

**Сведения об авторах****Колейка Яромир**

научный сотрудник отдела по окружающей среде  
(Брно), Институт геоники Академии наук Чешской  
Республики;  
Чехия, 70900 Острава, ул. Студентска, 1876

e-mail: jaromir.kolejka@ugn.cas.cz

**Климанек Мартин**

доцент Института лесного хозяйства и прикладной  
геоинформатики, заместитель ректора, Университет  
им. Менделя;  
Чехия, 61300, г. Брно, ул. Земедельска, 3

e-mail: klimanek@mendelu.cz

**About the authors****Kolejka Jaromir**

Researcher, Department of Environmental Geography  
(Brno), Institute of Geonics, Czech Academy of Sciences;  
1876, Studentska st., Ostrava, 70900, Czechia

**Martin Klimánek**

Associated Professor, Vice-Rector, Institute of Forest  
Management and Applied Geoinformatics, Mendel  
University;  
3, Zemedelska Str., Brno, 61300, Czechia

**Просьба ссылаться на эту статью в русскоязычных источниках следующим образом:**

*Колейка Я., Климанек М.* Определение и классификация послепромышленных ландшафтов региона Восточной Богемии (Чешская Республика) // Географический вестник =Geographical bulletin. 2019. №4(51). С. 17–33. doi 10.17072/2079-7877-2019-4-17-33.

**Please cite this article in English as:**

*Kolejka Ja., Klimánek M.* The identification and classification of post-industrial landscapes of Eastern Bohemia (Czech Republic) // Geographical bulletin. 2019. №4(51). Pp. 17–33. doi 10.17072/2079-7877-2019-4-17-33.

УДК 902.66:551.89:551.793.9

DOI: 10.17072/2079-7877-2019-4-33-45

## ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ПРИЛЕДНИКОВЫЕ ПОДПРУДНЫЕ ОЗЕРА И СОВРЕМЕННЫЕ ВОДОХРАНИЛИЩА: СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЕ В ГЕОДИНАМИКЕ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ

**Николай Николаевич Назаров**

Scopus ID: 7006059830, SPIN-код: 6367-3382, Author ID: 1236

e-mail: nikolainazarovpsu@gmail.com

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь

Проведен сравнительный анализ литологического состава и структуры озерных отложений, залегающих в долине р. Вычегда, с отложениями, присутствующими в ложе крупных равнинных водохранилищ. Сравнение показало их близкое сходство по многим характеристикам. Вдольбереговое перемещение наносов и штормовое осадконакопление в прибрежной зоне приледниковых подпрудных озер, как и в современных водохранилищах, представляли собой ведущие процессы морфолитогенеза. Особенностью литологического строения озерных отложений является переслаивание песков и суглинков. Пески при этом чаще всего мелко- и тонкозернистые полимиктовые, содержащие гальку и гравий. Для отложений характерна тонкая горизонтальная (обычно ритмичная) слоистость. Факторами, осложняющими выявление поздневалдайского озера по морфологическим признакам, являются его пространственное совпадение с расположением озер среднего плейстоцена и раннего валдая, а также активная моделировка ложа русловыми процессами по окончании LGM и болотообразование в голоцене. Решение проблемы существования «полярного» озера с уровнем, превышающим кельтминский порог стока, возможно в направлении изучения южной части Кельтминской ложбины – от д. Канава до долины Камы, в которой возможно фиксирование проявления перелива озерных вод.

**Ключевые слова:** поздний плейстоцен, Вычегодский бассейн, приледниковое подпрудное озеро, Кельтминский спиллвей, водохранилище, аллювий, озерные отложения, радиоуглеродное датирование.

## **PLEISTOCENE ICE-DAMMED LAKES AND MODERN RESERVOIRS: SIMILARITY AND DIFFERENCE IN GEODYNAMICS AND SEDIMENTATION**

**Nikolai N. Nazarov**

Scopus ID: 7006059830, SPIN-code: 6367-3382, Author ID: 1236

e-mail: nikolainazarovpsu@gmail.com

*Perm State University, Perm*

The paper provides a comparative analysis of the lithological composition and structure of lake sediments occurring in the Vychegda valley with sediments present in the bed of large flat reservoirs. Studies have shown their close similarity in many characteristics. Sediment transport and storm sedimentation in the coastal zone of ice-dammed lakes, like in modern reservoirs, were the leading processes of morpholithogenesis. A feature of the lithological structure of lake sediments is intercalation of sand and loam. Sands, in this case, are most often of small- and fine-grained polymictic type, containing pebbles and gravel. The deposits are characterized by thin horizontal (usually rhythmic) layering. Morphological signs complicating the identification of the Late Valdai lake are its spatial coincidence with the location of the Middle Pleistocene and Early Valdai lakes, as well as the active modeling of the bed by channel processes at the end of the LGM and swamp formation in the Holocene. The solution to the problem of the existence of a 'polar' lake with a level exceeding the Keltma runoff threshold is possible by studying the southern part of the Keltminskaya Hollow (from the village of Kanava to the Kama valley), where it is possible to record the manifestation of lake waters overflow.

**Key words:** Late Pleistocene, Vychegda basin, ice-dammed lake, Keltma spillway, reservoir, alluvium, lake sediments, radiocarbon dating.

### **Введение**

Интерес геоморфологов и палеогеографов к приледниковым подпрудным озерам с обращенным стоком скапливающихся в них вод существует на всем протяжении периода изучения ледниковой истории плейстоцена. Одним из вопросов, окончательно так и не решенным до настоящего времени, является роль подпрудных водоемов в объединении бассейнов Вычегды и Печеры с бассейном Камы и формировании общей для них гидрологической сети (рис. 1). В последние годы с развитием новых методов исследований и пополнением банка фактических данных о геологическом строении ложа древних озер процесс изучения приледниковых водоемов получил дополнительный импульс, обусловив появление новой аргументации относительно масштабов и продолжительности их воздействия на смежные с ними гидрологические системы.

Одной из тем, которая вызывает на сегодняшний день повышенный интерес у большинства исследователей, является решение проблемы достоверности результатов идентификации озерных условий в бассейне Северной Двины в заключительную стадию последнего оледенения. Периодически наряду с работами, посвященными образованию приледникового подпрудного озера, перенаправлявшего через Кельтминский спиллвей часть своих вод в бассейн Камы [11; 14; 25; 37–39], появляются публикации с новыми данными, по мнению авторов, указывающими на отсутствие признаков существования такого водоема вообще [10; 36; 40–42]. В качестве доказательств этого приводятся результаты изучения отложений в бортах долины Вычегды и ее притоков. Интерпретация генезиса осадочных толщ сводится к их аллювиальному происхождению, что, по мнению исследователей, и говорит об отсутствии подпрудного озера на поздней стадии валдая.

Продвижение в решении этой проблемы, в дополнение к аргументации, выдвигаемой как сторонниками, так противниками существования озера, может дать сравнительный анализ литологического состава и структуры отложений, залегающих в долине Вычегды, и осадочных толщ ложа современных водохранилищ. При всех различиях в особенностях образования и функционирования приледниковых подпрудных озер и водохранилищ многие механизмы седиментации, наблюдающиеся в обоих типах водоемов, имеют между собой определенное сходство.

В первом приближении водохранилища могут рассматриваться в качестве водоемов-аналогов. Данное допущение для подпрудных озер, безусловно, может касаться только времени их существования в стадии динамического равновесия, в которой главными процессами моделировки ложа были процессы аккумуляции в глубоководной зоне и денудационно-аккумулятивные процессы в береговой.

Больше вопросов в понимании направленности развития морфолитогенеза ложа подпрудных озер (ЛПО) вызывает финальная стадия существования водоемов – короткий период прорыва вод через ледяную плотину, заканчивающийся спуском озера. Примеры результатов гидравлической промывки ложа искусственных водоемов от скопившихся наносов путем плановых спусков вод через гидротехнические системы [1] и последствий при быстрой сработке уровней в водохранилищах, выражавшихся в катастрофическом развитии склоновых процессов (обвалов, оползней) в береговых уступах [29], лишь в самом общем виде иллюстрируют последствия, которые могли сопровождать спуск приледниковых подпрудных озер. Развитие глубинной эрозии в наиболее пониженных (русловых) частях быстро осушающегося ложа при преобладании аккумуляции (за счет активизации склоновых процессов) в береговой зоне являются основными типами процессов, которые, по-видимому, могли осуществлять моделировку рельефа ЛПО в короткий временной период разрушения ледовых плотин. Учет данных допущений в сравнительном анализе структуры современных отложений водохранилищ и подпрудных озер, по нашему мнению, может способствовать более аргументированным выводам относительно самой возможности отнесения (или не отнесения) осадочных толщ, слагающих ЛПО, к озерным отложениям конца позднего плейстоцена.

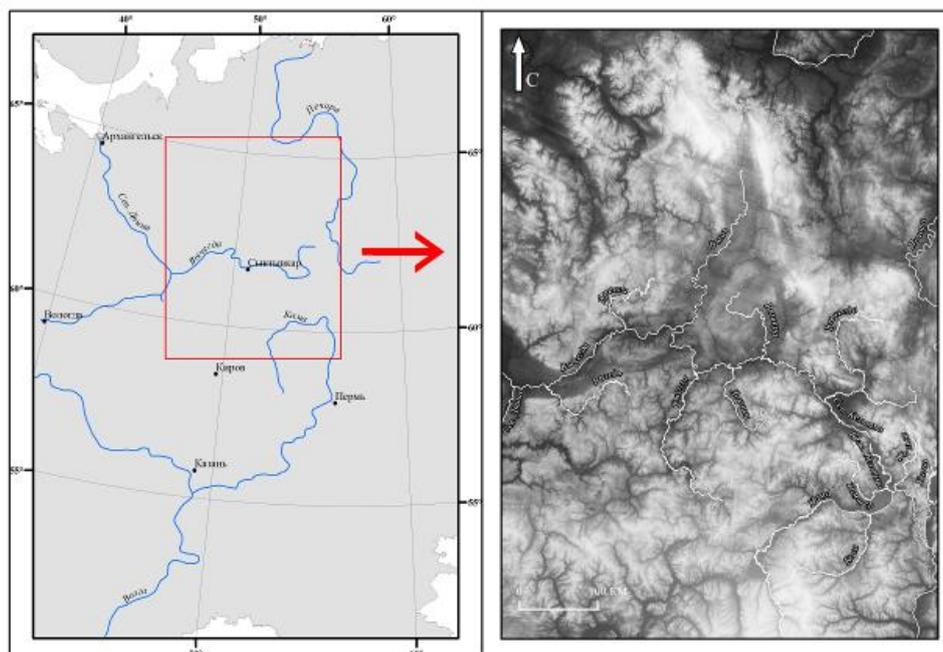


Рис. 1. Территория исследований

Fig. 1. Research area

### Геолого-геоморфологическое строение ложа приледникового подпрудного озера

Не останавливаясь и не углубляясь в проблему местоположения фронта ледника (лопасти ледника) в позднем валдае (это не входило в задачи исследования), геолого-геоморфологическое строение ЛПО в бассейне Вычегды рассматривается в границах среднего и части верхнего (выше устья р. Северная Кельтма) течения реки. Выделенный отрезок долины полностью попадает в границы приледникового озера, предложенные Е. Ларсен с соавторами [37], и одновременно охватывает большую часть озерного бассейна, намеченного ранее А.С. Лавровым и Л.М. Потепенко [14] (рис. 2). В качестве примерного контура древнего водоема с определенным запасом (в сторону увеличения) по ширине ЛПО использована внешняя граница ледниково-озерных (приледниковых)

отложений, контактирующих с моренными образованиями [28]. Абсолютная высота, на которой происходит смена озерных отложений, располагается в диапазоне 145–155 м, что не менее чем на 15 м превышает высоту кельтминского порога стока (130–135 м) – уровня, при превышении которого становился возможным перелив озерных вод в бассейн Каспия.

Самые высокие отметки рельефа в пределах ЛПО в настоящее время занимают среднеплейстоценовые ледниково-озерные отложения вычегодского горизонта, местами перекрытые торфами, представленные песками с прослоями суглинков и глин мощностью до 25 м [28]. Гипсометрически ниже, на отметках 120–130 м, с размывом озерных отложений среднего плейстоцена (иногда в виде замкнутых понижений) располагаются верхнеплейстоценовые озерно-ледниковые (приледниковые) отложения лайского горизонта, состоящие из переслаивающихся песков, озерных глин и суглинков, иногда с прослоями песчано-гравийно-галечникового материала. В форме замкнутых понижений эти отложения обычно фиксируются в расширениях долины. В ее сужениях верхнеплейстоценовые озерные отложения в виде нешироких продольных полос располагаются вдоль речной долины несколько выше надпойменных аллювиальных террас. Озерными по происхождению определены и верхнеплейстоценовые отложения второй террасы озера Синдорского.

В результате диатомного анализа (заключение В.М. Смирновой) на высоте 130–132 м в составе песков и песчано-гравийно-галечниковых отложений обнаружены планктонные виды *Melosira italica* (Ehr.) Kütz. с разновидностями и *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kütz., которые являются руководящими и в современном планктоне оз. Синдорское. Среди бентических форм преобладают озерно-болотные виды *Stauroneis phoenicenteron* Ehr., *Pinnularia borealis* Ehr., *Navicula mutica* Kütz. и др., встречаются почвенные формы (до 2,5%) и реофилы (0,7–1,6 %) *Meridion circulare* Ag., *Cocconeis pediculus* Ehr. и др., обитающие в *волноприбойной* зоне современных больших озер. Данные диатомового и палинологического анализов, по мнению аналитиков, свидетельствуют о накоплении нижней части озерных отложений в волноприбойной зоне древнего озера в относительно теплых условиях, а также указывают на похолодание климата, обмеление и заболачивание озера во время образования верхней части отложений в «полярное» время. О наличии *волноприбойной* фазы в формировании озерных отложений говорит и фиксация в верхней части разреза промытых среднезернистых песков с тонкими (1–2 см) прослоями гравия.

Третья надпойменная терраса Вычегды зафиксирована в средней части контура ЛПО (выше устья р. Вишера), где она вдоль реки вверх по течению «замещает» верхнеплейстоценовую озерную террасу. Абсолютные отметки поверхности – 120–126 м, тыловой шов располагается на абсолютной высоте 130 м. Терраса сложена лимноаллювием: внизу, как правило, это пески, в верху – пески, глины алевриты (до 20 м).

Первая и вторая надпойменные террасы Вычегды представлены отложениями, типичными для аллювиальных комплексов, фиксируемых в регионе – переслаивание песков, песчано-гравийно-галечниковый материал. В верхней части толщи встречаются маломощные прослои алеврита, супесей и глин, реже с прослоем суглинков и торфа. Средние абсолютные отметки бровок первой и второй надпойменных террас составляют соответственно 80 и 90 м. Отложения и возраст второй надпойменной террасы хорошо изучены в опорном обнажении Кылтровка, где в правобережном обрыве (высота 13 м) в самом нижнем слое песков обнаружена древесина имела возраст по  $C^{14}$   $47\,520 \pm 1\,000$  лет (ЛУ-566). Верхняя часть разреза (самые верхние 3 м), палинологически фиксирующая резкое ухудшение климата, представлена мелкозернистыми песками с горизонтальной неясной слоистостью. В основании слоя песок содержит гравий и гальку – нечетко выраженный горизонт размыва. Возраст верхней части отложений второй надпойменной террасы по результатам радиоуглеродного анализа оценивается в 12–13 тыс. лет [28]. Общая мощность отложений террасы достигает 20 м.

Говоря об особенностях геолого-геоморфологического строения долины среднего течения Вычегды, следует отметить, что самые высокие уровни рельефа в ЛПО занимают озерные террасы, сформировавшиеся в «вычегодском» и «полярном» озерах. Структура наносов, их литологический состав и результаты диатомного анализа в ряде случаев уверенно диагностируют прибрежные обстановки, наблюдающиеся в современных крупных озерах. Двухчленное строение второй надпойменной террасы, низы которой относятся к бызовскому горизонту (интерстадиалу), а верхняя

часть – к полярному (позднему валдаю), ставит вопрос о месте и роли «озерной» фазы седиментации в процессе ее формирования.

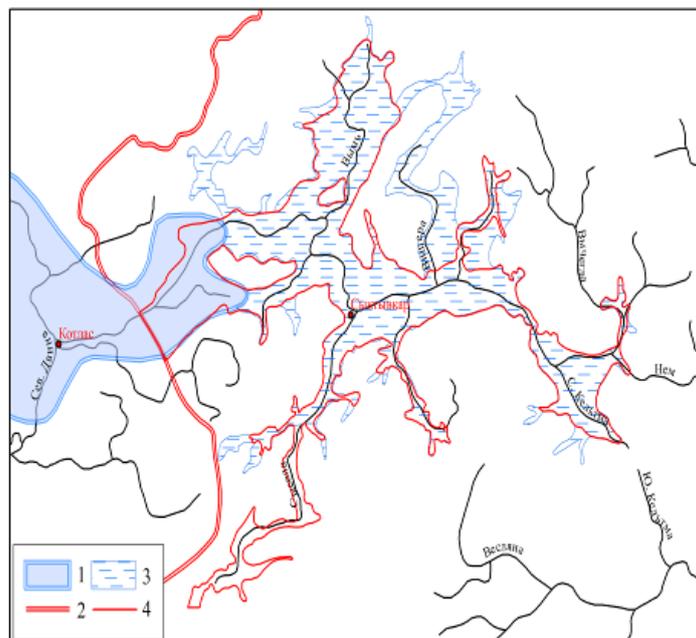


Рис. 2. Границы ледникового покрова и протяженность озера в последний ледниковый максимум: 1 – язык скандинавского ледяного щита [37]; 2 – контур озера по [37]; 3 – граница ледникового щита последнего оледенения по [14]; контур распространений озерных отложений в бассейне р. Вычегда [14]

Fig. 2. The boundaries of the ice-sheet and lake extent of the Last Glacial Maximum. 1 - the glacier tongue of the Scandinavian ice-sheet according to [37]; 2 - contour of the lake according to [37]; 3 - border of the ice-sheet of the last glaciation according to [14]; contour of lake sediments distribution in the river Vychegda basin according to [14].

### Геолого-геоморфологические особенности строения ложа крупных равнинных водохранилищ

При всем разнообразии геолого-геоморфологических условий, в которых сегодня функционируют крупные равнинные водохранилища, в пределах их акваторий с разной степенью выраженности выделяются три области (участка) с разными типами морфолитогенеза [18; 35]. С учетом параметров ветровых волн, скорости и направления проточных течений и некоторых других гидрофизических характеристик, наблюдающихся в глубоководной и прибрежной зонах, эти области различаются преобладанием определенных типов динамических обстановок рельефообразования и осадконакопления:

– область преимущественно флювиального морфолитогенеза (обычно верхние части водоемов), где доминирующим фактором формирования и развития рельефа, выноса и (или) накопления осадков являются проточные течения;

– переходная область, в которой особенности морфолитогенеза обусловлены в основном совместным действием волновых процессов и проточных течений;

– область преимущественно волнового морфолитогенеза, в пределах которой ведущую роль в процессах рельефообразования и осадконакопления играют волновые процессы.

Вторым уровнем дифференциации акваторий искусственных водоемов по особенностям седиментации наносов (в большей степени касающейся области, преимущественно, волнового морфолитогенеза) является их деление на прибрежную (береговую зону) и глубоководную части.

В береговой зоне крупных водохранилищах на участках развития абразии встречаются активные, отмирающие и уже отмершие клифы, разнообразные бенчи и формы микрорельефа. Достаточно внушительным является и спектр береговых аккумулятивных форм волнового генезиса: приклоненные пляжи, пляжи полного профиля и пляжи, образованные сериями береговых валов, примкнувшие аккумулятивные формы (террасы донного и вдольберегового питания, террасы, заполняющие вогнутость и др.), косы, пересыпи. Донные аккумулятивные формы в береговой зоне

обычно представлены подводными прислоненными террасами, продольными и поперечными подводными валами, мегарифелями, дюнами и антидюнами [20; 34].

Осадочные толщи береговой зоны крупных равнинных водохранилищ отличаются разнообразием своего строения и литологии. Наиболее представительные структуры осадков чаще всего отличает сочетание в различных пропорциях частиц с размерностью от 1,0–0,5 мм (крупнозернистый песок) до 0,05–0,001 мм (мелкий алеврит) [24; 35]. Вместе с тем в осадках пляжа и зоны обрушения ветровых волн часто встречаются мощные прослой гравийно-галечного материала, причем этот материал чаще всего не являлся автохтонным (рис. 3). В большинстве случаев он принесен в результате переноса вдоль берега в волновом потоке.

К настоящему моменту накоплен обширный фактический материал и по вопросам формирования донных отложений в глубоководной зоне равнинных водохранилищ, что дало возможность определить основные закономерности осадконакопления и формирования грунтового комплекса искусственных водоемов [3–5; 9; 22; 26; 27; 33].



Рис. 3. Гравийно-галечный материал в отложениях прибрежной зоны Камского водохранилища  
Fig. 3. Gravel and pebble material in the sediments of the coastal zone of the Kama Reservoir

Аккумуляция и трансседиментация влекаемых наносов в самых глубоких местах водохранилищ, которыми являются затопленные русла рек, чаще всего распространяются примерно на трети акватории зоны постоянного подпора. Обычно вторичные отложения здесь представлены заиленными песками, постепенно переходящими в опесчаненные илы. Границей качественных изменений характера морфолитогеоза в затопленном русле и прирусловых (пойменно-террасовых) элементах ложа водохранилищ может считаться участок тотального распространения в нем практически однородных по своему составу иловых отложений. Здесь они впервые сначала относительно тонким, а ниже по течению все более толстым слоем перекрывают ложбину русла реки и пойму. Например, на Камском водохранилище накопление иловых отложений начинается с глубины около 10 м (в заливах они «приподняты» на 2–3 м), а на Воткинском – с 5–6 м [23]. Начиная с этих пороговых значений глубин мощность вторичных отложений находится в прямой зависимости от особенностей донного рельефа. Наблюдаются две основные закономерности осадконакопления: 1) на плоских поверхностях затопленных пойм или надпойменных террас происходит уменьшение мощности иловых отложений на положительных формах микрорельефа (прирусловых валах, дюнах и т.д.) и увеличение в отрицательных (старичных ложбинах, междюнных понижениях, прорезях и т.д.); 2) формирование повышенной мощности иловых отложений в затопленном русле по сравнению с более высокими внерусловыми элементами донной поверхности ложа водоема.

Изучение мощности илов, проведенное на камских водохранилищах, показало, что в старом русле она повсеместно превышает 1 м. На затопленных пойме и первой надпойменной террасе этот

*Физическая география, ландшафтоведение и геоморфология*  
*Назаров Н.Н.*

показатель характеризовался большой вариабельностью и чутко реагировал на характер изменения рельефа и глубины водоема. В старичных переуглублениях поймы мощность иловых отложений уже практически не отличалась от зафиксированных в русле. В междунных понижениях первой надпойменной террасы она обычно составляла не более 90 см, а на плосковершинных участках – первые десятки сантиметров. Мощность илов, установленная расчетным путем (сравнение абсолютных отметок днища русла Камы в бытовых условиях с данными лоции), в приплотинном участке Воткинского водохранилища достигала 3 м, постепенно снижаясь в направлении к переходной области.

### Результаты и их обсуждение

С учетом современных представлений о развитии геоморфологических процессов в крупных озерах и водохранилищах целесообразно зафиксировать и проанализировать основные особенности геодинамических условий, сложившиеся в ЛПО к концу бызовского (ленинградского) межледниковья, и в акватории подпрудного озера в период его стабильного положения в самую суровую фазу позднеледниковья – полярную (осташковскую).

Анализ геологических материалов, имеющихся на данную территорию, включая последнюю версию карты четвертичных образований [28], показывает, что в позднем валдае в площадь затопления, при перекрытии Вычегодской депрессии ледником, попадали в основном озерные террасы, состоящие из отложений вычегодского (средний плейстоцен) и лайского (начало позднего плейстоцена) горизонтов. Центральное положение с самыми низкими (около 100 м) абсолютными отметками рельефа на тот момент занимала долина Вычегды, пойменно-руслевой комплекс которой был представлен отложениями нерасчлененного комплекса бызовского и полярного горизонтов, в настоящее время слагающих вторую надпойменную террасу реки. Относительно всей площади ложа водоема доля распространения аллювиальных отложений на тот период не превышала 10–15%. В современных условиях из-за «переработки» их русловыми процессами на постледниковой стадии развития речной долины (формирование первой надпойменной террасы и поймы) площадь распространения бызовско-полярного комплекса значительно сократилась и сейчас составляет лишь первые проценты.

Озерные отложения, относящиеся к полярному горизонту (стадия последнего ледникового максимума), в ЛПО также составляют незначительную долю. Располагаются они только в самой нижней («приплотинной») части контура озера в виде редких разрозненных полей (узких полос) вдоль аллювиальных комплексов надпойменных террас. Иллюстрацией примера осадочных толщ, вскрывающихся в береговом уступе недалеко от устья р. Яренга, является описание, сделанное Н.Е. Зарецкой с соавторами [42]: верхняя часть (0,0–2,5 м) начинается толщей эоловых песков, ниже (2,5–3,3 м) идет переслаивание мелкого песка с илом и ниже до глубины 10,1 м – песок с линзами гравия, гальки и суглинков. Как уже было отмечено выше, единственный фрагмент фиксации осадочных толщ «полярного» водоема с отметками рельефа 130–132 м находится за пределами долины Вычегды в окрестностях Синдорского озера – пример озерной седиментации в прибрежной (нерусловой) зоне водоема. Таким образом, главной особенностью литологического строения обеих генераций озерных отложений является переслаивание песков и суглинков. Пески при этом чаще всего мелко- и тонкозернистые полимиктовые, содержащие гальку и гравий. Для отложений характерна тонкая горизонтальная (обычно ритмичная) слоистость [28].

Исходя из описаний наиболее распространенного для приледниковых озер состава осадочных толщ, нетипичность, по мнению некоторых исследователей, литологического строения рассматриваемых нами озерных отложений требует специального рассмотрения с учетом пространственно-временного аспекта их образования и расположения в пространстве ЛПО [19]. По данным исследований структуры наносов как в существующих, так и древних водоемах состав озерных седиментов приледниковых *подпрудных* озер в значительной степени не соответствует составу и строению типичных озерных отложений *приледниковых* озер, формировавшихся в результате стадияльной дегляциации ледников. Образование стадияльных конечных морен, как правило, создавало особый режим для накопления вод, поступавших в водоем преимущественно за счет абляции ледника. Каждая регрессивная фаза в ходе развития оледенения сопровождалась циклом формирования *стадияльных* приледниковых озер [31]. Для них был характерен типичный «озерный» седиментогенез, результатом которого становилось образование так называемых ленточных

отложений («ленточных глин» – varved clays) [30]. Наиболее известные примеры их наличия и изучения в Европе связаны, во-первых, с тенденцией последовательного отступления края Скандинавского ледника в условиях предгорий и гор; во-вторых, с сезонной периодичностью поступления вод в результате абляции; в-третьих, с достаточной глубиной озер [32]. Значимость фактора повышенной расчлененности рельефа, определяющего накопление ленточных осадков в относительно глубоких озерах, подтверждается на примере гор Средней Азии [16] и Сибирской платформы [7; 13].

Другой механизм формирования осадочных толщ сопровождал образование и функционирование приледниковых *подпрудных* озер в условиях равнины. Основная часть поступающей в озерную котловину воды накапливалась за счет стока реанимирующихся рек в короткие периоды потеплений, которые случались во время этапа стабильного положения ледника, еще до наступления стадии его активной деградации [14]. В разрезах озерных террас, сформировавшихся на месте расположения таких водоемов, выделяют до четырех типов отложений: осадочные отложения дна, отложения в дельтах, отложения грубообломочного валунного материала ледника и отложения побережья (песчаные пляжи, косы и др.) [15]. В отличие от осадочного материала, представленного в отложениях *стадиальных* приледниковых озер ленточной слоистостью глин, алевроитов, реже песка, отложения пляжевой и волноприбойной зон приледниковых *подпрудных* озер обычно сформированы более грубыми наносами (песком, гравием, галечником) [8].

Характеризуя условия формирования озера в заключительную стадию позднего плейстоцена, необходимо отметить, что морфометрические особенности ЛПО отличаются крайне незначительным диапазоном относительных высот, что объясняется пространственной унаследованностью формирования «полярного» озера на месте ранее уже существовавших приледниковых водоемов. Днище низины, в рельефе которой развивался весь комплекс озерных процессов, было в значительной степени адаптировано для его моделировки гидрологическими процессами. Ограничительный уровень в 130–135 м для высотного и пространственного положений границ среднеплейстоценового и двух верхнеплейстоценовых озер за счет наложения более молодого контура озера на контур предыдущего естественным образом снижал потенциал воздействия геодинамических процессов у более поздних водоемов. Для озера *последней* (полярной, осташковской) генерации сегодня практически невозможно подобрать в качестве аналога тип берега, наиболее точно воспроизводящий тип процессов, воздействующих на низкий берег и выположенную прибрежную отмель. Современные водохранилища в результате активного развития абразии и склоновых процессов начинают формировать свое ложе, «вырезая» его в рельефе речной долины. В случае с «полярным» озером на низких пологих берегах ведущим процессом, возможно, могла стать прибрежная деструкция первичных грунтов с элементами минерализации. Локальные участки абразионного воздействия и вдольберегового переноса наносов не могли составлять значительную часть береговой линии ЛПО и имели развитие, по-видимому, лишь на участках образования нового дюнного рельефа и/или на единичных участках контакта с моренными останцами.

Особого рассмотрения в вопросе формирования наносов в ЛПО заслуживает часть акватории с глубинами, на которых волнение обычно уже вызывает перемещение донного материала в соответствии с направлением движения волн или действием вдольбереговых течений. Для большинства современных водохранилищ эта зона обычно ограничивается глубинами от 0 (уреза) до 5–6 м. В результате движения наносов происходит постоянное многократное и многоуровневое (из-за волн разной высоты и повторяемости) переслаивание наносов, в которых основным источником питания при бедности «береговых» поступлений минерального вещества являются донные озерные отложения предшествующего периода накопления.

Исходя из особенностей формирования зоны питания донных отложений в современных водохранилищах, можно считать, что глубины, превышающие отметки в 8–10 м, становятся тем рубежом, ниже которого накопление осадков может быть крайне незначительным. Вероятно, по этой причине озерное осадконакопление на поверхности древней затопленной поймы, в настоящее время являющейся второй надпойменной террасой р. Вычегда, не имеет явного выражения в структуре отложений. Состав наносов по всей вертикали разреза представлен слоистостью аллювиального типа осадконакопления. Дополнительным обстоятельством возможной причины отсутствия на ней следов осадков озерного происхождения может служить близкое расположение речного русла – естественной ловушки наносов, которой всегда становятся самые низкие уровни рельефа.

Завершая обсуждение вопроса о структуре и литологическом составе донных отложений, которые могли формироваться в приледниковых подпрудных водоемах и современных водохранилищах, следует остановиться на одном из аргументов, используемом для отрицания факта существования подпрудного озера в позднем валдае. Н.Е. Зарецкая с соавторами [10] при описании строения низкой (первой) надпойменной террасы р. Вычегда отметили присутствие «типичных аллювиальных отложений». В приведенных фактах отмечалось, что в среднем течении реки высотные отметки террасы на участках, где проводились работы, составили около 90 м над у.м, в верхнем – 114 м над у.м. Возраст суглинисто-торфянистых горизонтов, насыщенных мелким древесным детритом, по данным радиоуглеродного датирования, определен в интервале 10 480±130 л.н. и 13 890±50 л.н., на основании чего время накопления органики относится к аллереду и позднему дриасу, когда развитие органики происходило в застойных участках русловых форм (старицах). При всей ординарности (очевидности) приведенной исследователями многосторонней характеристики отложений первой террасы вопрос вызывает вывод, сделанный на ее основе: аллювиальный генезис отложений *указывает* (!) на отсутствие доказательств существования в Вычегдской депрессии подпрудного приледникового озера в позднем валдае (?). Необходимо заметить, что формирование низкой (первой) надпойменной террасы в долине Вычегды проходило на несколько тысячелетий позднее времени возможного подпруживания ледником речных вод, в процессе возрождения русловой деятельности по окончании LGM и продолжалось до начала голоцена. По нашему представлению, именно по этой причине в строении низкой террасы следов существования озерных условий, естественно, не могло быть обнаружено.

### Выводы

Как показал сравнительный анализ литологического состава и структуры отложений долины р. Вычегда с отложениями, присутствующими в ложе крупных равнинных водохранилищ, решение проблемы достоверности методов идентификации озерных условий, существовавших в бассейне Северной Двины в заключительную стадию позднего плейстоцена, не может быть ограничено лишь выводами об их аллювиальном (не аллювиальном) или озерном (не озерном) происхождении. Как показывают результаты изучения структуры осадочных толщ искусственных водоемов, в которых вдольбереговые течения и штормовое осадконакопление в прибрежной зоне представляют собой один из ведущих для осадкообразования механизмов, состав, структура и строение озерных отложений по характеру слоистости может напоминать осадочные толщи аллювия.

Второй момент, который не могут не учитывать при рассмотрении доказательств существования (не существования) приледникового подпрудного озера, – это особенности морфолого-морфометрического строения его ложа. Наследование поздневалдайским озером ложа предшествующих ему водоемов, функционировавших в среднем плейстоцене и раннем валдае, делает его контур (границы), с учетом активной моделировки днища процессами болотообразования, трудным для фиксации в рельефе, используя для этого только морфологические признаки.

Приступать к решению проблемы существования «полярного» озера с уровнем, превышающим кельтминский порог стока, необходимо также путем изучения южной части Кельтминской ложбины – от д. Канава до долины Камы, в которой могут фиксироваться проявления перелива озерных вод. Проведенные в последние годы работы по изучению морфологических элементов рельефа днища спиллвея указывают на стадийный характер его моделировки и присутствие русловых форм предголоценового возраста [21].

### Библиографический список

1. Авакян А.Б., Салтанкин В.П., Шарапов В.А. Водохранилища // Природа мира. М.: Мысль, 1987. 323 с.
2. Бейром С.Г., Вострякова Н.В., Широков В.М. Изменение природных условий в средней Оби после создания Новосибирской ГЭС. Новосибирск: Наука, 1973. 143 с.
3. Буторин Н.В., Зиминова Н.А., Курдин В.П. Донные отложения верхневолжских водохранилищ. Л.: Наука, 1975. 160 с.
4. Вендров С.Л., Стеженская И.Н. К вопросу о масштабах и характере заносимости крупных водохранилищ // Комплексные исследования водохранилищ. 1971. Вып. 1. С. 129–136.
5. Виноградова Н.Н. Исследование баланса взвешенного вещества в Можайском водохранилище // Водные ресурсы. 1991. № 6. С. 38–49.

## Физическая география, ландшафтоведение и геоморфология

Назаров Н.Н.

6. Виноградова Н.Н., Эдельштейн К.К. К характеристике взвесей и грунтов Горьковского водохранилища // Комплексные исследования водохранилищ. 1971. Вып. 1. С. 112–121.
7. Едрихинский А.С. Плейстоценовые озерные отложения гор Путорана // Геология и геофизика. 1972. № 2. С. 75–85.
8. Епифанов В.А. Флювиально-геоморфологические признаки катастрофической деградации позднплейстоценового оледенения Восточной Сибири как основа для минерагенического прогнозирования // Проблемы флювиальной геоморфологии. Ижевск: Ассоциация «Научная книга», 2006. С. 69–72.
9. Законнов В.В. Пространственно-временная неоднородность распределения и накопления донных отложений верхневолжских водохранилищ // Водные ресурсы. 1995. № 3. С. 362–371.
10. Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Голубева Ю.В., Чернов А.В. Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда // ДАН. 2014. Т. 455 № 1. С. 52–57.
11. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 280 с.
12. Клюева В.А. Закономерности распределения и гранулометрический состав донных грунтов Цимлянского водохранилища // Известия АН СССР. Сер. географическая. 1970. № 2. С. 121–125.
13. Крюков В.Д. Подпрудные озерные образования и их связь с последним горно-долинным оледенением на северо-западе Средне-Сибирского плоскогорья // Учен. зап. НИИ геологии Арктики. Л., 1969. Вып. 16. С. 109–113.
14. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Аэрогеология, 2005. 348 с.
15. Лукашев К.И. Геология четвертичного периода. Минск: Высшая школа, 1971. 399 с.
16. Максимов Е.В. Историческая география горных озер Средней Азии. СПб.: Изд-во С.-Петербургского ун-та, 1992. 304 с.
17. Матарзин Ю.М., Мацкевич И.К., Сорокина Н.Б. Формирование рельефа дна камских водохранилищ // Гидрология и метеорология. Пермь, 1968. Вып. 3. С. 92–109.
18. Назаров Н.Н. Геодинамика побережий водохранилищ Пермского края. Пермь: Изд-во ЗАО «Полиграфкомплект», 2008. 152 с.
19. Назаров Н.Н. Сходства и различия процессов седиментации древних приледниковых озер и современных водохранилищ // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов. Т.1. Пермь, 2017. С. 124–128.
20. Назаров Н.Н. Экзогенный морфолитогенез зоны сезонной осушки камских водохранилищ // Геоморфология. 2010. № 4. С. 72–80.
21. Назаров Н.Н., Копытов С.В. Реконструкция этапов развития Кельтминской ложбины по геоморфологическим данным (Предуралье) // География и природные ресурсы. 2019. № 3. С. 154–164.
22. Назаров Н.Н., Сунцов А.В. Морфолитогенез приплотинного участка Воткинского водохранилища // Геоморфология. 2008. № 4. С. 91–101.
23. Назаров Н.Н., Фролова И.В. Особенности морфолитогенеза карстовых берегов Камского водохранилища // Геоморфология. 2009. № 4. С. 92–99.
24. Назаров Н.Н., Черепанов А.В. Аккумулятивные формы и дифференциация состава наносов в береговой зоне Камского водохранилища // Геоморфология. 2014. № 4. С. 60–68.
25. Назаров Н.Н., Чернов А.В., Копытов С.В. Перестройки речной сети Северного Предуралья в позднем плейстоцене и голоцене // Географический вестник. 2015. № 3(34). С. 26–34.
26. Новиков, Б.И. Донные отложения днепровских водохранилищ. Киев: Наук. думка, 1985. 170 с.
27. Огородников В.И., Канивец В.В. Донные отложения Каневского водохранилища и основные закономерности формирования их состава // Водные ресурсы. 1995. № 3. С. 282–291.
28. Пармузин Н. М., Якобсон К. Э., Вовшина А. Ю., Воинова О. А., Семенова Л. Р., Мазуркевич К. Н., Горбачевич Н. Р., Шаметко В. Г., Никонова А. С., Петров Б. В., Евдокимова И. О., Коссовая О. Л., Котляр Г. В., Гаврилова В. А., Вукс В. Я., Алексеев М. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Мезенская серия – Лист Р-39 (Сыктывкар). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2016. 478 с.
29. Печеркин И.А. Геодинамика побережий камских водохранилищ/ Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1969. Т. 2. 308 с.
30. Райс Р. Основы геоморфологии. М.: Прогресс, 1980. 574 с.
31. Севастьянов Д.В. Малые озера Внутреннего Тянь-Шаня// Озера Тянь-Шаня и их история. Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1980. С. 220–223.
32. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб.: РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. 344 с.

## Физическая география, ландшафтоведение и геоморфология

Назаров Н.Н.

33. Финаров Д.П. Динамика берегов и котловин водохранилищ гидроэлектростанций СССР. Л.: Энергия, 1974. 242 с.
34. Хабидов А.Ш., Жиндарев Л.А., Кусковский В.С., Овчинников Г.И., Савкин В.М., Тржцинский Ю.Б. Геоморфология береговой зоны и побережий крупных водохранилищ Сибири: мат. к XXVI Пленуму геоморфологической комиссии РАН. Новосибирск: Наука, 2001. 120 с.
35. Хабидов А.Ш., Жиндарев Л.А., Тривно А.К. Динамические обстановки рельефообразования и осадконакопления береговой зоны крупных водохранилищ. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 1999. 191 с.
36. Astakhov V.I., Svendsen J.I., Matiouchkov A., Mangerud J., Maslenikova O., Tveranger J. Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia // *Boreas*. 1999. Vol. 28. P. 23–45.
37. Larsen E., Fredin O., Jensen M., Kuznetsov D., Lysa A., Subetto D. Subglacial sediment, proglacial lake-level and topographic controls on ice extent and lobe geometries during the Last Glacial Maximum in NW Russia // *Quaternary Science Reviews*. 2014. Vol. 92. P. 369–387.
38. Lysa A., Jensen M.A., Larsen E., Fredin O., Demidov I.N. Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large pro-glacial lakes, northwest Russia // *Boreas*. 2011. Vol. 40. P. 481–497.
39. Lysa A., Larsen E., Buylaert J.-P., Fredin O., Jensen M., Kuznetsov D. Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina-Vychehga region in northwestern Russia // *Boreas*. 2014. Vol. 43. P. 759–779.
40. Mangerud J., Jacobsson M., Alexanderson H., Astakhov V., Clarke G.C.K., Henriksen M., Hjort C., Krinnerm G., Lunkkja J.-P., Moller P., Murray A., Nikolskaya O., Saarnisto M., Svendsen J.I. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation // *Quaternary Science Reviews*. 2004. Vol. 23. P. 1313–1332.
41. Panin A.V., Buravskaya M.N., Marchenko-Vagapova T.I. The Late Middle Pleistocene proglacial lake in the Keltmensky hollow, Severnye Uvaly upland // *Paleolimnology of Northern Eurasia: experience, methodology, current status and young scientists school in microscopy skills in paleolimnology Proceedings of the 3rd International Conference*. 2018. P. 80–83.
42. Zaretskaya N.E., Panin A.V. and Karpukhina N.V. (2018). The SIS limits and related proglacial events in the Severnaya Dvina basin, northwestern Russia: review and new data. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 90, pp. 301–313.

## References

1. Avakyan, A.B., Saltankin, V.P. and Sharapov, V.A. (1987), *Vodohranilisha* [Priroda mira], Mysl, Moscow, Russia.
2. Beirom, S.G., Vostryakova, N.V. and Shirokov, V.M. (1973), *Ismeneniye prirodnykh usloviy v srednei Obi posle sozdaniya Novosibirskoy GES*, Nauka, Novosibirsk, Russia.
3. Butorin, N.V., Zimnova, N.A. and Kudrin, V.P. (1975), *Donnye otlozheniya verkhnevolzhskikh vodohranilishch*, Nauka, Leningrad, Russia.
4. Vendrov, S.L. and Stezenskaya, I.N. (1971), *K voprosu o masshtabah i haraktere zanosimosti krupnykh vodohranilishch* [Kompleksnye issledovaniya vodohranilishch, vol.1.], MSU, Moscow, Russia.
5. Vinogradova, N.N. (1991), "Issledovanie balansa vzveshennogo veshchestva v Mozhajskom vodohranilishche", *Vodnye resursy*, no.6, pp. 38–49.
6. Vinogradova, N.N. and Edelshtein, K.K. (1971), *K harakteristike vzvesej i gruntov Gor'kovskogo vodohranilishcha* [Kompleksnye issledovaniya vodohranilishch, vol.1.], MSU, Moscow, Russia.
7. Edrihinskiy, A.S. (1972), *Pleistocenovie ozernye otlozheniya gor Putorana*, *Geologiya i geophisica*, no.2, pp. 75–85.
8. Epiphanov, V.A. (2006), *Flyuvial'no-geomorfologicheskie priznaki katastroficheskoy degradacii pozdnepleystocenovogo oledeneniya Vostochnoj Sibiri kak osnova dlya mineragenicheskogo prognozirovaniya* [Problemy flyuvial'noj geomorfologii], Associaciya «Nauchnaya kniga», Izhevsk, Russia.
9. Zakonov, V.V. (1995), "Prostranstvenno-vremennaya neodnorodnost' raspredeleniya i nakopleniya donnykh otlozhenij verkhnevolzhskikh vodohranilishch", *Vodnye resursy*, no.3, pp. 362–371.
10. Zareckaya, N.E., Panin, A.V., Golubeva, Y.V. and Chernov, A.V. (2014), "Sedimentacionnye obstanovki i geohronologiya perekhoda ot pozdnego pleystocena k golocenu v doline r. Vychehga", *DAN*, no.1, pp. 52–57.
11. Kvasov, D.D. (1975), "Pozdnechetvertichnaya istoriya krupnykh ozer i vnutrennih morej Vostochnoj Evropy", Nauka, Leningrad, Russia.
12. Klyueva, V.A. (1970), "Zakonomernosti raspredeleniya i granulometricheskij sostav donnykh gruntov Cimlyanskogo vodohranilishcha", *Izv. AN SSSR. Ser. Geogr.*, no.2, pp. 121–125.
13. Kryukov, V.D. (1969), "Podprudnye ozernye obrazovaniya i ih svyaz' s poslednim gorno-dolinnym oledeneniem na severo-zapade Sredne-Sibirskoyu ploskogor'ya", *Uchen. zap. NII geologii Arktiki*, vol.16, pp. 109–113.

## Физическая география, ландшафтоведение и геоморфология

Назаров Н.Н.

14. Lavrov, A.S. and Potapenko L.M. (2005), “*Neopleistocen severo–vostoka Russkoj ravniny*”, Aerogeologiya, Moscow, Russia.
15. Lukashev, K.I. (1971), “*Geologiya chetvertichnogo perioda*”, Vysshaya shkola, Minsk, Russia.
16. Maksimov, E.V. (1992), “*Istoricheskaya geografiya gornyh ozer Srednej Azii*”, SPGU, Saint–Petersburg, Russia.
17. Matarzin, YU.M., Mackevich, I.K. and Sorokina, N.B. (1968), “*Formirovanie rel'efa dna kamskih vodohranilishch*”, *Gidrologiya i meteorologiya*, no.3, pp. 92–109.
18. Nazarov, N.N. (2008), “*Geodinamika poberezhij vodohranilishch Permskogo kraja*”, ZAO «Poligrafkomplekt», Perm', Russia.
19. Nazarov, N.N. (2017), “*Skhodstva i razlichiya processov sidementacii drevnih prilednikovyh ozer i sovremennyh vodohranilishch*”, *Sovremennye problemy vodohranilishch i ih vodosborov. Trudy VI Mezhdunarodnoj nauchno–prakticheskoy konferencii*, pp. 124–128.
20. Nazarov, N.N. (2010), “*Ekzogennyj morfolitogenez zony sezonnoj osushki kamskih vodohranilishch*”, *Geomorfologiya*, no.4, pp.72–80.
21. Nazarov, N.N. and Kopytov, S.V. (2019), “*Rekonstrukciya etapov razvitiya Kel'tminskoj lozhbiny po geomorfologicheskim dannym (Predural'e)*”, *Geografiya i prirodnye resursy*, no.3, pp. 154–164.
22. Nazarov, N.N. and Suncov, A.V. (2008), “*Morfolitogenezpriplotinnogo uchastka Votkinskogo vodohranilishcha*”, *Geomorfologiya*, no.4, pp. 91–101.
23. Nazarov, N.N. and Frolova, I.V. (2009), “*Osobennosti morfolitogeneza karstovyh beregov Kamskogo vodohranilishcha*”, *Geomorfologiya*, no.4, pp.92–99.
24. Nazarov, N.N. and Cherepanov, A.V. (2014), “*Akkumulyativnye formy i differenciaciya sostava nanosov v beregovoj zone Kamskogo vodohranilishcha*”, *Geomorfologiya*, no.4, pp.60–68.
25. Nazarov, N.N., Chernov, A.V. and Kopytov, S.V. (2015), “*Perestrojki rechnoj seti Severnogo Predural'ya v pozdnem plejstocene i golocene*”, *Geograficheskij vestnik*, no.3, pp. 26–34.
26. Novikov, B.I. (1985), “*Donnye otlozheniya dneprovskih vodohranilishch*”, Nauk. Dumka, Kiev, Ukraine.
27. Ogorodnikov, V.I. and Kanivec, V.V. (1995), “*Donnye otlozheniya Kanevskogo vodohranilishcha i osnovnye zakonomernosti formirovaniya ih sostava*”, *Vodnye resursy*, no.3, pp. 282 – 291.
28. Parmuzin, N. M., YAKobson, K. E., Vovshina, A. YU., Voinova, O. A., Semenova, L. R., Mazurkevich, K. N., Gorbacevich, N. R., Shamet'ko, V.G., Nikonova, A. S., Petrov, B. V., Evdokimova, I. O., Kossovaya, O. L., Kotlyar, G. V., Gavrilova, V. A., Vuks, V. YA. and Alekseev, M. A. (2016), Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1:1 000 000 (tret'e pokolenie). Mezenskaya seriya – List R–39 (Syktyvkar). Ob'yasnitel'naya zapiska. – SPb.: Izd–vo SPb kartfabriki VSEGEI, 2016, 478 s. (MPR RF, Federal'noe agentstvo po nedropol'zovaniyu, FGBU «VSEGEI», OOO «UGRE»)
29. Pecherkin, I.A. (1969), “*Geodinamika poberezhij kamskih vodohranilishch*”, PSU, Perm', Russia.
30. Rajs, R. (1980), “*Osnovy geomorfologii*”, Progress, Moscow, Russia.
31. Sevast'yanov, D.V. (1980), “*Malye ozera Vnutrennego Tyan'–SHanya*”, [Ozera Tyan'–SHanya i ih istoriya], SPGU, pp. 220–223.
32. Subetto, D.A. (2009), Donnye otlozheniya ozer: paleolimnologicheskie rekonstrukcii, RGPU im. A.I. Gercena, Saint – Petersburg, Russia.
33. Finarov, D.P. (1974), “*Dinamika beregov i kotlovin vodohranilishch gidroelektrostantsij SSSR*”, Energiya, Leningrad, Russia.
34. Habidov, A.S., ZHindarev, L.A., Kuskovskij, V.S., Ovchinnikov, G.I., Savkin, V.M. and Trzhcinskij, Y.B. (2001), *Geomorfologiya beregovoj zony i poberezhij krupnyh vodohranilishch Sibiri: Materialy k XXVI Plenumu geomorfologicheskoy komissii RAN*, Nauka, Novosibirsk, Russia.
35. Habidov, A.S., Zhindarev, L.A. and Trizno, A.K. (1999), “*Dinamicheskie obstanovki rel'efoobrazovaniya i osadkonakopleniya beregovoj zony krupnyh vodohranilishch*”, Nauka, Novosibirsk, Russia.
36. Astakhov, V.I., Svendsen, J.I., Matiouchkov, A., Mangerud, J., Maslenikova, O. and Tveranger, J. (1999), “*Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia*”, [Boreas, vol.28], pp. 23–45.
37. Larsen, E., Fredin, O., Jensen, M., Kuznetsov, D., Lysa, A. and Subetto, D. (2014), “*Subglacial sediment, proglacial lake–level and topographic controls on ice extent and lobe geometries during the Last Glacial Maximum in NW Russia*”, [Quaternary Science Reviews, vol.92], pp. 369–387.
38. Lysa, A., Jensen, M.A., Larsen, E., Fredin, O. and Demidov, I.N. (2011), “*Ice–distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large pro–glacial lakes, northwest Russia*”, [Boreas, vol.40], pp. 481–497.
39. Lysa, A., Larsen, E., Buylaert, J.P., Fredin, O., Jensen, M. and Kuznetsov, D. (2014), “*Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina–Vychegda region in northwestern Russia*” [Boreas, vol.43], pp. 759–779.

40. Mangerud, J., Jacobsson, M., Alexanderson, H., Astakhov, V., Clarke, G.C.K., Henriksen, M., Hjort, C., Krinnerm, G., Lunkkja, J. P., Moller, P., Murray, A., Nikolskaya, O., Saarnisto, M. and Svendsen J.I. (2004), "Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation", [Quaternary Science Reviews, vol.23], pp. 1313–1332.

41. Panin, A.V., Buravskaya M.N. and Marchenko–Vagapova, T.I. (2018), "The Late Middle Pleistocene proglacial lake in the Keltmensky hollow, Severnyye Uvaly upland", Paleolimnology of Northern Eurasia: experience, methodology, current status and young scientists school in microscopy skills in paleolimnology, *Proceedings of the 3rd International Conference*, pp. 80–83.

42. Zaretskaya, N.E., Panin, A.V. and Karpukhina, N.V. (2018), "The SIS limits and related proglacial events in the Severnaya Dvina basin, northwestern Russia: review and new data", *Bulletin of the Geological Society of Finland*, vol.90, pp. 301–313.

Поступила в редакцию: 10.10.2019

#### Сведения об авторе

##### Назаров Николай Николаевич

доктор географических наук, заведующий кафедрой физической географии и ландшафтной экологии, Пермский государственный национальный исследовательский университет; Россия, 614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15

e-mail: nikolainazarovpsu@gmail.com

#### About the author

##### Nikolai N. Nazarov

Doctor of Geographical Sciences, Head of the Department of Physical Geography and Landscape Ecology, Perm State University; 15, Bukireva st., Perm, 614990, Russia

#### Просьба ссылаться на эту статью в русскоязычных источниках следующим образом:

Назаров Н.Н. Плейстоценовые приледниковые подпрудные озера и современные водохранилища: сходство и различие в геодинамике и осадконакоплении // Географический вестник =Geographical bulletin. 2019. №4(51). С. 33–45. doi 10.17072/2079-7877-2019-4-33-45.

#### Please cite this article in English as:

Nazarov N.N. Pleistocene ice-dammed lakes and modern reservoirs: similarity and difference in geodynamics and sedimentation // Geographical bulletin. 2019. №4(51). Pp. 33–45. doi 10.17072/2079-7877-2019-14-33-45.

УДК 53.095; 57.045:58.056; 581.522.5; 81.543.3

DOI: 10.17072/2079-7877-2019-4-45-58

## ГОРОДСКАЯ ФИТОМЕТЕОРОЛОГИЯ: ВЛИЯНИЕ СУММЫ ТЕМПЕРАТУР НА ОНТОГЕНЕЗ ЛИСТЬЕВ БЕРЕЗЫ ПОВИСЛОЙ

### Петр Матвеевич Мазуркин

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-0177-5521>, Researcher ID: H-7464-2014, SPIN-код: 3355-8099

e-mail: kaf\_po@mail.ru

Поволжский государственный технологический университет, Йошкар-Ола

### Анастасия Игоревна Кудряшова

SPIN-код: 6157-2253

e-mail: Little-one7@yandex.ru

Поволжский государственный технологический университет, Йошкар-Ола

Развитие листы березы повислой очень чувствительно к изменениям температуры в приземном слое атмосферы. Цель работы – сравнение суммы трехчасовых температур воздуха с динамикой роста и развития учетных листьев березы повислой в вегетационном периоде г. Йошкар-Ола. Поведение каждого листа наблюдается как колебательная адаптация к изменениям среды, окружающей этот лист. Причем адаптация происходит по множеству убывающих квантов взаимодействия. По датам измерений параметров 20 листьев за период вегетации березы повислой получены данные квантового состояния в чистых экологических условиях произрастания. В фитометеорологии первый уровень квантования метеорологических данных заключается в учете начала и конца вегетационного периода

© Мазуркин П.М., Кудряшова А.И., 2019

