УДК 551.79.561(476)

А.А. НОВИК

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ОЗЕРНЫХ УРОВНЕЙ РЕГИОНА БАЛТИЙСКИХ ПООЗЕРИЙ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ**

**Введение**

К настоящему времени доказано, что климатические изменения разного масштаба неоднократно проявлялись в характере и динамике озерного осадконакопления на протяжении позднеледниковья-голоцена. Наиболее значительным климатическим сдвигом явился переход позднеледниковье-голоцен. Это климатическое событие континентального или даже глобального ранга произошло синхронно, или с незначительным временным расхождением (квазисинхронно), в Северной Америке и Европе. Работы последних лет показали, что этот переход осуществился очень быстро и был связан с резкой перестройкой циркуляции водной массы в Северной Атлантике. Широко известен целый ряд климатических изменений более мелкого ранга: переходы ранний дриас (DR-1) –беллинг (BÖ); BÖ – средний дриас (DR-2); DR-2 – аллеред (AL); AL – поздний дриас (DR-3), а также серия климатических флуктуаций в пределах голоцена [1, 2].

Палеоклиматические выводы, полученные в результате исследований многочисленных локальных европейских осадочных (озерных, болотных, аллювиальных) архивов палеогеографическими методами, показывают, что на одних и тех же временных срезах голоцена в разных частях континента или даже в разных частях отдельных регионов часто реконструируются разнонаправленные изменения (пики, тренды) температур и режима увлажнения [3, 4, 5, 6, 7, 8]. Исходя из этого, при реконструкции изменений природных обстановок, важным моментом является использование единого методического подхода и стратиграфических схем расчленения отложений в комплексном исследование аккумуляций литологическими, палеофлористическими, радиоуглеродными и изотопно-геохимическими методами диагностики.

В пределах проходящего через Беларусь Латвию и Эстонию меридионального трансекта с ярко выраженным градиентом степени континентальности современного климата, изменения природных обстановок позднеледниковья и голоцена с особенной четкостью регистрируются в осадочных разрезах, в связи, с чем в результате исследования белорусско-латвийско-эстонских телеконнекций, основанных на мультиметодическом подходе, заложена основа и сделана попытка проследить и объяснить синхронность – асинхронность изменения озерных уровней, как индикатора изменения климата, растительности, ландшафтов в одном из крупных регионов Европы – Балтийском Поозерье. Трансграничные корреляции (телеконнекции) являются приоритетным направлением ряда международных организаций и фондов (IGCP, INQUA, PAGES) и представляют важный шаг на пути к глобальной корреляции палеогеографических событий в истории Земли. Необходимо отметить, что для снижения влияния локальных факторов, влияющих на характер осадконакопления и как следствием изменения хода уровней, следует сравнивать озерные системы в схожих ландшафтно-геоморофологических условиях. В этих случаях пространственно удаленные геологические разрезы с учетом метахронности палеогеографических событий не будут сопоставляться условно. Исследования были проведены в рамках международного белорусско-эстонского проекта БРФФИ № Х10МС-001 (2010-2012 гг.): «Межрегиональная пространственно-временная корреляция развития окружающей среды Беларуси, Латвии и Эстонии в течение основных климатических событий последних 14 000 лет» и постдокторского гранта Эстонского Научного Фонда PD55 (2007-2009 гг.): «The lake-level fluctuations during the postglacial period: causes and impact on the lake ecosystem». Результаты исследования целесообразно применять при теоретических разработках палинохроностратиграфических схем позднеледниковых и голоценовых отложений, восстановлении этапов формирования современного растительного покрова, изменения озерных уровней, создании алгоритмов индикации палеоклиматических изменений по особенностям флористического и изотопно-геохимического состава, а также в выявлении палеоклиматических трендов, что послужит важным вкладом в развитие белорусской и европейской четвертичной палеогеографии и хроностратиграфии, а также найдет применение в международных исследованиях посвященных проблемам глобального изменения климата.

**Объекты и методы исследований**

Тенденции в изменении озерных уровней был произведены согласно общепринятой методологии сравнительного анализа. В качестве опорных объектов исследования были выбраны озера Юуса в пределах возвышенности Отепя южной Эстонии, озеро Кюжи в пределах Видземской возвышенности центральной Латвии и озеро Долгое в пределах Свенцянской краевой гряды Белорусского Поозерья (рис. 1). Выбор указанных объектов обусловлен единым ледниковым генезисом и схожими особенностями местоположения озер в пределах различных краевых стадий отступания вюрмского (поозерского) ледника, а также имеющимся комплексом палеогеографической изученности истории развития самих водных объектов и прилегающих к ним водосборов на основе литолого-стратиграфических, палеофлористических, радиоуглеродных и изотопно-геохимических методов диагностики [8, 9, 10, 11, 12, 13, 14]. Важно отметить, что водосборные территории изучаемых озер сложены преимущественно водоупорными моренными суглинками, которые наименее чувствительны к ослаблению процессов инфильтрации, Этот фактор, наряду с их положением в четко выраженных глубоковрезанных ледниковых котловинах, а также наличие возвышенных вдосборов, создавал наиболее чувствительный к климатическим изменениям (снижение испарения, увеличение количества осадков) режим колебания уровней, что отражалось и в изменении характера озерного осадконакопления [1].

В настоящее время комплексный подход (δ18O, δ13C, 14С, литолого-фациальный, палеоботанический, геохимический) к изучению озерных отложений стал традиционным методом, используемым в палеоклиматологических и палеогидрологических исследованиях. При изучении вскрытых отложений и уточнения возраста литологических горизонтов использовался набор методов: литолого-фациальный (Я.-М. Пуннинг, Б. П. Власов, Я. Терасмаа, А. А. Новик); спорово-пыльцевой (В. П. Зерницкая, Т. Кофф, М. Кангур и др.); радиоуглеродный (T. Госляр, Н. Д. Михайлов); геохимические и изотопные (А. Н. Махнач, А. Л. Жуховицкая, Т. Мартмаа). При стратификации отложений была использована Европейская континентальная стратиграфическая схема позднеледниковья и голоцена [15]. В качестве показателей фаз развития водоемов использовалась информация о распределении основных осадкообразующих пород, а также органического вещества, микро- и макроэлементов. Информативность геохимических индикаторов зависит от характера осадочного комплекса водосбора, генезиса котловин озер и места заложения скважин. При индикации генезиса осадков использовались главные литолого-геохимическими параметры: песок, глина, ил опесчаненный, ил глинистый, кремнеземистый сапропель, тонкодетритовый сапропель, карбонатный сапропель, озерный мергель, торфосапропель, торф. Тонкодетритовый сапропель характеризуется повышенным содержанием органического вещества (ОВ) (50-75 %), состав которого, помимо остатков макрофитов имеет планктонное происхождение. Основной минеральный компонент кремнеземистого сапропеля — SiO2 (40-75 %), при общем снижении доли ОВ. Поступление кремния в озеро связано с поверхностным стоком и абразионными процессами. Главный минеральный компонент карбонатного сапропеля и озерного мергеля - СаСО3 (от 25 до 75 %), при снижении общей доли ОВ (с 50 до 0 %). Опесчаненный ил характеризуется низким содержанием ОВ (менее 15 %), с преобладанием SiO2 (более 80%). Глинистый ил характеризуется высоким содержанием глинистых или пелитовых частиц с повышенным содержанием Al2O3 до 10-12 % в минеральной части при одновременном снижении SiO2. Содержание ОВ в нем также не превышает 15 %. Торфосапропель и торф характеризуются повышенным содержанием ОВ (от 75 до 100 %) [16].

**Морфометрическая и литолого-стратиграфическая характеристика**

Озеро Юуса (58о03` с.ш. и 26 о30` в.д., 122,1 м н.у.м.) расположено на юге Эстонии в пределах Отепяской возвышенности (рис. 1). Площадь водосбора составляет около 55 га., бассейн залесен и частично заболочена. Котловина озера и разделенные холмами заболоченные понижения водосбора имеют гляциокарстовый генезис. В пределах озерной котловины для анализа динамики уровня озера использовался разрез Ю1, мощностью 9 метров, имеющий датировку с максимальным возрастом по 14С [8]. С юго-западной стороны к озерной котловине примыкает крупная заторфованная ложбина, в пределах которой были проанализированы 2 разреза Ю2 и Ю3. Скважина Ю2 (123,5 м н. у. м.) мощностью 6,4 м расположена на расстоянии 250 м от озера. Скважина Ю3 (123,5 м н. у. м.) лежит в 300 м от озера Юуса, в одной из лощин глубоко вдающейся в склоны моренной возвышенности. Общая мощность отложений составила 2,5 м [9].

Базальный слой разреза Ю1 представлен глинистым илом, переходящим в кремнеземистый сапропель, начало формирования которого датируется в 10023 14С л. н. С глубины 8 м от поверхности дна его сменяет карбонатный сапропель формировавшийся с перерывами в интервалах от 9343 до 360 14С л. н. (рис. 2). На различных временных этапах характер озерного седиментогенеза сменялся с карбонатного на кремнеземистый (около 6000, 4000 л. н., современное время) и тонкодетритовый (около 2000 л.н.) [8].

В разрезе Ю2 верхняя часть торфяной залежи мощностью 410 см подстилается озерными отложения (410-650 см), за исключением слоя древесного торфа на глубине 580-600 см (рис. 2). Кровля озерных осадков (119,4 м н. у. м.) лежит на 270 см ниже современного уреза воды в оз. Юуса. На глубине 635-600 см отложения представлены высокоминеральным карбонатным (SiO2 до 80 %, CaCO3 - 20%) сапропелем, возраст которого датирован 9240 14С л. н. Выше по разрезу на глубине 600-580 см залегает древесный торф сформированный в интервале от 9220 до 9170 14С л. н. Озерные отложения (410 - 580 см) перекрывающие торфяной горизонт представлены органическим карбонатным сапропелем (ОВ 20-30 %, CaCO3 до 80 %). Время накопления этих отложений определено датами из подстилающего (917014С л. н.) и перекрывающего торфа (2165 14С л. н.) [9, 17].

Верхняя часть разрез Ю3 представлена торфом, мощность которого составляет около 180 см (рис. 2). Под торфом были вскрыты озерные отложения (озерный мергель, карбонатный и органический сапропель) мощностью около 70 см. Верхняя граница озерных осадков лежит на уровне 121,7 м н. у. м., что на 40-50 см ниже уреза воды в оз. Юуса. В базальном горизонте озерного мергеля концентрация карбонатов (CaCO3) увеличивается до 78%, при незначительном содержании органики (ОВ не более 8 %). Возраст осадков на верхней границе (гл. 232 см) этого горизонта датируется 10 000 14С л. н. (рис. 2). Выше, на глубине 230 см, фиксируется маломощный слой слаборазложившегося торфа (около 5 см), на котором вновь залегает карбонатный сапропель (SiO2 до 70 %, CaCO3 – 55 %, ОВ 3-8 %) датированный возрастом 9850 14С л. н. (гл. 225 см). На глубине 210 см в осадках отмечается снижение концентрации минерального вещества и карбонатов, в то время как содержание ОВ в торфяном горизонте (гл. 205 см) возрастает до 44%. Возобновление аккумуляции высокоминерального карбонатного сапропеля было датировано возрастом 9600 14С л. н.. Резкое изменение литологии регистрируется на глубине 185 см – накапливается торф, в котором содержание органики возрастает до 80-90 % (рис. 2) [9, 17].

Озеро Кюжи (57°2′ с.ш. и 25°20′в. д., 191.5 м н. у. м.) расположено в центральной Латвии, в западной части Видземской конечно-моренной возвышенности относящейся к видземской краевой стадии вюрмского оледенения (рис. 1). Водосбор озера характеризуется ярко выраженным, сильно расчлененным, холмисто-моренным рельефом [18]. Площадь озера составляет 6,3 га, максимальная длина 380 м., ширина 210 м. и глубина до 8 м. Площадь бассейна озера составляет 1,2 км2. Водосбор залесенный на востоке и западе. На северо-западе, северо-востоке и юге от озерной котловины расположены торфяные болотные массивы. К ним примыкают моренные холмы, подходящие к урезу воды с западной и восточной стороны [12, 18]. Разрез K1 выполнен в центральной части озерной котловины. Его мощность составила 9 м [12]. Разрез K2 мощностью ок. 1,5 м описан в геологическом обнажении на северо-восточным берегу озера [14].

Стратиграфический анализ осадков разреза K1 позволил выделить шесть литологических единиц (рис. 2) [12]. В нижней части базальный горизонт, представленный гравием и песком с илом и фракциями глины (920-870 см) перекрывается неструктурированным опесчаненным карбонатным сапропелем с илистой глиной и тонким слоем торфа (865-859 см; приблизительно 9 890 14С л.н.). Содержание органического вещества в основании разреза на глубине 865 см, не более 8 %. Выше, содержание органики в карбонатном сапропеле резко увеличивается, достигая более чем 60 % на глубине 700 см. Уменьшение содержания органического вещества начинается с глубины 650 см (ок. 7120 14С л.н.). Здесь среднее содержание органического вещества (33 %) отмечается между 650 и 260 см (7120-2510 14С л.н.). В центральной части разреза осадки состоят из глинистого темноцветного коричневого сапропеля с небольшими прослойками карбонатов (560-260 см). Более выраженная горизонтальная слоистость фиксируется на глубинах между 370-260 см (5000-2000 14С л.н.). С глубины 260 см, содержание органического вещества увеличивается, достигая максимум на глубине 80 см (до 45 %). В верхней части (200 - 0 см) представлен однородный сапропель без резких переходов. С глубины 80 см, отмечается некоторое устойчивое уменьшение содержания органического вещества до 30 %. Содержание карбонатного вещества относительно низко по всему разрезу (в среднем, около 7 %); только в самой нижней части содержится больше чем 10 % карбонатов [12].

В верхней части обнажения K2 залегает делювиальный суглинок красно-бурого цвета мощностью 35 см (рис. 2) [14]. Ниже он сменяется высокоожелезненным делювиальным песком палево-желтого цвета, с прослоями суглинков. С глубины 85 см песок сменяется плотным древним делювиальным суглинком темно-бурого цвета, перекрывающим на глубине 1 метр опесчаненные озерные карбонатные илы сиреневого цвета с прослоями органического сапропеля и торфа (возраст 10 840 и 11 050 14С л. н) [12, 14]. Мощность озерных осадков достигает 35 см. Ниже они сменяются позднеледниковыми флювиогляциальными песками с включением гравия и гальки [18].

Озеро Долгое (55°14' с. ш., 28°11' в. д., 172,6 м н. у. м.) расположе­но на севере Беларуси в пределах краевой зоны витебской фазы поозерского оледенения. Оно занимает центральный, наиболее переуглубленный участок обширной макроложбины, которая пересекает с северо-запада на юго-восток конечно-моренные гряды восточ­ной части Свенцянской возвышенности (рис. 1) [10, 19]. Котловина озера Долгое прорезает холмистую поверхность с абсолютными отметками 190-215 м. Ее тальвег находится на уровне 115-175 м. Продольный профиль имеет сложное строение и представляет собой чередование переуглубленных водобойных участков и поднятий с относительной амплитудой высот 35-50 м. Часть понижений заполнены водой, представляя собой котловины ложбинного типа (оз. Гиньково, Лозовики, Свядово, Долгое) [10, 19]. Разрез Д1 в озере Долгое мощностью 3,5 метра, выполнен в южной части котловины, в литоральной зоне на глубине 5 метров [10]. Разрез Д2, мощностью 11,6 метров, выполнен в северной части ложбины Долгое, в пределах торфяного болотного массива примыкающего к остаточному дистрофному озеру Лозовики (173,7 м н. у. м.) [10, 11].

Базальный горизонт разреза Д1 представлен песком на глубинах 3,20–3,30 м (рис. 2). Выше, он сменяется озерным мергелем с прослоями опесчаненной глины до глубины 2,35 м от поверхности дна. В слое 0,45–2,35 м представлен карбонатный сапропель характеризующийся в верхней части высоким содержанием органического вещества. На глубине 0,90–1,05 м в карбонатном сапропеле выделяется слой глинистого ила. Такой же характер отложений фиксируются на глубине 0,25–0,40 м. На глубине 0,45 см карбонаты перекрываются песком мощностью около 5 см. В слое 0,10-0,25 м отмечен кремнеземистый сапропель, который к поверхности вновь переходит в глинистый ил [10].

В основании разреза Д2, был вскрыт водноледниковый песок желтого цвета с гравием (рис. 2). На песке залегает сфагновый торф мощностью 60 см, возраст которого определен в 13 739 14С л. н. Выше залегает слой неструктурированного глинистогоый ила, сменяемого выше древесным торфом, возраст которого определен в 9 370 14С л. н. С глубины 10,3 до 7,6 м фиксируется карбонатный опесчаненный сапропель. Выше он сменяется тонкодетритовым сапропелем с высоким содержанием органического вещества. С глубины 6 метров озерные осадки сменяет сфагнововый торф с слоями торфосапропеля и остатками древесного торфа [10, 20].

**Результаты исследования и их обсуждение**

Анализ представленных данных свидетельствует о том, что начало озерного седиментогенеза в DR-3 на водосборе оз. Юуса, было связано с активизацией гляциокарстовых процессов (рис. 2) [9]. Наиболее интенсивно расконсервация озерных котловин протекала на возвышенных участках водосбора. Холодные условия того времени способствовали аккумуляции карбонатного сапропеля с высокой долей терригенного материала. Карбонаты в озеро поступали с талой водой, в результате интенсивного выщелачивания морены. О нестабильности уровня водоема в начале пребореального периода свидетельствуют слои торфа в карбонатном сапропеле. Конец пребореала (PB) характеризовался повышением уровня озера [9]. В осадках разреза Ю2 это событие фиксируется накоплением поверх торфа карбонатного сапропеля с включением большого количества песка, поступавшего со склонов озеро в результате оттаивания мерзлотных грунтов. Данный процесс совпал с началом карбонатного осадконакопления в наиболее глубоких частях гляциокарстового понижения (разрез Ю1), что свидетельствует об активном поступлении карбонатного материала с водосборных территорий [8]. Следующее понижение уровня водоема отмечено в середине бореального (BO) периода очередным накоплением торфа, повышении концентрации содержания органического вещества в карбонатном сапропеле и увеличении спор суходольных представителей флоры в осадках этого времени [9, 13]. Новый подъем уровня начался в конце бореального - начале атлантического (AT) этапа, что подтверждается увеличение минеральной составляющей в осадках. Следует отметить, что наметившийся подъем воды этого времени уже не доходил до высоты разреза Ю3, где процесс торфообразования, начавшийся в бореале, продолжается и в настоящее время [9]. В суббореале (SB) преобладали высокие уровни, однако начиная со второй половины периода наметилась тенденция к понижению отразившееся в снижении минерального и увеличения органического и карбонатного вещества в осадках озера. Очередное непродолжительное повышение сменилось понижением уровня в начале субатлантики (SA). В это время этап озерного седиментогенеза в стоковой ложбине прекратился в результате постепенного понижения уровня и заболачивания, а озере начали накапливаться высокорганические сапропели [9].

Озерное осадконакопление на водосборе озера Кюжи началось в AL в результате активизации процессов гляциокарста (рис. 2) [14, 18]. В начале PB наблюдались низкие уровни вследствие интенсивной инфильтрации талых вод. C середины PB увеличилось общее обводнение территории, что сказалась в увеличении песчаного материала в озерных осадках. По мере оттаивания незакрепленных грунтов на склонах моренных гряд, в начале голоцена активно протекали солифлюкционные и делювиальные процессы, способствовавшие общему выполаживанию рельефа и перекрыванию сносимым вниз материалом озерных осадков у основания склонов [18]. По всей видимости, это привело к перекрытию озерных отложений разреза K2 делювиальными суглинками [14]. К середине BO уровень в озере стабилизировался с тенденцией к понижению, однако к концу периода наметился очередной подъём, закончившийся к началу AT. Первая половина этого периода характеризуется низкими уровнями, что отражается в высокой концентрации доли содержания органического вещества в карбонатном сапропеле [12]. Со второй половины AT вплоть до середины SB уровень в озере повышался, о чём свидетельствует накопление в озере выскокоминеральных сапропелей. Последние сменяются выше тонкодетиротовыми сапропелями аккумулирующиеся с середины SB до SA, чему способствовала динамика низких уровней. В SA начался новый подъём уровней характеризующийся накоплением кремнеземистых сапропелей, однако на современном этапе отмечается незначительное увеличение органического вещества в осадках, как тенденции к снижению уровня [12].

Согласно пыльцевым и радиоуглеродным данным формирование базального горизонта торфа в водосборных понижениях озера Долгое происходило в начале позднеледниковья (BÖ – DR-2) (рис. 2) [10]. В AL и DR-3 выявляется тенденция к понижению уровня, что усилило интенсивность карбонатонакопления. Повышение уровня озера и начало формирования карбонатных осадков с высоким содержанием терригенного материала выявлено в конце PB. В течение BO, в этих отложениях падает роль терригенных компонентов, что свидетельствует о слабой проточности озерного бассейна и стабилизации либо понижении уровня. Изотопные и палинологические данные в карбонатных осадках также фиксируют повышение уровня во второй половине BO и постепенное понижение с начала AT, что отражается в составе карбонатного сапропеля, где повышается содержание органического вещества. [11]. С середины AT карбонатоосаждение в озере резко прекращается, в результате понижения уровня, литоральные зоны превратились в прибрежные части озерной котловины, где аккумулировался песчаный материал [10]. В самом озере начинает аккумулировать тонкодетритовый сапропель с высоким содержанием органического вещества. Начало SB ознаменовалось новым кратковременным этапом поднятия уровня, что отражается в разрезе Д2, где фиксирует горизонт тонкодетритового торфосапропеля на глубине 4,55-4,75 м. Затем последовал очередной спад, отражающийся накоплением торфа в разрезе Д2. Чередование торфа с прослойками тонкодетритового сапропеля свидетельствует о неустойчивости водного режима [20]. Начиная со второй половины SB в разрезе Д1 поверх песка начинают накапливатся глинистые илы сменяющиеся кремнеземистыми сапропелями, что отражает результататы трансгрессии. В течение ранней и средней SA в разрезе Д1 продолжается формирование древесного торфа, а в конце этого этапа начинает накапливаться сфагнововый торф [20].

**Выводы**

На основании анализа проведенных палеогеографических исследований, выполнена реконструкция изменения уровней озер Беларуси, Латвии и Эстонии в позднеледниковье и голоцене (рис 3). В ходе реконструкции тенденций изменения уровней озер, четко прослеживается ряд общих закономерностей. В первую очередь фиксируются четко выраженный минимум уровней, характерный для ранних этапов позднеледниковья в озере Долгое. Низкие положения уровней, по всей видимости, было обусловлено резким похолоданием климата этой эпохи и незавершенностью процесса расконсервации гляциокарста [1]. Незначительные увеличения обводненности территории происходившее в AL – начале DR-3 наблюдаются в озерах Кюжи и Долгое, что связано с потеплением климата этого времени и активизации процессов гляциокарста [19]. Наиболее глубокие понижения озерных котловин южной Эстонии в это время оставались законсервированные льдом [9]. Усилившееся похолодание в DR-3, вероятно, сопровождалось увеличением влажности климата и подъемом уровней озер. В это время в водоемах Юуса и Кюжи усиление грунтового питания обусловило поступление карбонатного и терригенного материала и начало формирования озерных отложений [8, 12]. Однако уже в первой половине PB наметилась тенденция к понижению уровней для всех изучаемых озёр, что было связано с уменьшением влажности климата и снижением флювиальной активности [10]. В это время фиксируются находки маломощных слоев древнего торфа во всех изученных озерах. Формированию торфа способствовало начало потепления климата и активизация процессов разгрузки талых вод многолетней мерзлоты за счет усиления процессов инфильтрации [1, 9]. Со второй половины PB в изученных озерных разрезах наблюдается общерегиональная динамика повышения уровней озер обусловленная глобальной тенденцией потепления и увлажнения климата в начале голоцена. Преобладавшие до этого времени минеральные и органо-минеральные отложения позднеледниковья начинают перекрыватся породами карбонатного состава за счёт выщелачивание карбонатной морены в результате усиления флювиальной активности. В эпоху седиментации карбонатных осадков озера имели характер олиготрофно-мезотрофных водоемов с низким содержанием органического вещества в донных отложениях [10]. Важное значение при этом имели морфологические особенности озерных котловин и литология пород водосбора. Процесс повышения уровней продолжался вплоть до начала – середины BO. Очередное похолодание наступившее в это время привело к снижению увлажненности и понижению уровней. В конце BO - начале AT прослеживается процесс стабилизации уровней с общей тенденцией к повышению, но уже около 7000 л.н. наступил этап очередного понижения уровней, что отражает перерыв озерного осадконакопления в разрезе на литоральной зоне озера Долгое [10]. В это время отмечается смена характера осадконакопления во всех изученных озерах. Преобладающий карбонатный компонент озерных осадков к середине атлантики либо снижается долей содержания CaCO3, либо полностью сменяется органо-минеральным. Причины смены карбонатных отложений органическими были комплексными: выщелачивание водосборных территорий, повлекшее за собой сокращение притока жестких вод; похолодание в начале SB периода, определившее прекращение или замедление фор­мирования озерных карбонатов; повышение трофического статуса вследствие развития в них растительной и животной жизни [11]. Холодные и влажные условия SB способствовали к наступлению очередного тренд в повышении уровней, что отражается в увеличении минеральных компонентов в осадках всех озер. Также, в бывших литоральных частях озера Долгое, возобновляется процесс озерного осадконакопления. Во второй половине SB характер колебаний носил зачастую разноплановый характер, по всей видимости, обусловленный локальными факторами, но уже к началу SA процесс потепления и увлажнения климата вызвал очередную общую фазу подъема во всех исследуемых озерах региона [1, 8, 10]. В настоящее время анализ озерного осадконакопления подтверждает стадии регрессии в динамике изменения уровней исследуемых озер, начавшийся приблизительно тысячу лет назад.

Как видно из приведенного палеогеографического анализа, большинство выявленных закономерностей в озерной седиментации имеют общие тенденции для региона Балтийских поозерий, что связанно с глобальными палеоклиматическими изменениями в позднеледниковье и голоцене. Однако, в климатических циклах связанных с периодами похолодания и увеличения увлажненности при продвижении с севера-запада на юго-восток выявляется некоторое запаздывание этапов изменения характера осадконакопления и как следствие, изменения озерных уровней. И наоборот, для палеоциклов с потеплением и снижением увлажненности наблюдается обратный рисунок событий, что помимо влияния локальных факторов на водосборных территориях может объясняться увеличением градиента степени континентальности климата по мередиональному трансекту оз. Юуса – оз. Кюжи – оз. Долгое. Это подтверждается и палинологичекими данными, согласно которым установлено, что на территории Беларуси наиболее значимые климатические события голоцена, к которым относятся позднебореальное, среднеатлантическое и раннесуббореальное похолодания проявились ярче, чем на территории стран Балтии [21]. Здесь следует отметить, что данная закономерность наиболее выражено начала себя проявлять с начала бореального времени.

Автор благодарен коллегам из Института Экологии Таллиннского университета (Я.-М. Пуннингу, Т. Кофф, М. Кангуру, Т. Васмаа, Я. Терасмаа, Г. Капонен, А. Марзецовой) и ведущему сторуднику Института природопользования НАН Беларуси В. П. Зерницкой за оказанную помощь и содействие в сборе, обработке и анализе материалов в ходе выполения работы.