадали с теплыми эпизодами (с усиленным испарением воды), а гумидные фазы с похолоданиями.

2. Корреляция изотопно-кислородных кривых разрезов Нарочь и GISP 2 (гренландский ледник) позволила предложить, что вариации температуры воздуха в Беларуси были в значительной степени синхронны таковым в северо-атлантическом регионе.

3. Реконструированная динамика природных палеособытий представляется в следующем виде. В начале термического максимума голоцена (8000 л.н.) озеро Нарочь находилось на стадии подъема уровня воды. Период максимальных температур (8000–4500/4300 л.н.) включал сравнительно теплую и сухую (8000–6400 л.н.), влажную и прохладную (6400–5200 л.н.) и теплую и сухую (5200–4500/4300 л.н.) климатические фазы. Максимальная роль широколиственных пород в растительности окрестностей Нарочи приходилась на вторую половину средней относительно прохладной фазы. Между 5550 и 5300 л.н. в Нарочи имел место эпизод аномально высокого уровня воды. Отрезок времени 4300–2200 л.н. соответствовал тренду похолодания и/или увлажнения климата. Этот тренд был прерван теплой фазой 2100–1500 л.н., завершающие 200 лет которой были, вероятно, особенно аридными. В последние 1500 лет происходит похолодание и увлажнение климата с соответствующим повышением уровня Нарочи, особенно ускорившимся 500 лет назад.

Выражение благодарности. Авторы признательны доктору геогр. наук Б.П. Власову за помощь в проведении полевых работ и ценные советы на стадии интерпретации аналитических данных.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. Rózański, K. Isotopic patterns in modern global precipitation. Climate change in continental isotopic records geophysical monograph 78. / K. Rozanski, L. Araguas-Araguas, R. Gonfiantini // Copyright by the American Geophysical Union, 1993. – 36 p.
3. Hays, P.D. Oxygen Isotopes in Meteoric Calcite Cements as Indicators of Continental Palaeoclimate / P.D. Hays, F.I. Grossman // *Geology*. – 1991. – V. 19. – P. 441–444.
4. 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.
5. 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.
6. McKenzie, J.A. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment / J.A. McKenzie // *Chemical processes in lakes*. – New York : Wiley, 1985. – P. 99–118.
7. Andrews, J.E. Stable isotope record of palaeoclimatic change in a British Holocene tufa / J.E. Andrews, H.M. Pedley, P.E. Dennis // *The Holocene*. – 1994. – V. 4. – № 4. – P. 349–355.
8. Turner, J.V. Isotopic and geochemical composition of marl lake waters and implications for radiocarbon dating of marl lake sediment / J.V. Turner [et al.] // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1983. – V. 20. – P. 599–615.
9. Пуннинг, Я.-М.К. Палеогеографические условия образования карбонатных отложений озера Нарочь / Я.-М.К. Пуннинг [и др.] // *Литология, геохимия и стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Белоруссии*. – Минск : Наука и техника. – 1988. – С. 101–110.
10. Якубоўскі, Я.А. Нарач / Я.А. Якубоўскі, Г.С. Гігевіч, Т.М. Міхеева // *Энцыклапедыя прыроды Беларусі : У 5 т.* – Мінск : Беларуская Савецкая Энцыклапедыя. – 1984. – Т. 3. – С. 462.
11. Berglund, B.E. Pollen analysis and pollen diagrams / B.E. Berglund, M. Ralska-Jasiewiczowa // *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. – Chichester : Wiley, 1986. – P. 455–483.
12. Bronk Ramsey, C. Deposition models for chronological records / C. Bronk Ramsey // *Quaternary Science Reviews*. – 2008. – V. 27. – № 1–2. – P. 42–60.
13. 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.
14. Diefendorf, A.F. Evidence for high-frequency late Glacial to mid-Holocene (16,800 to 5500 cal yr B.P.) climate variability from oxygen isotope values of Lough Inchiquin, Ireland / A.F. Diefendorf [et al.] // *Quaternary Research*. – 2006. – V. 65. – P. 78–86.
15. 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.
16. Moore, T. C. Regional variation in modern radiocarbon ages and the hardwater effects in Lakes Michigan and Huron / T.C. Moore [et al.] // *Journal of Paleolimnology*. – 1998. – V. 20. – P. 347–351.

17. Pazdur, A. Late Glacial and Holocene water-level changes of the Gosciaz Lake, Central Poland, derived from carbon isotope studies of laminated sediment / A. Pazdur [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 1995. – V. 14. – P. 125–135.

18. Nourgaliev, D.K. Principal features (master curve) of geomagnetic field variations in Belorussia during the last 12 thousand years / D.K. Nourgaliev [et al.] // *Russian Journal of Earth Sciences*. – 2005. – V. 7. – № 2. – P. 1–16.

19. Magny, M. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climatic cooling phases / M. Magny [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2003. – V. 22. – P. 1589–1596.

20. Зерницкая, В.П. Стратиграфическая схема позднеледниковых и голоценовых отложений Беларуси / В.П. Зерницкая [и др.] // *Лїтасфера*. – 2005. – Т. 22. – № 1. – С. 157–165.

21. Johnsen, S. J. Holocene climate in Greenland based on 3 deep ice cores and 2 temperate profiles / S.J. Johnsen, D [et al.] // *XVI Inqua Congress. Abstracts with Programs*. – Reno, 2003. – P. 157.

22. Seppa, H. Holocene annual mean temperature changes in the boreal zone of Europe: pollen based reconstructions / H. Seppa [et al.] // *XVI Inqua Congress. Abstracts with Programs*. – Reno, 2003. – P. 157.

***V.P. Zernitskaja, N.A. Makhnach, I.L. Kolosov. Stable Carbon and Oxygen Isotopes and Pollen Spectra in Mid-Upper Holocene Carbonate Sediments from the Lake Naroch***

It was revealed that variations of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  in the authigenic calcite of bottom sediments from the rather stagnant lake Naroch were controlled by hydrological regime fluctuations mainly. As a rule, short term phases of a relatively arid climate (that is of lower water levels and slower water exchange) coincided with warmer episodes with enhanced water evaporation, and comparatively humid phases were consistent with colder ones. The oxygen isotope curve derived from calcites precipitated in Naroch was correlated with that from the GISP 2 Greenland ice core. The correlation allowed the reconstruction of the chronology of natural palaeoevents in the lake Naroch vicinities as well as in Belarus. In the beginning of the Holocene thermal maximum (8000 calendar years BP) the lake was at the stage of rising water level. The period of maximum air temperatures included three parts: a warmer and drier (8000 - 6400 BP), a wetter and colder (6400 – 5200 BP), and a warmer and drier (5200 – 4500/4300 BP) phases. Broad-leaved trees reached their maximum expansion in the intermediate (a relatively cold and wet) phase. An episode of anomalously high lake level occurred between 5550 and 5300 BP. The time interval from 4300 to 2200 BP corresponded to a trend of climate cooling and/or humidification. This trend was interrupted by a warmer and drier phase between 2100 and 1500 BP, after which the tendency to cooling and humidification came into force again, and the lake level began to rise.