

ИЗМЕНЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННОГО ФОНА СЕДИМЕНТАЦИИ В ОЗЕРАХ БУГСКО-ПРИПЯТСКОГО РАЙОНА В ГОЛОЦЕНЕ

Status of lake sedimentation reflects the processes of basin evolution and transformation. Climate change, neotectonic movements, as well as landscape genesis and morphology became key factors of lake sedimentation in the south-west Belarus. Each chronological section of the Holocene had particular structure and accumulation rate of lake sediments. Sub-atlantic parameters advocate natural reference level to present sedimentation. Late sedimentation mechanisms altered by human activities, a violation of runoff. It can be successfully analyzed for various hypsometric levels.

В районировании территории Беларуси по составу спорово-пыльцевых спектров, выполненному для голоцена в [1], геоба Бугско-Припятского района оформилась в позднеплейстоценовое время в перигляциальных условиях. В нем представлены все высотные ступени рельефа, преобладают низменные и средневысотные ландшафты, формирующие структуру водосборов.

Среди ландшафтов типичны вторичные водно-ледниковые, моренно-зандровые и вторично-моренные роды. Покровы водосборов – супесчаные, реже суглинистые, умеренно дренированные. В современной структуре лесов (SA-3 – фаза сосны) представлены сосновые и широколиственно-сосновые (с дубом) формации. Среди вторичных формаций преобладают бородавчатоберезовые. Продолжительное воздействие человека существенно повлияло на степень антропогенной трансформации ландшафтов, которая оценивается [2] как средняя (48,3 % территории) и высокая (34,1 %).

Среди низменных ландшафтов присутствуют озерно-аллювиальные, аллювиальные террасированные, пойменные, нерасчлененные комплексы с преобладанием болот, а также ландшафты речных долин. Покровы водосборов имеют сложные территориальные сочетания, господствуют песчано-супесчаные отложения, а также торф. Лесистость водосборов достигает 50 % и более. На слабодренированных и недренированных территориях, как правило прилегающих к лимносистемам, развиты типичные для голоцена черноольховые (примерно с РВ-2) и пушистоберезовые (с ВО-2) леса, часто развивающиеся при разгрузке жестких вод, согласно данным [3, 4]. В условиях слабого и среднего дренажа широколиственно-сосновые и дубовые леса в результате воздействия человека, особенно в поймах (по оценкам, с АТ-1), сменились к настоящему времени вторичными осоковыми лугами, пашней (до 25÷35 % уже с SA-2), вторичными бородавчатоберезовыми лесами [1].

В силу пологого наклона поверхности Бугско-Припятского района к востоку и юго-востоку он попадает в зону изостатического компенсаторного погружения [5, 6]. Однако подобные движения значительно дифференцированы по амплитуде и направлению [7, 8]. Кроме того, в пределах региона развиты многочисленные разноранговые линеаменты и линеаментные зоны, простирающиеся главным образом с северо-запада на юго-восток, что связано с особенностями геологического развития Полесской седловины.

С позиции [7] данная территория может рассматриваться как арена развития современных ландшафтов широколиственно-лесного типа, что говорит о наличии на протяжении голоцена (по [1, 9]) относительно мягких климатических условий. Последнее, хотя и облегчает поиск климатических аналогов, ничуть не снижает роли эволюционных и аazonальных черт развития седиментации. На наш взгляд, эти процессы в первую очередь ограничены соотношением глубина котловины – интенсивность выноса вещества, а значит, определяют полноту реализации седиментационного ритма и продолжительность накопления. Здесь нельзя не согласиться с авторами [10] в том, что озера «полесского типа» являются наследием озер-разливов. В то же время объяснять их продолжительное существование малым выносом вещества, грунтовым питанием или в целом влажностью климата не вполне оправданно. Значительную сложность представляет научное объяснение развития в Бугско-Припятском районе осадков, обогащенных карбонатами, и провальных «воронкообразных» озер.

Типом осадконакопления мы будем вслед за [11] называть генетически обусловленную стадию лимногенеза, отраженную в донных отложениях и для долгопериодических интервалов несущую зональные черты [12–14]. С целью формирования представления о современном положении 27 озер района по отношению к межледниковому седиментационному ритму нами было предложено рассмотреть их в структурно-генетическом аспекте, тем более что речь идет об аквасистемах трех высотных ступеней, что должно согласоваться с постулатами эргодичности в понимании [15, 16].

Показатели структуры осадконакопления и мощности осадков могут быть достаточно плотно (при $p = 0,25$; $r = 0,56 \div 0,72$) связаны с изменениями климата в голоцене. Для каждой гипсометрической

ступени были рассчитаны показатели структуры и фона осадконакопления для нисходящего климатического ритма (табл. 1). В целях сопоставления с аналогами из прошедших межледниковий были использованы показатели, предложенные в [17, 18], по которым дана оценка допустимого уровня накопления в последующий хроносрез голоцена (300–400 лет).

Таблица 1

Фон осадконакопления в постоптимальное время

Ландшафты	Гипсометрическая ступень, м	Структура осадков, %	Современный фон, м	Допустимый уровень, м
Возвышенные	150÷200	2:2:94*	0,26±0,28**	0,24±0,26
Средневысотные	100÷150	52:2:6:40	0,22±0,26	0,22±0,24
Низменные	Менее 100	26:8:42:24	0,16±0,20	0,16±0,22

Примечание. * Соотношение терригенный : смешанный : органогенный : болотный типы седиментации, выделенные по методике [11]; ** фон осадконакопления: мощности осадков 75 % обеспеченности.

Вещественный состав осадков подлежит пролонгации, проводимой посредством сопоставления постоптимальных хроносрезов с интервалами-аналогами в предоптимальное время. Результаты сопоставления их с фазой развития лимносистем и типом осадконакопления рассмотрены в табл. 2. Фон, представленный для каждой высотной ступени, с допустимой ошибкой соответствует данным рассматриваемой нами модели накопления. По нашим данным, в возвышенных ландшафтах будет преобладать накопление торфа на уровне 0,26±0,02 м, в средневысотных – супеси в сочетании с кремнеземистым и грубодетритовым сапропелем или смешанного и тонкодетритового сапропеля и торфа на уровне 0,24±0,04 м. Низменные ландшафты будут характеризоваться накоплением торфа на уровне 0,24±0,02 м или песка в сочетании с сапропелем в пределах 0,22±0,06 м. Инвариантность накопления в разновысотных ландшафтах связана с полнотой реализации эволюционной составляющей, что подтверждает выводы [11] при фоновом накоплении 0,24 м за 300–400 лет, т. е. со средней скоростью в 0,6±0,8 мм/год.

Таблица 2

Мощности осадков в последующий хроносрез голоцена, м

Ландшафты	Фаза								Предполагаемый фон
	Озерная							Болотная	
	терригенный тип		органический тип					болотный тип	
	Песок	Супесь	Сапропель						
карбонатный			смешанный	грубодетритовый	тонкодетритовый	кремнеземистый	Торф		
Возвышенные	–	–	–	–	–	–		–	0,25±0,29
Средневысотные	–	0,18±0,22	–	0,02	0,03±0,04	0,03±0,04	0,02	0,18±0,22	0,20±0,28
Низменные	0,12±0,18	–	0,02	–	0,08±0,12	0,14±0,18	0,16±0,22	0,22±0,28	0,18±0,28

Объяснение полученных результатов требует привлечения сопряженного палеогеографического анализа в понимании К.К. Маркова и разносторонних географических данных. Так, на возвышенностях естественный лимногенез в трактовке [19] последние 600 лет практически отсутствует в силу относительной зрелости геом. Доля органического материала, представленного в литологических колонках сапропелями, невелика. Котловины с позднеледниковья перманентно находятся на стадии заболачивания (гелогенез), т. е. перешли в необратимую болотную фазу. Фоновые величины мощности составляют 0,2±0,3 м торфа, иными словами, его накопление шло со скоростью 0,03±0,07 мм/год.

Максимальные из приростов торфа отмечены при смене направления макротрендов тепло- и влагообеспеченности в климатический оптимум голоцена. По мере старения торфяной залежи они сокращались до среднего (0,1 м) или низкого (менее 0,1 м) уровня за хроносрез. Котловины тех лимносистем, которые были распознаны как голоценовые водоемы, по нашим оценкам и данным абсолютного датирования с учетом [3], имеют возраст 6000÷8000 лет, т. е. процесс лимногенеза в возвышенных ландшафтах был частично или полностью реализован за этот период.

Территориальные различия между мощностями осадков разного генезиса минимальны, поэтому процесс седиментации можно считать гомогенным. Его гомогенизация в возвышенных ландшафтах отражает схожесть ритмов долгопериодического развития территории и говорит об объективной связи возраста котловины, этапа накопления в водоеме и морфологии рельефа.

Для седиментационных колонок озер средневысотных ландшафтов характерно преобладание терригенного материала, что обусловлено выносом с пологих водосборов песков. Осаждение такого наилка в мягком климате имеет слабую связь с топоиндексами водосборов [8, 11, 20–23]. Крупные климатические перестройки в аллереде (AL) и ранней атлантике (AT-1) не сыграли существенной роли в трансформации параметров терригенного накопления.

Рост влажности в сукцессионные фазы ели и березы стимулировал вынос глинистого материала, а, значит, степень преобразования вещества водоемами в эти эпохи снижалась. Климатическая обусловленность просматривается в последовательности видов осадков для большинства озер: глина + супесь (0,3 м) → песок + супесь (0,18 м) → песок (0,42 м) → супесь (0,47 м). В этой цепочке прослеживается становление межледникового терригенного накопления, которое предстает как завершенная смена аллохтонного материала консолидированным отложением песков, а после – гомогенным накоплением супесей. Фактически – это «крайнее звено» межледникового седиментационного ритма (климатостраты). В ней четко определены весьма специфические стадии седиментационного перехода, свойственные остальным высотным ступеням рассматриваемого района чрезвычайно редко.

Смешанный тип осадконакопления представлен опесчаненным илом, формирование которого обусловлено быстрым, всего за 60÷100 лет, переходом от озерной к болотной фазе. Опесчаненный ил с мощностью 0,16÷0,20 м занял место глины в предоптимальное время – с раннего бореала (BO-1), т. е. достаточно поздно.

В 16÷38 % случаев смешанный тип был присущ переходу от терригенного к органогенному накоплению, закрепление которого происходило в ранней (AT-1) и поздней (AT-3) атлантике, что свидетельствует о стабилизации автохтонных процессов [13] и формировании нового механизма выноса материала. Водоемы на тот момент были приточными, а накопление песка приблизилось к 0,4 м. Доля песчаного материала была стабильно высокой – от 70 до 90 % терригенных осадков, хотя скорость его осаждения оставалась низкой и составляла 0,04÷0,06 мм/год. При этом среди органических осадков преобладали грубодетритовый или тонкодетритовый сапропели, а позже – кремнеземистый. В предоптимальное время в редких случаях их аналогом мог быть карбонатный сапропель незначительной мощности. Таким образом, установилась типичная последовательность смены отложений: песок + супесь → опесчаненный ил → грубодетритовый + тонкодетритовый сапропель либо подсапропелевый торф + карбонатный сапропель → кремнеземистый либо смешанный сапропель. Прямая последовательность осадков определялась в этом случае не столько эволюцией водной массы и трансформацией чаши водоема, сколько внешними ограничениями, которые наложены морфогенетическими чертами зональных ландшафтов [7, 24]. Кроме указанных черт, следует учесть наличие осадков-реликтов, не подчиняющихся общим закономерностям, и преимущественно транзитный сток. Карбонатонакопление, характерное для этого региона в предоптимальное время, – общая черта развития Полесий Восточно-Европейской равнины в межледниковья плейстоцена, определяемая главным образом песчаными покровами водосборов, близким залеганием карстующихся пород, высоким уровнем грунтовых вод и, как результат, – наличием унаследованных просадочных котловин и значительным влиянием подтока жестких вод [4, 10, 25, 26].

В большинстве среднеглубоких озер Бугско-Припятского района не завершён седиментационный переход, поскольку органические осадки в целом не доминируют и представлены кремнеземистым и смешанным сапропелями. Накопление кремнезема жестко лимитировано выносом вещества, что для смежных звеньев рассмотрено в [27, 28]. Формирование смешанного сапропеля ограничено установившимся набором небольшого числа равновесных направлений развития лимносистем, в которых его накопление отражает неустойчивое состояние (эквивинальность развития). Органогенное накопление представлено следующим рядом: подсапропелевый торф раннего пребореала (PB-1) → карбонатные сапропели → тонкодетритовые сапропели → переходный этап поздней атлантики (AT-3) – раннего суббореала (SB-1) с кремнеземистым или смешанным сапропелем → грубодетритовый сапропель и реликты тонкодетритового сапропеля.

Будущий кратный интервал (300–400 лет) связан с вероятным осаждением наилка тонкодетритового или грубодетритового сапропеля мощностью от 0,06 до 0,08 м. В меньшей мере мы доверяем данным, указывающим на дальнейшее формирование комплекса из смешанного и кремнеземистого сапропеля с суммарной мощностью до 0,04 м, но неизвестной пропорцией составляющих. Расчетная скорость накопления, по-видимому, останется очень низкой и не превысит 0,03 мм/год.

На современном этапе болотная фаза отражает развитие лимносистем в умеренно теплом относительно влажном климате и сохранение в их водном режиме боковой приточности. Открытые водно-

болотные угодья в последующие 300–400 лет смогут накопить от 0,18 до 0,22 м торфа, таким образом, скорость его роста составит около 0,05 мм/год и приобретет стабильную тенденцию к снижению. Торфяники, развивавшиеся в полузакнутых котловинах, аналогичны представленным в возвышенных ландшафтах: они старше климатического оптимума, торфообразование в них началось в предоптимальное время – их возраст более 8000 лет. Снижение скорости прироста торфа в слабодренированных ландшафтах на протяжении климатического оптимума голоцена мы склонны объяснять естественно-эволюционными причинами. Появление и асинхронное присутствие в литологических колонках прослоев и следов супеси, отнесенных к поздней атлантике (АТ-3) и всему суббореальному времени (SB-1 и SB-2), может быть связано с деятельностью человека: это этап формирования специфичных антропогенно модифицированных «открытых» ландшафтов.

Безусловно, типичными для данной территории и отражающими весь набор специфичных черт лимногенеза являются озера низменных ландшафтов, господствующих в рассматриваемом районе. Их эволюция в голоцене диверсифицировала процессы седиментогенеза. Это привело к неоднозначным интерпретациям данных о генезисе доминирующего материала и фоне осадконакопления, что указано еще в [4]. Последнее требует постоянной детальной привязки, например, к условиям территорий среднего масштаба, что должно быть реализовано через структуру водосборов, поскольку последняя преломляет закономерные зональные процессы развития. Вариации состава материала представлены равновероятным осаждением песка, который выступает фоновым материалом в донных осадках южной зоны, грубодетритового, тонкодетритового, кремнеземистого сапропелей или торфа, отражающих специфику развития локальных озерно-болотных комплексов. Указанные геосистемы развиваются в схожих независимых условиях, однако реализация механизмов саморегуляции в них (к примеру, связь глубина – форма котловины – интенсивность осаждения) определится местными морфологическими и геодинамическими условиями. Единственным однозначным и четким общим параметром осадконакопления в таком случае для устойчивых аквальных систем низменных ландшафтов может стать стадийность накопления, представления о которой обобщены в табл. 3. Изложенные выше положения позволяют исключить из дальнейшего анализа озера возвышенных и средневысотных ландшафтов. Во-первых, они комплементарны водоемам низменностей [2, 4], а, во-вторых, для обоснования стадий развития возвышенных и средневысотных ландшафтов количества изученных озерно-болотных толщ еще недостаточно.

Таблица 3

Стадии осадконакопления в озерах низменных ландшафтов

Стадия заполнения	Хронологический интервал	Продолжительность, лет	Мощность, м	Средняя скорость, мм/год	Доминанта		Прочие
					Состав	доля, %	
I	AL÷PB-2	1850	0,38	0,21	Карбонатный сапропель	36÷38	Песок, супесь, ил опесчаненный
II	BO-1÷AT-1	2400	0,58	0,24	Грубодетритовый сапропель	42÷47	Песок, торф
III	AT-2÷SB-2	4300	0,52	0,12	Тонкодетритовый сапропель	67÷72	Песок, торф
IV	SA-1÷SA-3	2500	0,33	0,13	Кремнеземистый сапропель	52÷58	Песок, торф

Интенсивное накопление органического материала связывают со смещением природных зон умеренного пояса к северу, достигшим своего максимума в климатическом оптимуме голоцена (АТ-3). Важным и стабильным аazonальным фактором являлось господство преимущественно песчаных покровов водосборов и морфологическая старость большинства озерных котловин, за исключением провальных и просадочных. Репером перехода от одной стадии седиментации к другой служил органический материал, указанный в табл. 3, в частности, для постоптимального осаждения – кремнеземистый сапропель. Трансформация структуры прироста озерных осадков в постоптимальное время не повлекла за собой нарушения последовательности индивидуального ритма осадконакопления каждого водоема в отдельности. Сохранилась также и однородность осадконакопления в целом по району. Таким образом, в изменениях вещественного состава реализована дальнейшая пространственная дифференциация структуры водосборов, что значительно увеличивает информационную емкость результатов в плане отражения естественного процесса адаптации лимносистем к условиям их локалитетов. Устойчивость каждого отдельного озерно-болотного комплекса при этом детерминирована

условиями водосборов, а не климаторитмом. В постоптимальное время сохранились черты как предоптимального, так и оптимального накопления, т. е. оформился ряд преемственных осадков.

В последующий кратный интервал (300–400 лет) сохранится фон с господством органического материала и средними мощностями кремнеземистого и тонкодетритового сапропеля, низкими – грубодетритового сапропеля и следами карбонатного сапропеля. Отложение песчаного материала и торфа будет снижаться до среднего уровня. В целом же снижение влажности в этом районе сопровождалось уменьшением мощности донных осадков за кратный интервал, а максимум мощности пришелся на этапы наибольшего роста разнообразия условий, определяемого скоростью реакции систем на изменения, происходившие в конце климатического оптимума. Реакция адаптации была выражена в росте фоновой суммарной мощности до $1,6 \div 1,8$ м против стабильной нормы в $1,0 \div 1,2$ м.

Структура осадков интерполирует на рассматриваемый район правило эргодичности данных, на основании которого сопоставляются ряды сопряженных пространственно организованных уровней геосистем с этапами их развития. Анализ структуры аквальных геосистем на примере седиментации позволяет оценить глубину их внутренней перестройки и степень развития внутренних связей.

Ввиду того что структура осадконакопления отражает колебания относительно мягкого климата, как показали исследования оз. Олтушское [3], в районе наблюдается ряд уникальных свойств режима межледниковой озерной седиментации. В терригенном накоплении это выражено сдержанной эрозией, когда в слабопроточных озерах слабодренированных водосборов накапливались ненарушенные ряды осадков короткопериодической континентальной послеледниковой климатостраты. По ней прогнозирование категории и ранга эволюционных сдвигов проводится с использованием аналогий ритмов. Комплекс условий и изменения разной степени интенсивности отражаются в соотношении фракций фоновых осадков каждого хроноинтервала.

Эргодичность пространственных компонент реализована в структуре осадков. В озерах низменных ландшафтов преобладал органогенный материал (52 %), тогда как в средневысотных ландшафтах – терригенный (58 %), а в возвышенных – торф (82 %). Доля торфа в средней суммарной мощности осадков в лимносистемах низменных ландшафтов не превышает 20 %, терригенного материала в возвышенных и низменных ландшафтах – $22 \div 26$ %.

Показатели динамики осадконакопления в пространственно-временном аспекте также не были равными. Первый максимум мощности осадков пришелся на границу позднеледниковья и голоцена, второй, меньший по рангу, – на оптимальное время межледниковья. В структуре накопления господствуют терригенные и только в SA-1 – органогенные и болотные осадки. Относительно сухие этапы характеризуются ростом доли терригенного материала при снижении мощности. В постоптимальное время мощности накопленных за кратный интервал осадков поступательно снижаются. С учетом того что последующая климатическая фаза будет связана с переменной тенденцией, скорее всего ростом влажности, можно исходить из доли $55 \div 60$ % терригенных отложений, $10 \div 15$ % – органогенного материала и 30 % – торфа. В динамике последнего отмечены подвижки к росту мощностей, поскольку в умеренном климате между приростом торфа и влажностью имеет место достоверная связь [29]. В последующие этапы возможно сочетание терригенного типа накопления озерной фазы со значительной минерализацией органического вещества и болотной фазы с низкими и средними скоростями торфонакопления.

1. Еловичева Я. К. Палинология позднеледниковья и голоцена Белоруссии. Мн., 1993.

2. Марцинкевич Г. И., Счастливая И. И., Усова И. П. // Земля Беларуси. 2010. № 4. С. 48.

3. Голоцен Беларуси / Под ред. Я. К. Еловичевой. Мн., 2004.

4. Киселев В. Н., Чубанов К. Д. Ландшафтно-экологические исследования Белорусского Полесья. Мн., 1979.

5. Серебрянный Л. Р. Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в позднечетвертичное время. М., 1978.

6. Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М., 1974.

7. Структура географической среды и ландшафтное разнообразие Беларуси / Под ред. И. И. Пирожника, Г. И. Марцинкевич. Мн., 2006.

8. Матвеев А. В., Нечипоренко Л. А., Павловский А. И., Корсакова О. П. Современная динамика рельефа Белоруссии. Мн., 1991.

9. Якушко О. Ф., Махнач Н. А., Богдель И. И. // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982. С. 168.

10. Якушко О. Ф., Богдель И. И., Калечиц В. А. и др. // Вестн. БГУ. Сер. 2. 1978. № 2. С. 50.

11. Жуховицкая А. Л., Власов Б. П., Курзо Б. В., Кузнецов В. А. Озерный седиментогенез в голоцене Беларуси: геохимические и биологические аспекты. Мн., 1998.

12. Аброров В. Н. Зональные типы лимногенеза. Л., 1982.

13. Драбкова В. Г., Сорокин И. Н. Озеро и его водосбор – единая природная система. Л., 1979.

14. Геохимия озерно-болотного литогенеза / Под ред. К. И. Лукашева. Мн., 1971.

15. Симонов Ю. Г. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геогр. 1966. № 5. С. 3.
16. Симонов Ю. Г. // Там же. 1977. № 4. С. 22.
17. Козлов Е. А. // Вестн. БГУ. Сер. 2. 2010. № 1. С. 81.
18. Козлов Е. А. // Материалы Всероссийской научной конференции «Селиверстовские чтения», Санкт-Петербург, 19–21 нояб. 2009 г. СПб., 2009. С. 173.
19. Севастьянов Д. В. // Прикладная лимнология: лимнологическое и геоморфологическое обеспечение рационального природопользования / Под ред. П.С. Лопуха. Мн., 2002. Вып. 3. С. 247.
20. Gessler P.E., Moore I.D., McKenzie N.J., Ryan P.J. // J. Geogr. Inf. Syst. 1995. Vol. 9. P. 421.
21. Широков В.М., Лопух П.С., Левкевич В.Е. Формирование берегов малых водохранилищ лесной зоны. СПб., 1992.
22. Якушко О.Ф., Махнач Н.А. // Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии / Под ред. Э.А. Левкова. Мн., 1973. С. 76.
23. Исаенко В.Ф. // Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии / Под ред. Э.А. Левкова. Мн., 1973. С. 210.
24. Дементьев В.А., Марцинкевич Г.И. Ландшафты северной и средней Белоруссии. Мн., 1968.
25. Якушко О.Ф., Науменко Л.Б. // Карст Нечерноземья: Тез. докл. Всесоюз. науч.-техн. совещ., Пермь, 11–13 нояб. 1980 г. Пермь, 1980. С. 66.
26. Завриев В.Г., Киселев В.Н. // Вестн. БГУ. Сер. 2. 1972. № 1. С. 62.
27. Кольмакова Е.Г. Антропогенные изменения стока растворенных веществ рек бассейна Немана. Мн., 2009.
28. Карпиченко А.А. // Вестн. БГУ. Сер. 2. 2010. № 2. С. 83.
29. Козлов Е. А. // Весн. Брэсц. ун-та. Сер. 5. Хімія. Біялогія. Навукі аб Зямлі. 2011. № 1. С. 79.

Поступила в редакцию 27.02.12.

Евгений Анатольевич Козлов – ассистент кафедры физической географии мира и образовательных технологий.