

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ  
ФЕДЕРАЦИИ

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт географии Российской Академии наук (ИГ РАН)

*На правах рукописи*



**Шашерина Лидия Всеволодовна**

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ИСТОРИЯ ДОЛИННЫХ ОЗЕР ДНЕПРО-  
ДВИНСКОГО РЕГИОНА**

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата географических наук

Специальность 1.6.14. – Геоморфология и палеогеография

Научный руководитель:  
член-корреспондент РАН  
доктор географических наук  
Панин Андрей Валерьевич

Москва, 2026

## Оглавление

Введение .....	4
Глава 1. Озера в краевых зонах материковых оледенений: состояние изученности	11
1.1. Классификация и типология озер в зонах материковых оледенений .....	11
1.2. Изменения уровней озер и их причины .....	25
1.3. Отложения озер ледниковой зоны как архивы палеогеографической информации .....	33
1.4. Годично-стратифицированные осадки озер .....	42
Глава 2. Физико-географическая характеристика Днепро-Двинского региона и объектов исследования .....	45
2.1. Общая физико-географическая и геологическая характеристика .....	45
2.1.1. Рельеф и геологическое строение .....	45
2.1.2. Климат, растительность, почвенный покров .....	52
2.2. История развития рельефа в позднем плейстоцене-голоцене .....	54
2.3. Рельеф области последнего оледенения .....	58
2.4. Особенности гидрографической сети .....	62
2.4.1. Гидрографические особенности территории и общность истории развития рек и озер .....	62
2.4.2. Долинные озера .....	66
2.5. Объекты исследования .....	69
Глава 3. Методы исследования .....	77
3.1. Палеогеографические концепции и методические подходы .....	77
3.2. Полевые методы .....	79
3.3. Методы датирования .....	84
3.4. Лабораторные методы анализа вещественного состава .....	86
3.5. Методы обработки и интерпретации данных .....	90
Глава 4. Строение озерных котловин и речных долин на ключевых участках .....	93
4.1. Торопецкая озерно-речная система .....	93
4.1.1. Рельеф бассейна среднего течения р. Торопы .....	93
4.1.2. Озеро Шниткино и его окрестности .....	96
4.1.3. Геолого-геоморфологическое строение долины реки Торопы у д. Селяне .....	114
4.1.4. Геолого-геоморфологическое строение озерной перемычки между оз. Соломенное и Заликовское .....	116

4.2. Озеро Каспля и долины рр. Каспля и Клёц .....	120
4.2.1. Рельеф бассейна оз. Каспля и долины р. Каспля .....	120
4.2.2. Геолого-геоморфологическое строение котловины оз. Каспля.....	125
4.2.3. Возраст и микростроение толщи варв оз. Каспля .....	132
4.2.4. Геолого-геоморфологическое строение долин рр. Каспля и Клёц .....	135
4.3. Озеро Купринское и долины рр. Катынка и Днепр .....	138
4.3.1. Рельеф Купринской ложбины и долин рр. Катынка и Днепр .....	138
4.3.2. Стратиграфия, состав и возраст донных осадков оз. Купринское .....	141
4.3.3. Геолого-геоморфологическое строение Купринской ложбины и долины Днепра .....	152
Глава 5. Механизмы образования и история долинных озер Днепро-Двинского региона.....	156
5.1. Механизмы образования котловин озер в краевой зоне последнего оледенения .....	156
5.1.1. Озеро Шниткино .....	156
5.1.2. Озеро Каспля .....	162
5.1.3. Озеро Купринское .....	164
5.2. История изменения уровней озер.....	165
5.3. Закономерности и история озерного осадконакопления .....	174
Заключение.....	181
Список использованной литературы .....	184
Приложения.....	208

## Введение

**Актуальность темы исследования.** Озера и их отложения являются одними из ключевых объектов для палеогеографических реконструкций состояния водных экосистем и окружающей их среды (Burge et al., 2018; Subetto et al., 2017; Melles et al., 2022; Sabatier et al., 2022; Ludikova et al., 2023), а также климата прошлых геологических эпох (Bjorck et al., 1997; Tarasov et al., 2019).

Около половины всех озер мира находятся в зоне, подвергавшейся воздействию крупных ледниковых щитов последней ледниковой эпохи – Лаврентийского и Скандинавского (Meußeck, 1995). Озера данной территории интересны как для палеоэкологических или палеоклиматических реконструкций, так и для решения ряда проблем последней дегляциации на равнинах умеренных широт (Серебрянный, Чукленкова, 1973; Carrivick, Tweed, 2013; Groming et al., 2019).

Наблюдается неоднородность в распределении интереса исследователей к разным типам озер. Приледниковым бассейнам, как одному из наиболее распространенных типов ледниковых палеозер, посвящен большой объем исследований (например, Квасов, 1975; Carrivick, Tweed, 2013; Mangerud et al., 2004; Gorlach, 2017; Zobkov et al., 2019; Panin et al., 2020; Karpukhina et al., 2022; Zaretskaya et al., 2024; Rybalko et al., 2024). Реконструкциям формирования и развития озер иного генезиса уделено меньше внимания, хотя многие из таких озер существуют до сих пор и имеют потенциал для палеогеографических реконструкций (Якушко, 1971; Кабайлене и др., 1992; Субетто, 2009; Šeirienė et al., 2009; Карпухина и др., 2018). Котловины небольших озер в зоне последнего оледенения несут в себе информацию об особенностях дегляциации, а озерные отложения являются архивами изменения природно-климатических условий в позднеледниковье и голоцене.

Кроме того, существуют противоречивые представления о динамике уровней озер в голоцене и причинах их изменений (Тарасов и др., 1997; Константинов и др., 2024). Реконструкции изменений уровней водоемов необходимы как для целей палеогеографии, так и для исследований в смежных науках, таких как геоархеология (Панин, Нефёдов, 2010). На берегах озер Днепро-Двинского региона известно много археологических памятников разных эпох, от неолита до позднего средневековья (Краснов и др., 1997; Нефёдов, 2007), а палеогеографические

реконструкции на озерах (в т.ч. реконструкции уровней) значимы с точки зрения восстановления условий функционирования торговых путей и поселений (Еремеев, Дзюба, 2010).

Для территории Восточно-Европейской равнины характерен большой объем палеолимнологических исследований с опорой на анализ состава донных отложений. Объекты этих исследований приурочены к территориям с высокой заозеренностью: Карелии и Мурманской области (Субетто, 2009; Subetto et al., 2017; Korsakova et al., 2022b; Shelekhova et al., 2023; Sapelko et al., 2025), Белорусскому Поозерью и Прибалтике (Якушко, 1971; Кабайлене и др., 1992; Vlasov, 2004; Новик, 2005; Novik et al., 2010; Kublitskiy et al., 2020; Druzhinina et al., 2025). Днепро-Двинский регион, как часть западного макросклона Валдайской возвышенности, обладает высокой степенью заозеренности, но слабой палеолимнологической изученностью. Это иллюстрирует база данных по палеолимнологическим исследованиям озер Восточно-Европейской равнины (Syrykh et al., 2021). Особый интерес представляют отложения высокого временного разрешения, такие как варвы, позволяющие выполнить реконструкции с годичным шагом (Zolitschka et al., 2015). Один из подтипов варв – голоценовые органогенные ритмиты – почти не рассматривался отечественными исследователями, хотя он распространен в западной части Восточно-Европейской равнины и на сопредельных равнинах Западной Европы (Ojala, 2012).

Изучение озер зоны последнего оледенения находится в тесной связи с исследованием истории речных долин (Kaiser et al., 2007, 2012; Włazzkiewicz et al., 2015; Starkel et al., 2015). Генетическая общность молодой гидрографической сети и ледниковых форм рельефа показана и обоснована в предшествующих работах (Квасов, 1963; Саммет, 1963; Малаховский, Марков, 1969; Вальчик и др., 1994; Вербицкий и др., 2012). Поэтому на территории Днепро-Двинского региона для решения вопросов о происхождении озер, динамики уровней и развитии процессов осадконакопления выбраны долинные озера. Это озера в долинах крупных и средних рек ледниковых и приледниковых ландшафтов, образованные в ходе дегляциации территории и наследующие ледниковые и водно-ледниковые отрицательные мезо- и макроформы рельефа, а также доледниковые речные долины.

Именно изучение долинных озер позволяет решать проблемы генезиса котловин, истории осадконакопления и изменения уровней в ответ на гидроклиматические изменения. Таким образом, изучение истории долинных озер остается актуальной задачей для решения региональных проблем палеогеографии четвертичного периода и смежных дисциплин.

**Цель** данной работы – выявить механизмы формирования и историю развития долинных озер, возникших в Днепро-Двинском регионе после дегляциации последнего ледникового покрова (за последние ~ 20 тыс. лет).

**Задачи**, поставленные для выполнения цели:

1. проанализировать натурные и фондовые материалы по геолого-геоморфологическому строению озерных котловин на выбранных ключевых участках;
2. проанализировать морфологию озерных котловин, стратиграфию и литологические особенности донных осадков озер, оценить их возраст;
3. реконструировать механизмы образования и историю долинных озер на основе данных о строении и возрасте отложений их дна и берегов.

**Объекты исследования** – проточные озера Днепро-Двинского региона, образованные в ходе освобождения территории от последнего (поздневалдайского) ледникового покрова и занимающие современные или выраженные в рельефе древние речные долины – «долинные озера».

**Предмет исследования** – механизм возникновения озерных котловин, история изменения уровней озер и типа осадконакопления.

**Защищаемые положения:**

1) Котловины долинных озер Днепро-Двинского региона в ледниковой зоне морфологически и генетически могут быть разделены на два типа: (1) котловины вытянутой формы, занимающие подледные водно- или ледниково-эрозионные ложбины (пример – оз. Каспля) и (2) котловины неправильной либо изометричной формы, имеющие гляциокарстовое (ледниково-просадочное) происхождение (оз. Шниткино). Вблизи фронта максимального распространения ледника встречаются котловины сложного генезиса – погребенные довалдайские речные долины, по которым шел сток талых ледниковых вод, в максимум оледенения продвигался

ледник, а в позднеледниковье существовали подпрудные озера, реликты которых сохраняются в виде современных озер (оз. Купринское).

2) В настоящее время уровень долинных озер Днепро-Двинского региона – наиболее высокий за голоцен, на что указывает отсутствие озерных террас, а также реконструированная история уровня режима. Уровни озер в позднеледниковье и голоцене были либо относительно стабильными (оз. Каспля), либо испытывали трансгрессивное развитие, как минимум, в среднем и позднем, а в некоторых случаях начиная с раннего голоцена (озера Шниткино, Купринское, Соломенное-Заликовское). Причиной подъема уровня было наращивание порогов стока вследствие направленной аккумуляции аллювия в руслах вытекающих рек.

3) Все долинные озера в голоцене испытывали интенсивное заиление озерных котловин, сопровождавшееся сокращением площади и уменьшением глубин, что на фоне потепления климата приводило к трансформации типа осадконакопления с минерагенного на минерагенно-карбонатный, а затем – преимущественно органогенный. При первоначально больших глубинах (15 м и более) в позднем дриасе и раннем голоцене в котловинах создавались условия для образования биогенно-карбонатных варв – осадков с годичным временным разрешением.

**Методы исследования и фактический материал** позволили получить подробные данные для построения палеогеографических реконструкций. Выполнены полевые исследования рельефа и его геологического строения посредством бурения, с общим количеством скважин в 65 штук (46 – ручным методом, 19 – механическим методом) и общей длиной проходки около 450 м. Дополнительно выполнено геофизическое профилирование, включающее георадиолокацию и электротомографию (общая длина профилей 420 м). Возраст рельефа и отложений определён методами радиоуглеродного датирования (64 даты) и люминесцентного датирования (10 дат), а литолого-геохимические свойства донных осадков озер проанализированы при помощи методов гранулометрии, потерь при прокаливании и измерения удельной магнитной восприимчивости (644 образца). Для одного объекта выполнены микроморфологический анализ и варвохронология, для двух объектов выполнена батиметрическая съёмка.

**Личный вклад автора** состоит в участии на этапе полевых работ – во всех экспедициях с 2017 по 2024 гг., особенно при бурении, и в меньшей степени при проведении геофизических работ. Автор выполнял лабораторный отбор образцов на все виды анализов и датирование, пробоподготовку и измерения образцов (за некоторым исключением), итоговую интерпретацию данных.

**Научная новизна** исследования заключается в комплексной реконструкции истории трёх долинных озёр Днепро-Двинского региона с учётом их положения в составе озерно-речных систем. Для исследованных водоемов установлены механизмы формирования котловин, реконструированы изменения уровня озер, а также выявлены особенности эрозионно-аккумулятивной динамики русел связанных с ними рек. Определены закономерности трансформации озёрного осадконакопления в позднеледниковье и голоцене. Для озера Шниткино впервые выполнена реконструкция развития окружающего рельефа и выделены основные этапы эволюции озёрной котловины. Для озера Каспля впервые создана плавающая варвохронология раннего голоцена, представляющая собой одну из первых подобных хронологий для Восточно-Европейской равнины. Для озера Купринское доказана связь озёрной системы с руслом р. Днепр и подтверждены ранее предложенные реконструкции.

**Теоретическая и практическая значимость** работы заключается в обогащении знаний об истории озер Днепро-Двинского региона. Получены новые данные по истории уровней озер, связи с гидрологическими процессами и историей развития рельефа и гидросети в зоне последнего оледенения. Исследование имеет потенциал применения с целью уточнения реконструкций природных условий среды обитания человека в прошлом, так как изучаемая территория богата памятниками различных археологических эпох. Полученные данные могут быть использованы для пополнения реестра водных объектов РФ, для развития ООПТ, экопросвещения и краеведения.

**Степень достоверности.** Достоверность полученных результатов обеспечена всесторонним анализом как собственных геолого-геоморфологических данных, так и дистанционных и фондовых материалов, а также результатов лабораторных анализов отложений. Применены два метода датирования (радиоуглеродное и люминесцентное) для установления возраста отложений и

форм рельефа. Построена варвохронология, уточняющая возраст донных осадков и результаты радиоуглеродного метода. Полученные реконструкции истории рельефа, осадконакопления и уровней озер сопоставлены с опубликованными реконструкциями по данным направлениям в изучаемом регионе и на сопредельных территориях.

**Апробация и публикация результатов исследований.** Материал диссертации был опубликован в 7 статьях, среди которых: 1 в журнале, рекомендованном ВАК; 8 в журналах, входящих в ЕГПНИ и индексируемых в базе SCOPUS. Кроме этого, результаты работы докладывались и обсуждались на конференциях разного уровня (международных и всероссийских), а также на семинарах отдела палеогеографии четвертичного периода ИГ РАН. Доклады сделаны в рамках II Всероссийской научной конференции «Пути эволюционной географии» (Москва, 2021), второй Всероссийской научной конференции «Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений» (Москва, 2022), ежегодной школе-конференции молодых ученых «Меридиан» (Курск, 2021; Москва, 2022, 2025), VI Всероссийской научной конференции (с международным участием) «Динамика экосистем в голоцене» (Санкт-Петербург, 2022), Всероссийской научной конференции «Перигляциал Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири» (Ростов Великий, 2023), Всероссийской научной конференции «Палеолимнология Северной Евразии» (Санкт-Петербург, 2022; Красноярск, 2024), Всероссийской научной конференции «Лимнология в России» (Санкт-Петербург, 2024), XI всероссийской конференции по изучению четвертичного периода (Санкт-Петербург, 2025).

**Объём и структура работы.** Диссертационная работа состоит из введения, 5 глав, заключения, списка литературы (228 наименований, из которых 124 на иностранных языках) и 8 приложений. Основной текст изложен на 182 страницах, содержит 66 рисунков, 10 таблиц.

**Благодарности.** Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю д.г.н. Андрею Валерьевичу Панину за многолетнее наставничество, поддержку и помощь в работе над диссертацией на каждом её этапе; к.г.н. Константинову Евгению Александровичу (ИГ РАН) и к.г.н. Карпухиной Наталье Валерьевне (ИГ РАН) за помощь в организации и проведении научных

исследований и за конструктивное обсуждение результатов; коллегам из Института географии РАН, участвовавшим в полевых работах, особенно А.Ю. Качалову, к.г.н. В.Ю. Украинцеву, к.г.н. Д.В. Баранову, Ю.О. Карповой, к.г.н. Н.В. Сычеву, к.г.н. А.И. Рудинской, Р.А. Андрееву, к.б.н. Н.Н. Нарышкиной и М.А. Комагоровой; начальнику раннесредневековой археологической экспедиции С.А. Стефутину (ГИМ) за организационную и логистическую помощь; руководителям проектов, в рамках которых была осуществлена часть работы, д.г.н. О.К. Борисовой (ИГ РАН), к.г.н. А.Л. Захарову (ИГ РАН), к.и.н. И.И. Еремееву (ИИМК РАН).

Автор благодарит к.г.-м.н С.С. Бричеву (ИГ РАН) и к.г.-м.н К.С. Сергеева (РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина) за проведение геофизических работ и помощь в интерпретации данных; к.б.н. О.Н. Успенскую (ВНИИ овощеводства РАН) за проведение комплексного биологического анализа; к.г.н. М.Ю. Александрина (ИГ РАН) за помощь в построении варвохронологии; к.г.н. Р.Н. Курбанова (МГУ им. М.В. Ломоносова) за помощь в освоении люминесцентного датирования; к.и.н. В.В. Новикова (РГГУ) и С.А. Шевченко (ООО «НИПИИ ЭТ «Энерготранспроект»») за предоставление результатов лидарной съёмки.

Отдельная благодарность выражается коллективу отдела палеогеографии четвертичного периода за создание творческой атмосферы для профессионального роста. Кроме того, автор благодарит мужа и родителей за постоянную моральную поддержку.

# Глава 1. Озера в краевых зонах материковых оледенений: состояние изученности

## 1.1. Классификация и типология озер в зонах материковых оледенений

*«Прежде чем приступить к изучению истории озер, необходимо произвести их классификацию. Но с другой стороны, классифицировать озера невозможно, не зная их истории» (Д.Д. Квасов, 1986).*

Классификации озер многочисленны и различны. Озера можно классифицировать по признакам, относящимся непосредственно к воде и протекающим в ней процессам: по типам питания озера, по трофности, по гидрологическому режиму, проточности и пр. Такой подход к классификации близок лимнологам и гидрологам.

Другой подход, который в основном используют палеогеографы и геологи, – выделение классов по признакам озерной котловины, той отрицательной формы рельефа, которая вмещает в себя объем воды. Это классификации озер по морфологическим и морфометрическим признакам, а также по происхождению (генетические классификации). В большинстве своем это морфогенетические классификации, так как генезис часто определяет плановые формы и размеры озерных котловин, а также морфологию озерного ложа (Россолимо, 1964).

По мнению О.Ф. Якушко, среди азональных признаков классификаций озер «морфометрические параметры водоема» – важнейшие. Именно эти параметры (площадь, объем, глубина, коэффициент открытости) предопределяют основные отличия одного водоема от другого в пределах одной климатической зоны (Якушко, 1971).

Д.Д. Квасов (1986) предложил классификацию, основанную на истории озер (возрасте и происхождении), в которой выделил 5 классов и 24 типа озер:

I. Крупные бассейны, существующие в течение длительных периодов геологического времени.

- части древнего океана,
- озера рифтовых впадин
- созданные вертикальными движениями земной коры,
- возникшие благодаря вулканической деятельности
- возникшие в результате падения крупных метеоритов, комет и небольших астероидов

II. Озера связанные с покровным оледенением и с климатическими условиями ледниковой эпохи:

- Озера, созданные ледниковым выпахиванием
- Современные озера, представляющие собой остатки приледниковых озер
- Озера, подпертые плейстоценовыми «аллювиальными» плотинами

III. Современные озера, возникшие на рубеже плейстоцена и голоцена (12-8 тыс. л.н.) под влиянием быстрого и резкого изменения климата.

A. Озера области, которая покрывалась валдайским оледенением:

- Возникшие на месте довалдайских понижений рельефа
- Возникшие в котловинах моренных возвышенностей (после таяния мертвого льда)
- Возникшие в понижениях, по которым двигались отдельные лопасти ледникового щита

B. Озера области, которая не покрывалась валдайским оледенением, и в которой была распространена многолетняя мерзлота:

- Озера в котловинах, возникших в результате таяния многолетней мерзлоты
- Карстовые и карстово-суффозионные (есть и в области За, но там их немного)

B. озера области, в пределах которой в валдайское время не было многолетней мерзлоты

- Озера в понижениях, созданных эоловыми процессами
- Озера в котловинах, возникших в результате неравномерной аккумуляции делювия, пролювия
- Озера на месте соляных куполов

IV. озера возникшие в результате повышения уровня океана

- Озера-лагуны

- Озера, подпертые голоценовыми аллювиальными плотинами

V. озера, которые продолжают возникать в настоящее время

- Озера морских побережий, испытывающих изостатическое поднятие
- Озера речных долин и дельт (главным образом старицы)
- Озера, возникающие в результате таяния многолетней мерзлоты
- Вторичные озера в пределах болот
- Озера в долинах, перегороженных обвалами, оползнями или отложениями селевых потоков (в горах)
- Озера, котловины которых созданы ледниковым выпахиванием и накоплением ледниковых отложений в горах во время «малой ледниковой эпохи»

Классификация Квасова обобщает представления о разнообразии генетических типов озер в разных природных ландшафтах. Озера класса II и типа IIIA связаны с деятельностью последнего оледенения и его дегляциацией.

Такие озера более подробно рассмотрены в других классификациях. Например, в генетической классификации ледниковых озер равнин А.А. Асеева (Асеев, 1967, 1974).

Классификация Асеева построена на выделении основных ледниковых рельефообразующих факторов, среди которых: 1) эрозия ледниковых вод, 2) экзарация, 3) подпруживание льдом или мореной и 4) просадки при вытаивании мертвого льда (табл. 1.1.1). По мнению автора, комбинации из двух факторов обычно достаточно, чтобы объяснить основные морфологические особенности любого озера ледниковой зоны (Асеев, 1967).

Табл. 1.1.1. Генетические типы равнинных ледниковых озер (Асеев, 1974).

Рельефообразующий фактор		Тип озера
Эрозия ледниковых вод	Субаэральная	Озера ложбин стока (ложбинно-рытвинные, экзарационно-ложбинные)
	Подледниковая	Озера подледниковых рытвин (ложбинно-рытвинные, аккумулятивно-рытвинные, просадочно-рытвинные)
Экзарация	Крупных лопастей	Реликтовые озера лопастных бассейнов
	Языков	Языково-экзарационные озера (экзарационно-рытвинные, экзарационно-ложбинные)

	Отдельных струй	Озера экзарационных борозд
Подпруживание	Льдом	Наледниковые и приледниковые ископаемые озера
	Мореной	Озера ледниково-аккумулятивных котловин (аккумулятивно-рытвинные, аккумулятивно-просадочные)
Просадки при вытаивании мертвого льда		Просадочные озера котловин (аккумулятивно-просадочные, просадочно-рытвинные)

В областях четвертичных оледенений, в том числе на Восточно-Европейской равнине, обнаруживаются те же генетические типы озер, что и в зоне современного оледенения. В работе Л.Р. Серебрянного и И.Н. Чукленковой (1973) говорится: «Геоморфологические наблюдения близ краев современных ледников и ледниковых щитов позволяют выявить наличие многочисленных котловин, входящих в комплексы краевых образований. Преобладающее большинство этих котловин занято озерами, возникшими после вытаивания глыб льда; меньшее число их представляет собой наследие приледниковых водоемов и ложбин стока талых ледниковых вод» (Серебрянный, Чукленкова, 1973, с. 80).

Современным озерам посвящена классификация озер ледникового питания Г. Эшли, в которой озерно-ледниковые обстановки выделены в качестве главного признака классификации (Ashley, 2002):

1. Проксимальные озера (ледниково-контактные):

(a) Подледниковые и внутриледниковые;

(b) Надледниковые:

(1) Над активным льдом

(2) Просадочные над стагнирующим ледником

(3) Озерная сеть над стагнирующим ледником

(c) Приледниковые (подпрудные):

(1) Подпруженные льдом:

1. Реки-озера

2. Полупостоянные озера

(2) Подпруженные отложениями:

1. Реки-озера

## 2. Полупостоянные озера

### 2. Дистальные озера.

Оригинальная классификация Эшли на английском языке представлена в Приложении 1.

Водоемы, питаемые ледниками, классифицируются в зависимости от их положения относительно льда, источника воды и осадка, на озера, контактирующие со льдом (Ice contact lakes) или отдаленные от края ледника (Distal lakes). Ледниково-контактные озера могут быть подледниковыми, внутриледниковыми, надледниковыми либо приледниковыми (рис. 1.1.1.) Дистальные озера физически отделены ото льда, но питаются, в основном, талой ледниковой водой (Ashley, 2002).

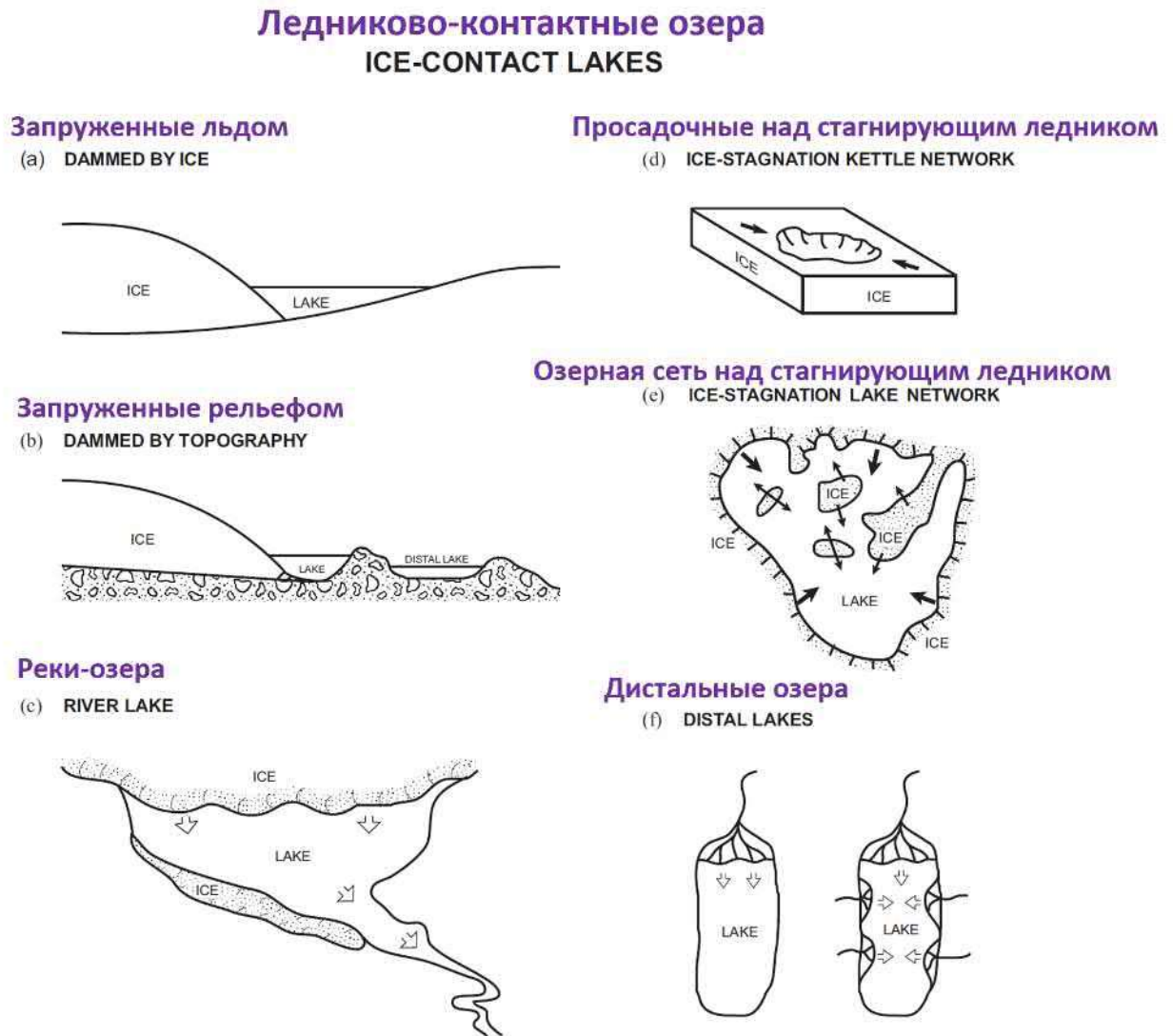


Рис. 1.1.1. Схемы различных типов озер с ледниковым питанием (Ashley, 2002).

Одна из обобщающих и широко используемых классификация озер – это классификация Г. Хатчинсона, дополненная А.С. Коэном (табл. 1.1.2, Cohen, 2003 по Hutchinson, 1957). Она содержит блок ледниковых и перигляциальных озер, включающий четыре типа озерных котловин:

- 1) Ледниковые котловины – контакт со льдом (Glacial lake basins–ice contact),
- 2) Ледниковые скальные котловины (Glacial rock basins),
- 3) Котловины, подпруженные ледниковыми отложениями (Glacial deposit dammed basins),
- 4) Перигляциальные бассейны (термокарстовые) (Periglacial basins (thermokarst)).

В основе выделения данных типов – положение озера относительно тела ледника и геологического субстрата (геоморфологический принцип, схож с принципом в основе классификации Эшли). Подтипы внутри названных выше четырех типов выделяются по геоморфологическим признакам и по процессам, которые вырабатывали озерные котловины (смешанный принцип классификации). Оригинальная классификация на английском языке представлена в Приложении 2.

Таблица 1.1.2. Палеолимнологически значимые процессы образования озер и свойства их осадочных архивов: ледниковые и перигляциальные озера (Cohen, 2003 по Hutchinson, 1975).

Механизм обособления котловины	Продолжительность существования <sup>a</sup>	Временное разрешение <sup>b</sup>	Непрерывность осадконакопления <sup>c</sup>	Пространственный масштаб <sup>d</sup>	Примечания
<i>1. Ледниковые котловины – контакт со льдом</i>					
Внутриледниковые	S?	L	L	V (зависит от площади ледника)	Стратиграфия малоизвестна
Подледниковый	Потенциально L	?	?	V (зависит от площади ледника)	Стратиграфия малоизвестна
Надледниковый	S	H	L	S	Возможен катастрофичес-

					кий прорыв и спуск воды
Приледниковый	S-I	H	V	V (например, плотины альпийских ледников), S to VL	Возможен катастрофический прорыв. Могут быть огромны
<b>2. Ледниковые скальные котловины</b>					
Каровые озера	S	H	L	S	
Озера в скальных долинах	S	H	L	S	
Глинтавые озера	S	H	L	S	
Фьордовые озера	S	H	L	S-M	
Пьемонтские (щитовые) озера	S-I	H	L (H в глубоких озерах)	Потенциально от L до VL	
<b>3. Котловины, подпруженные ледниковыми отложениями</b>					
Подпруженные моренной	S	H	L	S-M	
Ледниково-просадочные	S	H	L	S	
Подпрудные подледниковые ледяные туннели	S	L?	L	S	
<b>4. Перигляциальные бассейны (термокарстовые)</b>					
	S	L-H	L	S	

<sup>a</sup>Продолжительность существования определяемая как очень короткая (VS) присуща озерам, которые обычно существуют менее  $10^3$  лет, короткая (S) – менее  $10^4$  лет, промежуточная (I) — от  $10^4$  до  $10^5$  лет, длинная (L) — от  $10^5$  до  $10^7$  лет и очень длинная (VL) — более  $10^7$  лет.

<sup>b</sup>Потенциальное временное разрешение. Озера с низким (L) разрешением — это те, осадочные летописи которых обычно имеют разрешение десятилетий или столетий, тогда как системы с высоким (H) разрешением — это те, записи которых могут достигать годового разрешения.

<sup>c</sup>Непрерывность осадконакопления и стратиграфическая полнота данных, в значительной степени зависящие от глубины воды и вероятности высыхания.

<sup>d</sup>Пространственный масштаб и территориальная интеграция архива. Малые (S) водосборы определяются как водосборы площадью  $< 10^2$  км<sup>2</sup>; средние (M) водосборы имеют площадь  $10^2$ – $10^4$

км<sup>2</sup>, большие (L) водосборы – 10<sup>4</sup>–10<sup>5</sup> км<sup>2</sup>, а очень большие (VL) водосборы – > 10<sup>5</sup> км<sup>2</sup>. Некоторые классы озер значительно различаются по этому показателю (V).

Эта классификация универсальна для озер как горных, так и для равнинных областей, современного и древнего оледенения. Она имеет больше общего с классификациями Эшли и Асеева, чем с классификацией Квасова. Некоторые процессы образования озерных котловин в классификации Хатчинсона обобщены.

Исторический признак классификации важен в контексте изучения истории озер, но классификацию по времени и механизму возникновения для всего многообразия озер в глобальном масштабе составить сложно. Тем не менее, закономерности возникновения озер разного типа в разное время разработаны отечественными и зарубежными авторами на основе региональных данных.

Закономерности размещения различных типов озер в зависимости от протекавших на территории типов дегляциации последнего оледенения описаны М.А. Фаустовой (Фаустова, 1998). На примере территории Смоленской, Тверской и Псковской областей (части Чудского и Ладожского ледниковых потоков) показано, что тип озер, формировавшихся в краевой зоне оледенения, менялся в зависимости от фазы отступления ледника и соответственно ледникового рельефа. Ледниковые продвижения создавали рытвинные котловины, дегляциация – крупные приледниковые озера в гляциодепрессиях (доледниковых депрессиях рельефа, по которым шло движение языков); на заключительной фазе отступления ледника образовались озера внутрiledниковых гляциодепрессий, а в послеледниковые и на переходе к голоцену – четковидные озера в долинах рек (рис. 1.1.2).

Реликтовые (или остаточные) озера – водоемы, которые остались от более крупных морских и приледниковых водоемов, но со временем сильно уменьшились в размере. Такие озера расположены, как правило, на низких абсолютных высотах в районе распространения в прошлом крупных приледниковых бассейнов. Например, оз. Ильмень на Приильменской низине, Псковско-Чудское озеро, часть Карельского перешейка, Приладожье и Ладожское озеро и др. (Субетто, 2009). К такому же типу можно отнести более мелкие озера в пределах Тверской Новгородской и Псковской областей.

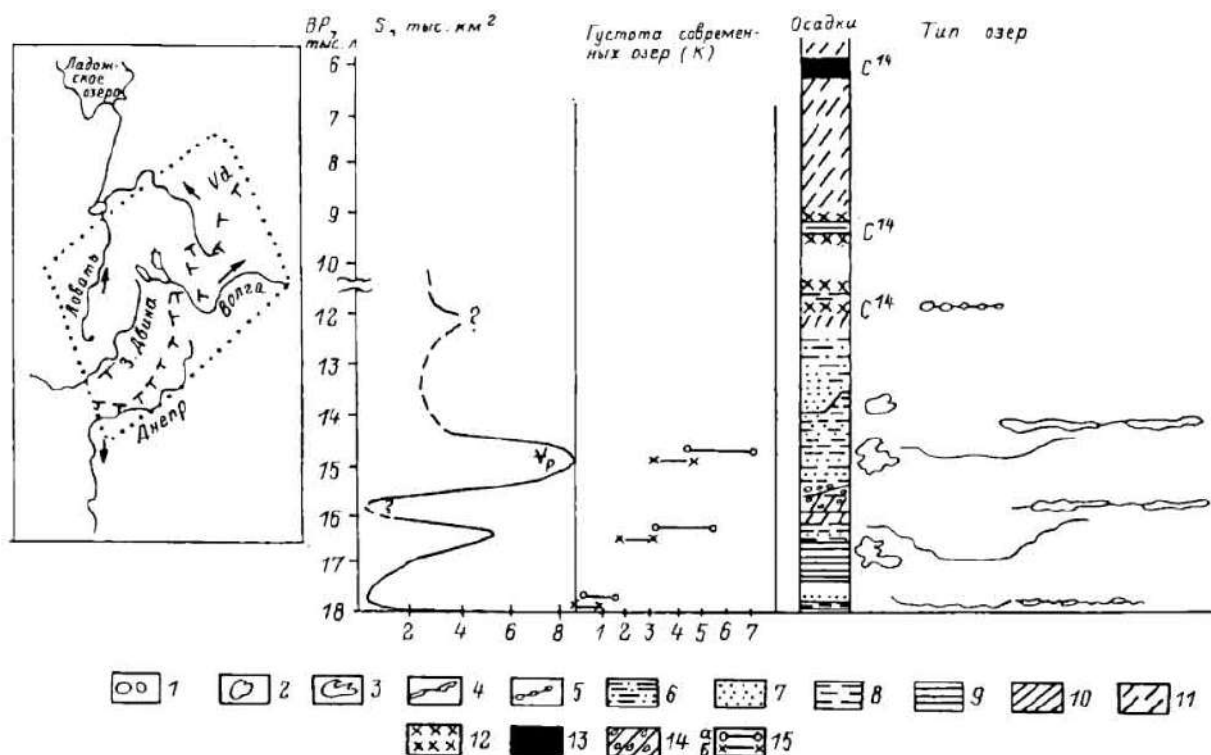


Рис. 1.1.2. Динамика озер на территории юго-восточного склона Скандинавского ледникового покрова (схема слева). 1 – гляциальные озера, 2 – озера внутриледниковых гляциодепрессий, 3 – крупные приледниковые озера в гляциодепрессиях, 4 – ложбинно-рытвинные озера, 4 – четковидные озера в долинах рек, 6 – алевриты, 7 – пески, 8 – гомогенные глины, 9 – ленточные глины, 10 – суглинки, 11 – суглинки, илы и глины с органикой, 12 – гиттии, 13 – торф, 14 – валунный суглинок (морена), 15 – густота современных озер (k): а – на водоразделах, б – в понижения (Фаустова, 1998).

Далее рассмотрим региональные генетические типизации и классификации ледниковых озер некоторых областей России и зарубежья. Эти классификации имеют элементы районирования и учитывают ледниковую историю региона. Примером может служить типизация озер ледникового происхождения в Смоленской области (Кремень, 1972, 1977). Более половины всех озер (57%) сконцентрированы на северо-западе области, в границах последнего оледенения (около 15% территории области) и объединены в Смоленское Поозерье. Генетическая типизация включает пять типов:

1. Подпрудные озера образованы севернее краевых морен или в понижениях между градами (оз. Чистик) в пределах конечно-моренного, холмисто-моренного и зандрового равнинного рельефа (озера Витрино, Диво и др.).

2. Ложбинные (ринновые) котловины возникли под действием эрозионной деятельности ледника и его вод. Приурочены к внешнему краю конечно-моренного комплекса. Форма, вытянутая по направлению С-Ю СЗ-ЮВ (озера Каспля, Большой Рутавечь, Щучье, Велисто, Сошно, Гатчинское и др.).
3. Термокарстовые котловины образованы на месте вытаявших глыб погребенного и мертвого льда, форма разнообразна, но чаще округлая (оз. Глыбай, М.Рутавеч, Ставок и др.).
4. Сложные котловины образованы при участии процессов экзарации, эрозии и термокарста в условиях своеобразной инверсии рельефа ледниковой поверхности. Озера сложной формы и строения (Баклановское, Сапшо и др.)
5. Остаточные котловины являются реликтами приледниковых водоемов. Им свойственны низкие заболоченные берега, слабая изрезанность береговой линии и малая глубина (озера Вервижское, Гавриловское и др.).

По схожему принципу выделяются генетические типы озер ледникового происхождения в соседней Тверской области (География Тверской..., 1992; рис. 1.1.3.). Они включают:

1. Ложбинные или рытвинные (озера Волго, Стерж, Пно, Молодино и др.) – вытянутые и ориентированные по движению ледника, глубокие и проточные.
2. Эвразионные (озера Долосец, Бросно, Долгое и др.), образовавшиеся в результате эродирующей деятельности талых ледниковых вод в полосе краевых образования как «ямы».
3. Подпрудные (озера Шейно, Бологое, Сереммо и др.) – образованы в понижениях между моренными возвышениями вследствие перегораживания льдом или отложениями. Сейчас эти озера имеют сложную форму и среднюю глубину.
4. Термокарстовые (терминологически правильнее гляциокарстовые) на месте просядок погребенного льда – небольшие озера, которые в основном уже заболочены.
5. Остаточные – Великое, Светлое Стародовня, Верестово – реликты обширных приледниковых водоемов.

6. Сложного происхождения – озера Селигер, Удомля, Пирос, Шлино, Щучье, Охват.

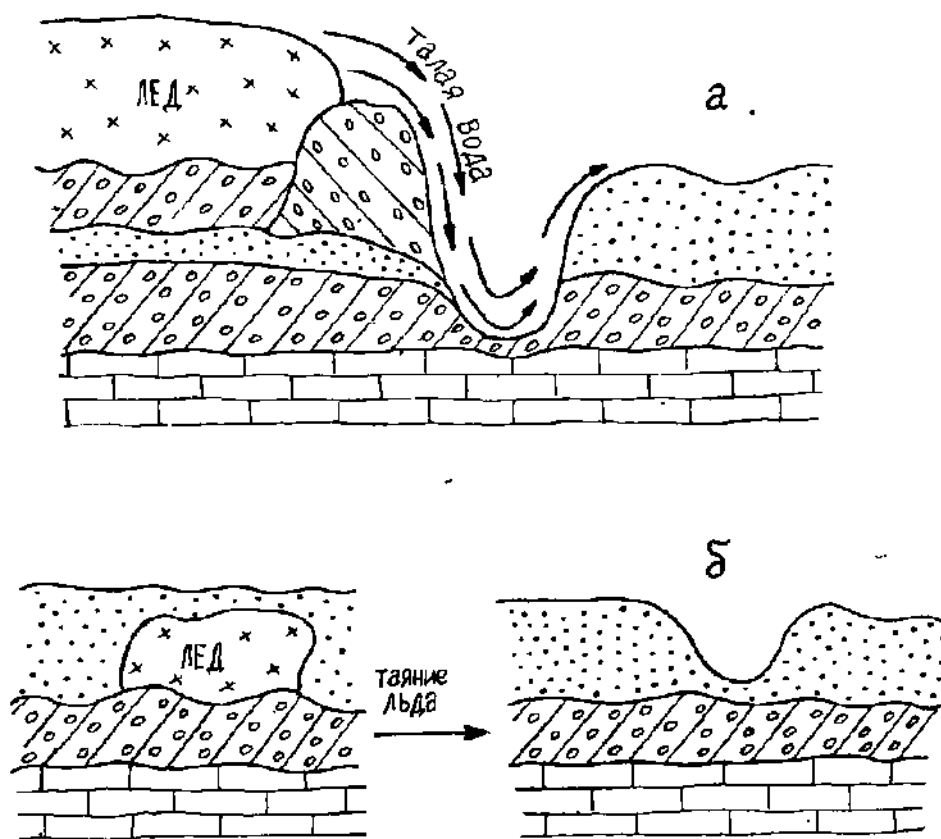


Рис. 1.1.3. Механизм образования некоторых типов озерных котловин: а – эвразийских озер, б – гляциокарстовых озер (География Тверской..., 1992).

На типизации озёр Тверской и Смоленской областей похожа типизация озер Белорусского Поозерья, в которой выделяются котловины пяти типов, в разной степени связанных с деятельностью последнего (поздневалдайского, поозерского) оледенения: 1) ложбинные (ринновые, гляцигенные рытвины), 2) подпрудные, 3) термокарстовые, 4) эвразийские и 5) остаточные (Якушко, 1981; Якушко, 2006).

Как можно заметить, региональные классификации озер отражают специфику региональной истории развития рельефа конца позднего плейстоцена. Кроме того, в региональных классификациях территории бывшего СССР прослеживается принцип ледниковых рельефообразующих факторов как в классификации Асеева.

В качестве примера зарубежных классификаций приведем классификацию озер Эстонии и типизацию озер Польши.

Классификация ледниковых озер Польши включает семь групп (Choiński, Ptak, 2020). Некоторые перечисленные типы проиллюстрированы на рис. 1.1.4.:

1. Долинные озера (Channel Lakes) – самый характерный тип для территории последнего оледенения. В Польше и в поозерьях Прибалтики котловины этих озер вытянуты и перпендикулярны конечным моренам; имеют значительные глубины, неровное дно, крутые склоны, часто представляют цепи из нескольких озер.
2. Озера в донной морене (Ground Moraine Lakes) – озера с большой площадью и сложной формой, с заливами и островами. Образованы из-за вытаивания глыб погребенного льда разного размера.
3. Озера в конечной морене (Terminal Moraine Lakes) – вытянутые вдоль конечно-моренных гряд (с внутренней стороны от них), образованы после таяния мертвого льда краевой зоны.
4. Гляциопросадочные озера (Kettle Lakes) – небольшие по площади водоемы, крутосклонные, округлой формы, часто бессточные. Их образование может быть связано с вытаиванием мощных глыб мертвого льда или высверливающим потоком талых ледниковых вод (эвразийский механизм).
5. Озера-пруды (Waterholes) – замкнутые неглубокие понижения в рельефе, заполненные водой, периодически осушаемые. Встречаются в зоне холмисто-западинного рельефа.
6. Зандровые озера (Sandur Lakes) – озера в пределах зандровых равнин. Котловины этих озер небольшие и вытянутые, часто приурочены к ложбинам или руслам.
7. Озовые и друмлиновые озера (Esker and Drumlin Lakes) – котловины в продольных понижениях между озами и друмлинами.

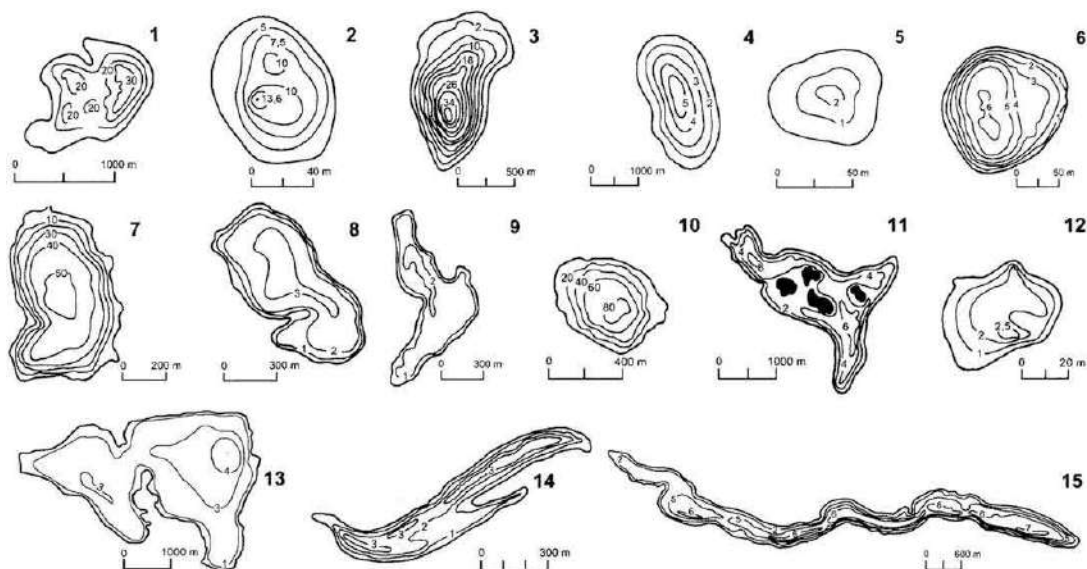


Рис. 1.1.4. Батиметрические планы некоторых озерных котловин разного генезиса на территории Польши (Choiński, Ptak, 2020): 1 – эворазионное озеро (Gostynińskie), 5 – озеро-водопад, 6 – реликтовое термокарстовое озеро (Pietronajć), 8 – зандровое озеро (Pniewo), 9 – озеро в конечной морене (Kruchowskie), 11 – озеро в донной морене (Wytyńskie), 15 – долинное озеро (Strykowski).

Некоторые типы озер, сформированных при участии мертвого льда, приурочены к разным областям ледниковой аккумуляции, и как следствие, обладают различными морфологическими параметрами.

Группа гляциальных озер (и палеоозер) Эстонии содержит пять подгрупп: 1) приледниковые палеоозера, 2) озера долин, запруженных ледниковыми отложениями, 3) гляциокарстовые котловины, 4) аккумулятивные котловины и 5) аккумулятивно-экзарационные котловины (озера друмлильных полей) (табл. 1.1.3).

Табл. 1.1.3. Генетическая классификация озёрных бассейнов Эстонии. Ледниковая генетическая группа (Saarse, 1990).

Ледниковая генетическая подгруппа	Генетический тип озерной котловины
1. Ледниково-подпрудные и приледниковые (Ice-barrier and near-ice)	1. Озера с ледяными берегами (Ice-walled lakes) 2. Приледниковые (ледниково-окраинные) озера (Proglacial (ice-marginal) lakes) 3. Приледниковые озера в котловинах стагнирующего льда (Near-ice lakes in hollows in

	stagnant ice terrain)
2. Запруженные ледниковыми отложениями (Dammed by glacial deposits)	Озера запруженных долин (Dammed valley lakes)
3. Гляциокарстовые (Glaciokarst)	1. Озера в долинах гляциопросадок (Kettle hole valley lakes) 2. Озера камовых полей (Kame field lakes) 3. Озовые озера (Esker lakes) 4. Озера в гляциопросадках среди морен (Kettle hole moraine lakes)
4. Аккумулятивные (Accumulation)	1. Ледниково-аккумулятивные озера (Glacial accumulative lakes) 2. Остаточно-аккумулятивные озера (Residual accumulative lakes)
5. Экзарационно-аккумулятивные (Exaration-accumulation)	Озера друмлинных полей (Drumlin field lakes)

В приведенных выше классификациях и типологиях выделены озера в зависимости от конкретного механизма образования (аккумулятивные, экзарационные, запрудные, просадочные и пр.), по приуроченности к определенным типам ледникового либо водно-ледникового рельефа (озера в конечной морене, зандровые озера, в скальных котловинах). Озёра в современных приледниковых обстановках принято классифицировать по близости к леднику (дистальные, проксимальные). Однако, важно учитывать не только происхождение озера, но и актуальное геоморфологическое положение, поскольку именно оно определяет ландшафтные характеристики водосбора, положение в гидрографической системе и развитие эрозионно-аккумулятивных процессов. Именно эти факторы являются ключевыми в истории озера на протяжении позднеледниковья и голоцена.

Интегральной характеристикой геоморфологического положения озерной котловины, отражающей степень связи с гидрологическими процессами, может быть положение в долине (проточное, с быстрым водообменом) и на междуречье (слабо проточное, бессточное). В случае проточного озера, на процессы осадконакопления и изменения лимнологических параметров (в т.ч. уровня) будут влиять перестройки речной сети, направление эрозионно-аккумулятивных процессов, изменения стока воды и наносов.

Озера одинакового генезиса в долине и на междуречье могут иметь разную историю. Например, озера гляциокарстового происхождения в долине реки Вда (северная Польша) существовали относительно недолго и вследствие активных гидрологических и климатических перестроек, заполнились аллювиальными отложениями и торфом (Błaszkiwicz et al., 2015). В то же время, гляциопросадочные озера Пирос и Зван на севере валдайской возвышенности – глубокие, проточные, но не связанные с геоморфологически выраженными речными долинами – существуют до сих пор (Fedorov et al., 2026).

Термин «долинные озёра» в рассмотренных классификациях встречен лишь в классификации озер Польши (Choiński, Ptak, 2020), где под долинными озерами понимаются вытянуты и перпендикулярны конечным моренам котловины со значительной глубиной, неровным дном, крутыми склонами. Однако связь с речными долинами в этом определении не подразумевается. Термин «долинные озёра» часто ассоциируется с любыми озёрами внутри речных долин, как ледникового, так и флювиального происхождения (старицами). Для классификации озер горных территорий этот термин используется чаще (например, Русанов, 2004). Кроме того, термин «долинные» озера был использован А.С. Лавровым для обозначения палеоозёр в бассейнах Печоры и Мезени, существовавших в верхнем плейстоцене и реконструируемых по геологическому строению террас (Лавров, 1968).

В данной работе термин «долинные озёра» используется для обозначения озер в зонах бывших материковых оледенений, занимающих современные или выраженные в рельефе древние речные долины.

## **1.2. Изменения уровней озер и их причины**

Разномасштабные изменения уровней озер могут быть вызваны глобальными/региональными климатическими факторами (климат – водный баланс – уровень) и локальными факторами (чаще всего геоморфологическими, антропогенными, ландшафтными). Глобальный, региональный и локальный факторы имеют разное проявление в характере осадконакопления. Климатические изменения обычно длительны и синхронны во всех объектах на региональном уровне, локальные – кратковременны и индивидуальны (Саарсе, 1992). Известны

механизмы, когда на изменение уровня воды в озере влияли такие локальные факторы, как изменение почвенно-растительного покрова водосбора, подземного стока, запруживание истока различными геоморфологическими процессами, запруживание плотинами бобров (Kaiser et al., 2012). Кроме того, изменения уровня и глубины озера могут происходить и вследствие его саморазвития, т.е. эволюции лимносистемы. Она проявляется в превращении внутренней продуктивности в вещество (Драбкова, 1986).

В гумидных зонах озера характеризуются ускоренным водообменном, поскольку являются проточными (сточными), или гидрографически открытыми. В их водном режиме большую роль играют реки, речной сток и эрозионно-аккумулятивные процессы на водосборе. Проточные озера претерпевают относительно небольшие изменения уровня, поскольку увеличение притока в озеро компенсируется увеличением оттока (Cohen, 2003). Кроме того, по сравнению с бессточными озерами, проточные обычно интенсивнее заполняются наносами и мелеют, а также быстрее дренируются, при условии, что вытекающие из них водотоки углубляют свои русла (Квасов, 1986).

Считается, что основные изменения уровня воды в проточных бассейнах определяются динамикой порога стока, что отличает их от бессточных озер, чувствительных в первую очередь к изменениям климата (Саарсе, 1992; Sack, 2001). Поэтому, важным для реконструкции уровня озер является исследование динамики порога стока. Она может включать: 1) врезание вытекающей реки, 2) изменение высоты порога из-за накопления отложений (различные механизмы) или тектоники, и 3) перенаправление стока с формированием нового порога. Перенаправление стока в свою очередь может быть вызвано закупоркой старого порога, открытием нового порога или изостатическим перекосом между ними (Sack, 2001). Для проточных озер изменчивость порога стока считается ключевым фактором развития. Но если изменения уровней проходят синхронно в нескольких озерах региона, то причина таких изменений, вероятнее всего, – климатическая (Harrison, Digerfeldt, 1993; Harrison et al., 1996).

Обычно повышение стока рек (водности, флювиальной активности) ведет к врезанию водотоков и обмелению озер. Снижение уровня озера отражаются в осадконакоплении: хиатусы, смена микрофоссилий, распространение крупного

минерагенного и органогенного материала и изменения в общей стратиграфии (Digerfieldt, 1986; Dearing, Froster, 1968). Снижение врезания рек, например, из-за повышения уровня принимающего бассейна или вследствие подпруживания, наоборот, приводит к повышению порога стока из озера, росту уровня и непрерывной аккумуляции в котловине.

На территории последнего оледенения большая часть озер является проточными, озера часто образуют природные каскады озер в пределах речной системы. Например, на территории Тверской области почти 97% озер – проточные или сточные (Дорофеев и др., 1992). Значительная часть озер Белорусского Поозерья проточные и связанные в «группы» природных каскадов водоемов например: Браславская, Нарочская, Ушачская и др. (Якушко, 1971; Якушко, 1981).

Согласно реконструкциям позднеледниковой и голоценовой флювиальной активности рек центра Восточно-Европейской равнины (Сидорчук и др., 2008, 2021; Panin, Matlakhova, 2015; Украинцев и др., 2024; Gelfan et al., 2024), конец пленигляциала и позднеледниковье (~18-13 тыс. л.н.) ознаменовались экстремально высоким речным стоком. В раннем голоцене сток относительно понизился, а в среднем голоцене был самым низким за весь период после максимума последнего оледенения. При этом во многих проточных озерах центра Восточно-Европейской равнины, таких как Селигер (Константинов и др., 2021) и Неро (Константинов и др., 2023) – рис. 1.2.1., наблюдались эпизоды подъема уровня озер в голоцене вследствие подпруживания аллювиальными отложениями.

Озера Селигер и Неро – это большие проточные водоемы зон валдайского и московского оледенений. Исследование строения и возраста отложений на участках долин рек Селижаровка и Векса, (путей стока из озер Селигер и Неро соответственно) выявило, что высота порога стока контролируется аллювиальной аккумуляцией (или эрозией) в руслах крупных боковых притоков - реки Крапивенка и Устье-Которосль (Константинов и др., 2024).

Трансгрессия в оз. Селигер происходила на протяжении всего позднеледниковья и голоцена без видимых признаков перерывов и регрессий.

В оз. Неро глубокая регрессия и сокращение площади водоема фиксируется в промежутке 14,7-10 тыс. кал. л.н. Последовавшая трансгрессивная фаза наступила в раннем голоцене – с 9,0 до 6,5 тыс. кал. л.н. уровень был сопоставим с

современным. В интервале 6,5-2,4 тыс. кал. л.н. установлены слабые регрессивные фазы в динамике среднего многолетнего уровня. Уровень озера был ниже современного примерно на 1-3 м. Начиная с 2,4 тыс. кал. л.н. уровень озера Неро медленно повышался, достигнув современных отметок примерно 300-500 л.н.

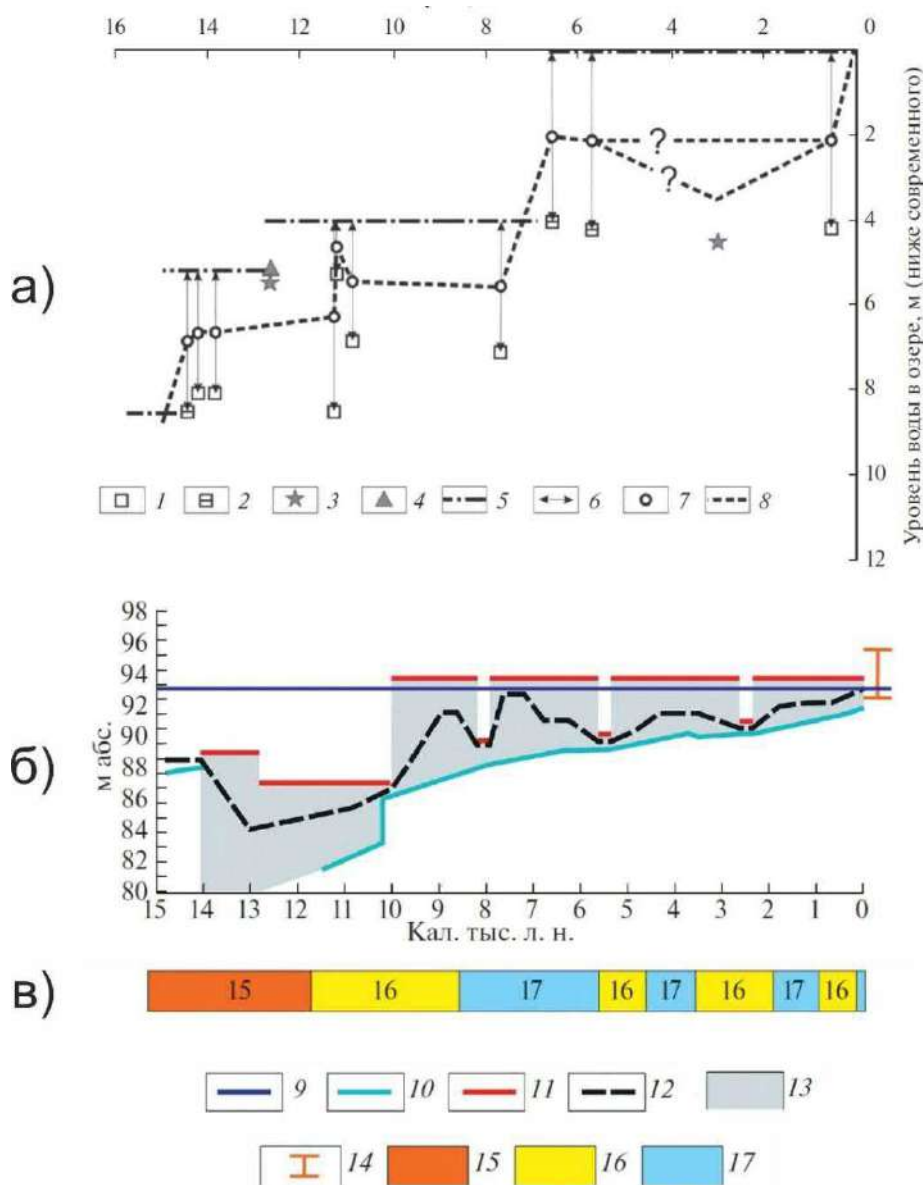


Рис. 1.2.1. Кривая уровней воды на основе совмещения результатов фациального анализа и радиоуглеродного датирования отложений: а) оз. Селигер (Константинов и др., 2021): 1 – озерный ил, 2 – подошва озерных илов, 3 – речной песок, 4 – торф, 5 – максимальный вероятный средний уровень воды, 6 – интервал неопределенности, 7 – средняя точка интервала неопределенности, 8 – кривая изменения среднего многолетнего уровня воды; б) оз. Неро (Константинов и др., 2023): 9 – средний многолетний уровень по данным на середину XX века; 10 – минимальный вероятный средний многолетний уровень; 11 – максимальный вероятный средний многолетний уровень; 12 – авторская оценка изменения среднего многолетнего уровня; 13 – вероятная область колебания среднего многолетнего уровня; 14 – зафиксированная амплитуда колебаний уровня за 1930–1980 гг.

*в) изменение флювиальной активности в центре Восточно-Европейской равнины (Rapin, Matlakhova, 2015): 15 – эпоха экстремально высокого речного стока; 16 – высокая флювиальная активность; 17 – низкая флювиальная активность.*

В границах валдайского оледенения известна реконструкция уровня озера Валдай (Арсланов и др., 1992; Davydova et al., 2001). Будучи высоким (на уровне современного или выше) в позднеледниковье, уровень озера значительно понизился в бореале, а амплитуда опускания составила минимум 10 м относительно современного уровня. По мнению авторов, это связано с установлением более сухого климата и перестройкой системы стока. В атлантическое время, вследствие увеличения осадков, уровень озера вновь поднялся, оставаясь относительно стабильным в субатлантический и суббореальный периоды голоцена (с колебаниями амплитудой 4-5 м) (Арсланов и др., 1992; Davydova et al., 2001). Авторами отмечается обводнение малых котловин, окружавших озеро Валдай, в которых озерные илы залегают поверх флювиогляциальных песков (Арсланов и др., 1992).

Похожие тенденции в общих чертах были описаны ранее Л.А. Саарсе на основе обобщения результатов биостратиграфических и литологических методов. Комплексные данные по 42 озерам Восточно-Европейской равнины (от северной тайги до лесостепи) собраны для создания единой реконструкции водного баланса и уровней водоемов. Для данной выборки климатический фактор изменения уровней оказался основным (Саарсе, 1992).

«Озера подзоны Южной тайги и северной части смешанных лесов (60-65° с.ш.) характеризуются трансгрессивным уровнем в первой половине пребореала (10-9,5 тыс. л.н.), бореала-атлантика (8,5-6 тыс. л.н.), и в конце суббореала (1000-до нашего времени). Регрессия озер была во второй половине позднего дриаса (10,5-10 тыс. л.н.), бореале (8,5-8) и по всему суббореалу (5,5-2,5 тыс. л.н.). На фоне повышения воды в субатлантическом периоде прослеживаются определенные периоды, когда уровень озер несколько понизился (2-1 тыс. л.н.). Ход изменения уровня воды озер, располагавшихся в южной части зоны смешанных лесов, в общем, близок к ходу изменения уровня воды озер северной части данной зоны. Эти озера регрессировали в позднем дриасе и первой половине голоцена (11-9,5 тыс. л.н.). После этого уровень воды в озерах начал постепенно подниматься и

достиг своего максимума уже в начале атлантического периода (8-7,5 тыс. л.н.) в период 7,5-5 тыс. л.н. уровень воды в озерах имел тенденцию к снижению, будучи весьма низким 5-3 тыс. л.н. За последние 1 тыс. лет в озерах данного региона он повысился.» (Саарсе, 1992).<sup>1</sup>

Для некоторых озер южной Швеции (Harrison, Digerfeldt 1993; Digerfeldt et al., 2013) и северо-Восточной Германии (Kaiser et al., 2012; Theuerkauf et al., 2022) установлены похожие тенденции изменения уровней. Глубокая регрессия на границе поздний дриас-голоцен, и на протяжении раннего голоцена (до 10-9 тыс. л.н.), подъем уровня (или трансгрессия) в середине голоцена, стабилизация с разномасштабными флуктуациями и, в целом, трендом на повышение уровней в позднем голоцене (рис. 1.2.2.).

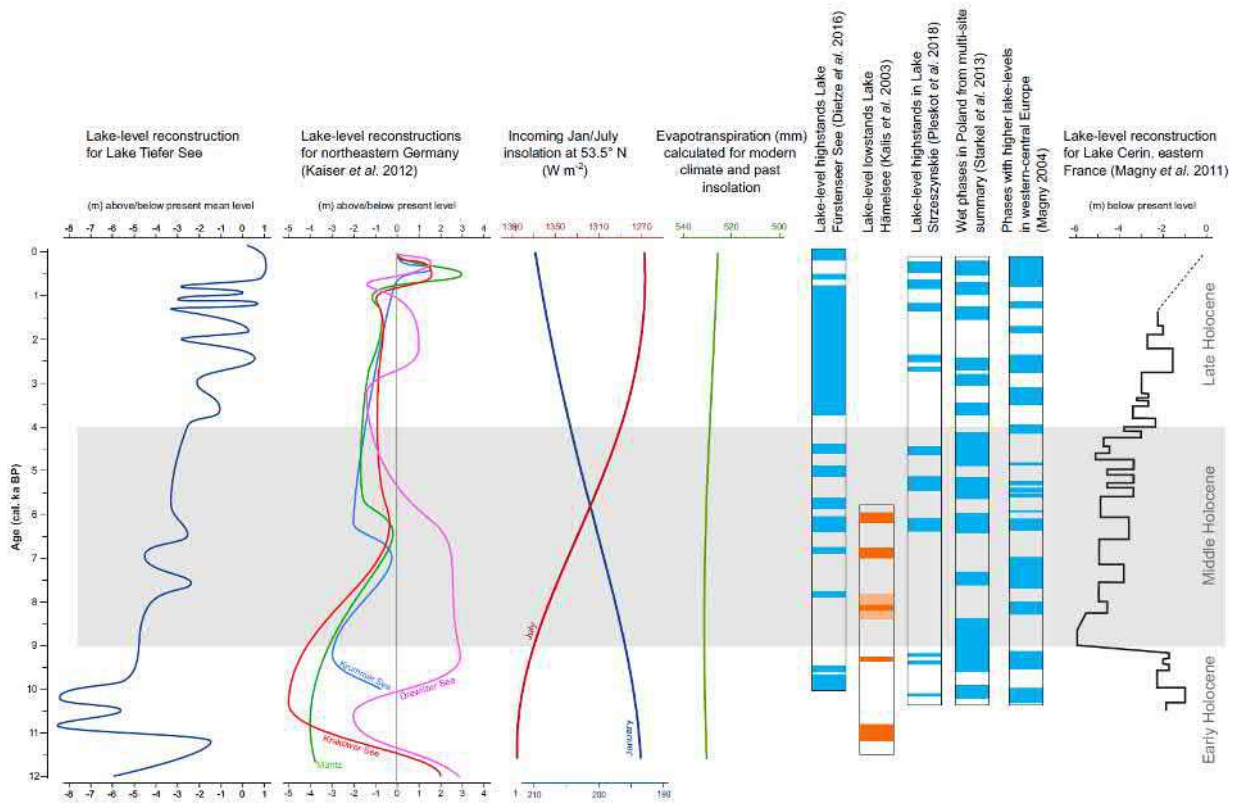


Рис.1.2.2. Сопоставление реконструкций уровней озер из северо-западной Германии с другими исследованиями озер Европы (Theuerkauf et al., 2022).

В пленигляциале и в позднеледниковье все озера в пределах Северо-Германской низменности имели заметно более высокие уровни, чем в настоящее время. Первоначально это было вызвано процессами дегляциации, происходящими

<sup>1</sup> Здесь Л.А. Саарсе оперирует, скорее всего, некалиброванным радиоуглеродным возрастом.

на более высоких уровнях рельефа, а позднее – рядом геоморфологических процессов, характерных для перехода от плейстоцена к голоцену, таких как таяние мертвого льда и вечной мерзлоты, а также поэтапное развитие речного стока. После заметного понижения в раннем голоцене, уровень воды в некоторых озерах оставался ниже современных значений до позднего голоцена, сопровождаясь колебаниями. В других озерах было некоторое повышение уровня воды по сравнению с современным. Однако общим для всех озер являются резкие и значительные колебания уровня воды, сначала положительные, а затем отрицательные, которые произошли в позднем голоцене, примерно после 1250 г. н.э. (Kaiser et al., 2012).

Например, изменения уровня оз. Тифер Зи (Lake Tiefer See) авторы связывают не только с климатическими изменениями, но и с важным недооцененным фактором – изменением почвенно-растительного покрова и, как следствие, стока грунтовых вод. Получены выводы, что при общей амплитуде колебаний в 10 м максимальные колебания были характерны для раннего и позднего голоцена (рис.1.2.2). Наиболее глубокая регрессия наблюдалась в начале голоцена, затем, в интервале 10-4 тыс. кал. л.н., последовал относительно постепенный подъем уровня. В период 4-0 тыс. кал. л.н., наблюдались колебания уровня, вызванные климатическими флуктуациями и антропогенным преобразованием водосбора (Theuerkauf et al., 2022).

Общие климатически обусловленные изменения уровня в нескольких озерах на юге Швеции реконструированы в работе (Harrison, Digerfeldt, 1993) по данным лито- и биостратиграфических методов (анализ пыльцы и марокостатков водной растительности). Исследования иллюстрируют в целом синхронные изменения уровня в течение голоцена, хотя детали различаются между участками (рис. 1.2.3). В позднеледниковье уровни озер были в целом высокими, но упали в начале голоцена (приблизительно 10-9,5 лет до н.э.). Низкие уровни озер наблюдались в раннем голоцене, с наиболее сильным падением около 9 тыс. л.н., и дальнейшим повышением уровня между 9 и 7 тыс. л.н. Уровни были высокими до 6,5 тыс. л.н., затем снова начали снижаться. Большинство озер находились на минимальных уровнях между 4500 и 3500 лет до н.э. Общий подъем уровней озер после 3500 лет

до н.э. был прерван кратким интервалом более низких уровней озер с максимумом около 1500 лет до н.э.

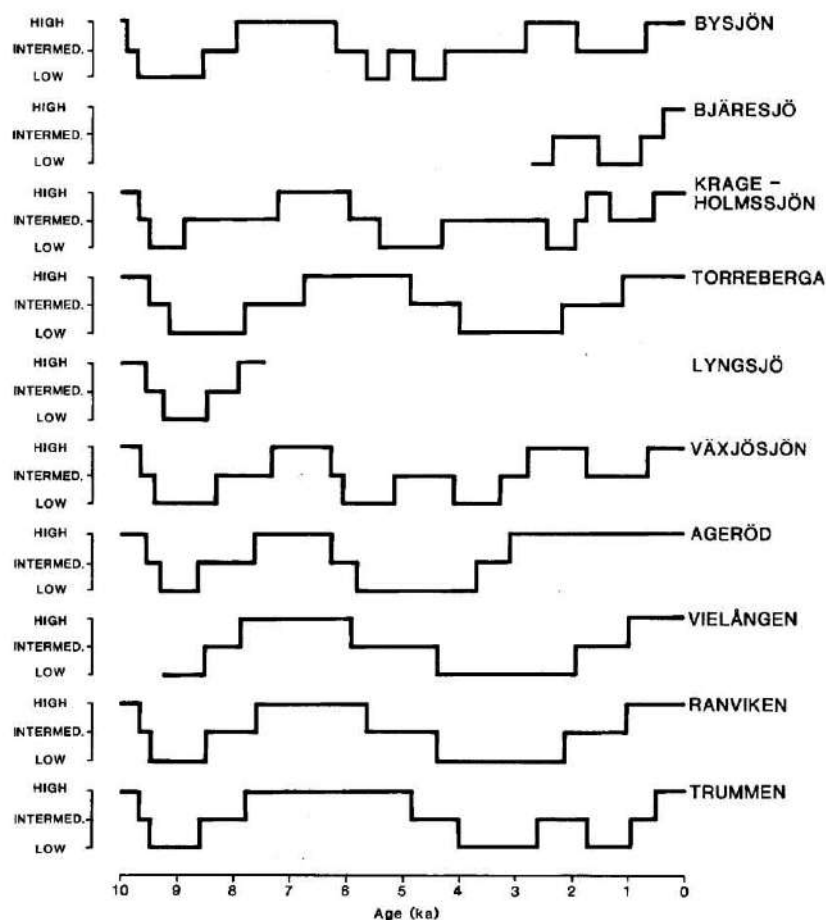


Рис. 1.2.3. Относительный уровень озер южной Швеции (низкий, средний и высокий), от 10 000  $^{14}\text{C}$  л.н. до настоящего времени (Harrison, Digerfeldt, 1993).

Похожие тренды, в особенности низкие уровни в раннем голоцене и повышение уровней в среднем голоцене, реконструированы для озера Северо-Польской низменности (Wojciechowski, 1999) и Эстонии (Punning et al., 2003). Изменения уровней связываются с климатом, сменой растительного покрова и изменениям водного баланса.

Измерения уровней озер Белорусского Поозерья реконструированы по геоморфологическим данным. Выявлены два уровня террас берегам озер (Нароч и др.): низкая терраса (до 2 м) – аккумулятивная, сложены супесчано-песчаными и иловатыми отложениями бывшей литорали (иногда встречаются озерный мергель или болотная руда). Предполагается, что она возникла в связи с понижением уровня озёр в позднем голоцене. Высокая терраса (от 4-5 до 10-12 м) – это, обычно,

поверхность врезания, т.е. цокольная или эрозионно-аккумулятивная терраса, уступ которой сформирован процессами образования озерной котловины в раннем голоцене (например, таянием заполнявшего мертвого льда) (Якушко, 1981; Vlasov, 2004; Novik et al., 2010). Авторы считают основной причиной изменения уровней – гидроклиматические изменения (которые ведут за собой не только изменение испаряемости и осадков, но и залесение водосбора и изменения грунтового стока). В современный (субатлантический период голоцена) обнаруживаются признаки трансгрессии – затопленные устья рек, заболоченные поймы и затопленные торфяники, высокие береговые валы. В озерах Нарочь, Снуды, Струсто к таким признакам относятся ее абразионные береговые процессы и затопленные древние каменистые валы (Якушко, 1981).

Перечисленные реконструкции во многом согласуются друг с другом, несмотря на различие объектов и методов. Однако, новые данные развивают и уточняют старые представления о динамике уровней, особенно для проточных озёр. Для них подтверждается, что изменения высоты порога стока оказываются значимее, остальных (Константинов и др., 2024). Несоответствия проявляются между реконструкциями биостратиграфическими методами по глубоким колонкам донных отложения и реконструкциями литостратиграфическими методами по множеству колонок на разных глубинах озерного дна. Например, закономерности изменения уровня озера Неро, выявленные биостратиграфическими методами (Гунова, 1975; Тарасов и др., 1997), были пересмотрены на основе новых комплексных данных (Wohlfarth et al., 2006; Константинов и др., 2023).

Таким образом реконструкции уровней проточных озёр должны учитывать литолого-геоморфологическое строение всей котловины и историю изменения высоты порогов стока. В особенности для проточных озер, связанных с крупными речными долинами, ключевым оказывается связь с флювиальной активности рек.

### **1.3. Отложения озер ледниковой зоны как архивы палеогеографической информации**

«... Накопление составляет основную черту озера как географического объекта, а свойства накоплений являются как бы конечным выражением характера озерных процессов в определенных условиях географической среды...» - писал

Л.Л. Россолимо (Россолимо, 1964, с. 19). Не только особенности лимнологических процессов, но и широкий спектр вопросов истории природной среды, посвященных климатической, тектонической и биотической эволюции земной поверхности, может быть изучен через озерные отложения (Cohen, 2003).

Озерные отложения хранят информацию о различных лимнологических параметрах за всю историю существования озера. Среди них: глубина, продуктивность, трофность, рН, степень проточности, стратификация и др. А кроме собственно водных характеристик в архивах озерных отложений запечатлены климат и состав региональной и локальной растительности (Cohen, 2003; Субетто, 2009; Lowe, Walker, 2014).

Озерные осадки всегда изучаются комплексом методов, в который входят геологические и геоморфологические, в т.ч. геофизические, методы датирования отложений, биостратиграфические (палеонтологические), литолого-геохимические, палеомагнитные и изотопные методы (Квасов, 1986). Комплексный подход позволяет наиболее полно охарактеризовать литостратиграфию и различные свойства осадков (текстуры, физический, химический, изотопный, и биосостав). Каждый индикатор указывает на протекавшие в свое время лимнологические процессы либо ландшафтно-климатические условия на водосборе (Cohen, 2003; Lowe, Walker, 2014).

Многие озера северо-запада Восточно-Европейской равнины накапливают отложения с момента отступления ледника. Их осадочная летопись часто содержит как озерно-ледниковые, так и озерные осадки, а поэтому по ней возможна реконструкция условий дегляциации и позднеледниково-голоценового климата, растительности и других ландшафтных компонентов (Субетто и др., 2017а). При этом, чем ближе озеро расположено к периферии зоны последнего оледенения, тем оно, как правило, старше и тем более длительную осадочную летопись оно содержит (Субетто, 2009).

По результатам многих исследований начало осадконакопления в большинстве озер ледниковой зоны пришлось на позднеледниковье (Квасов, 1986; Субетто, 2009; Kaiser et al., 2012). Это связано не только с временем полного отступления ледника, но и с полным вытаяванием погребенного льда. Поэтому возникновение озер гляциопросадочного типа и начало озерного

осадконакопления, обычно, происходят через несколько тысячелетий после дегляциации территории.

Например, озера Макленбургского и Бранденбургского поозерий, образованные в результате таяния мертвого льда, пломбирующего различные понижения бывшего ледникового ложа, появились в период с пенигляциала до раннего голоцена (пребореала). Около 90 % изученных озер образовались позднеледниковье, с максимумом (38 %) в теплом интерстадиале – аллерёде (Kaiser et al., 2012). Осадконакопление в гляциопросадочных озерах Эстонии началось в аллерёде, и, будучи первоначально минерагенным, в пребореале оно изменилось на органогенное либо карбонатное (Saarse, 1990). При этом озера данного генезиса в пределах камовых полей продолжали образовываться вплоть до раннего голоцена. В структуре донных осадков таких озер отсутствуют озерно-ледниковые отложения и озерные минерагенные илы, а озерные осадки подстилаются так называемым «базальным торфом» - отложениями, перекрывавшими мёртвый лёд и оказавшимися на дне котловины после его вытаявания (Saarse, 1990; Kaiser et al., 2012; Stivrins et al., 2017).

Модели седиментогенеза для северо-запада Восточно-Европейской равнины предложены Д.А. Субетто (Субетто, 2009). Климатически обусловлены два типа седиментогенеза – минерагенный, и органогенный. Временная граница смены типов осадконакопления – 9<sup>14</sup>С тыс. л.н.<sup>2</sup>, обусловленная сменой на рубеже плейстоцена и голоцена сухого арктического климата на умеренно-теплый и влажный. При этом тип минерагенного осадконакопления различен для озер-реликтов и озер водораздельных возвышенностей (рис. 1.3.1.), что связано с их происхождением и историей развития.

Накопление органической (органогенной) и известковой гиттии, а также торфа, в целом, характерно для голоцена. Это обусловлено главным образом сокращением поступления обломочного материала вследствие распространения густого растительного покрова и снижения активности геоморфологических процессов. Параллельно с этим увеличивалась биопродукция озер (Kaiser et al., 2012). В озерах на протяжении голоцена образовались мощные толщи сапропелей – отложений с высоким содержанием автохтонной дисперсной органики. Скорость

---

<sup>2</sup> примерно 10,2 тыс. кал. л.н. – то есть ближе к границе пребореал-бореал

накопления сапропеля, обычно, возрастает синхронно потеплению климата, как отмечает Н.Н. Давыдова (1992).

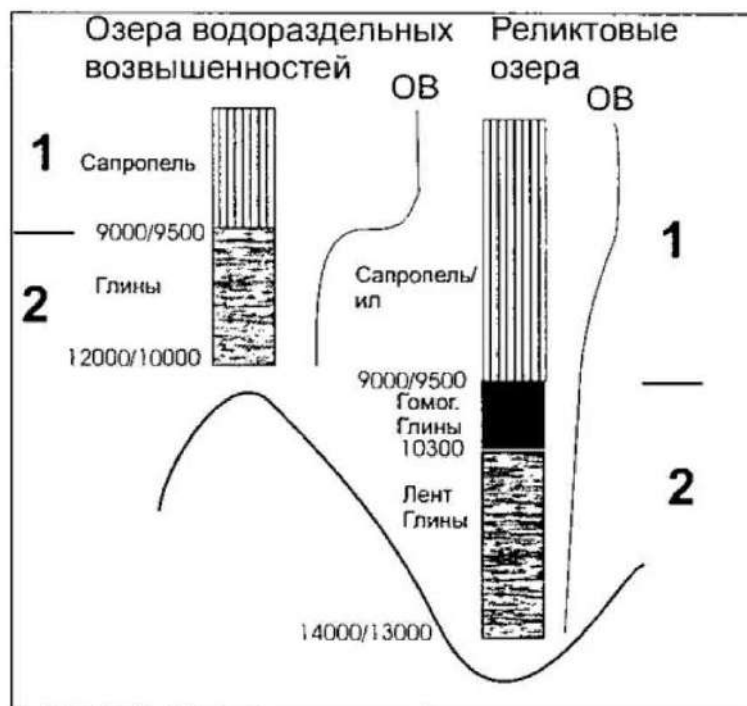


Рис.1.3.1. Генерализованная схема осадконакопления в реликтовых озерах и озерах водораздельных возвышенностей: 1 – органогенный этап (гумидный климат), 2 – минерогенный этап (нивальный климат) (Субетто, 2009).

О.Ф. Якушко (1981) определила классический тип стратиграфии в большинстве озер Беларуси, который характеризует историю осадконакопления за позднеледниковье и голоцен. Для этого типа характерна смена отложений от силикатных (кластогенных) к карбонатным и выше – к кремнеземистым и органическим сапропелям (оз. Дривяты, Потех, Мясстро, Жеринское, Межузол, Баторин и др.) (Якушко, 1981).

На примере отложений озер на северо-западе Европы уточнены особенности осадконакопления в позднеледниковье (рис. 1.3.2). Обычно позднеледниковые осадки состоят из тройной последовательности – из минерогенных осадков с очень низким содержанием органических веществ, разделяемых по середине богатыми органическим веществом илами (глинисто-гиттиевых). Вся последовательность часто залегает на ледниковых песках или гравийниках, отложенных во время дегляциации последнего оледенения, а перекрывается голоценовыми торфами или органическими илами (Lowe, Walker, 2014).

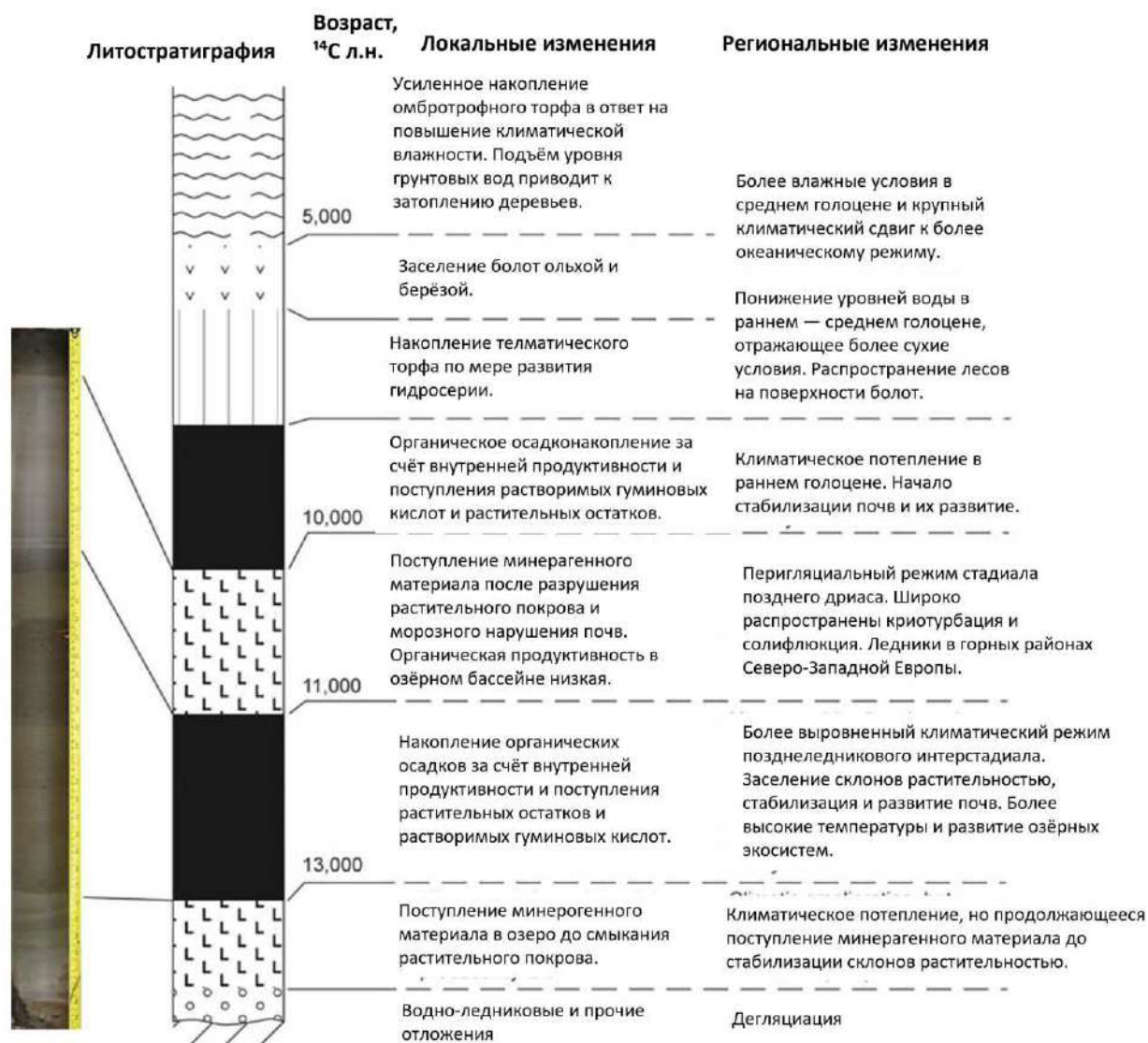


Рис. 1.3.2. Изменения окружающей среды в позднеледниковье и раннем голоцене, выявленные на основе литостратиграфии типичной последовательности озер и болот северо-западной Европы (Lowe, Walker, 2014).

Палеоботанические данные свидетельствуют о том, что два минеральных горизонта накапливались в периоды редуцированного растительного покрова: первый — сразу после окончательно дегляциации, а второй — в холодную фазу стадия поздний дриас, когда преобладали перигляциальные ландшафты. Таким образом, минеральный материал переносился с водосбора в озера, особенно во время холодной фазы, когда окружающие склоны подвергались воздействию мерзлоты, солифлюкции и поверхностного стока. Богатые органикой отложения содержат ископаемые остатки, отражающие растительность кустарников или редколесий, которые развивались в более стабильных условиях, о чем, в свою

очередь, свидетельствует существенное сокращение притока минерального материала (Lowe, Walker, 2014).

Особая черта осадконакопления в озерах зоны последнего оледенения – отложения известковых илов в конце позднеледникового и раннем голоцене. Накопление карбонатов протекало активнее в теплые и влажные климатические фазы (аллерёд, бореальный), особенно в котловинах, питаемых подземным стоком, а также с небольшим водосбором и наличием водопроницаемых карбонатных пород. Именно сочетание условий – климата и физико-географического положения – приводит к активному выщелачиванию пород водосбора, поступлению избыточной концентрации  $\text{CaCO}_3$  и выпадению в осадок (Бартош, 1967). Известковые отложения бореального времени предложено рассматривать как опорный стратиграфический горизонт голоцена. Процесс накопления карбонатов затухает по мере роста продуктивности лимносистемы, заменяясь на преимущественно органогенное накопление (Давыдова, 1992).

Отложение известковых илов в раннем голоцене характерно для озер Прибалтики (Saarse, 1990) и Беларуси (Якушко, 1981), Псковской области (Лесненко, Исаченко, 1983), где распространены породы с большим содержанием карбонатов, в том числе морена с включением обломков карбонатных пород.

В работах (Pompeani et al. 2012; Pleskot et al., 2018), повышенное содержание карбоната кальция в озерных осадках озер Канады (Юкон) и Польши в раннем голоцене связывается с понижением уровня водоемов. При повышении уровня воды, выпадение кальцита в осадок может снижаться, так как увеличение объема воды, понижение температуры и кислотности pH – неблагоприятно выпадению  $\text{CaCO}_3$  в осадок.

Изучение донных осадков озер запада и северо-запада Восточно-Европейской равнины имеет длительную историю с начала прошлого века (Румянцев, 2015). Далее приведем примеры реконструкций истории осадконакопления, а также разных ландшафтных компонентов по отложениям озер запада и северо-запада Восточно-Европейской равнины (в пределах границы распространения поздневалдайского оледенения).

Среди озер Валдайской возвышенности большое внимание уделено крупным озерам, таким как Селигер Константинов и др., 2021; Сапелко и др., 2021) и Валдайское (Арсланов и др., 1992; Davydova et al., 2001).

Отложения озера Селигер в Селижаровской плесе, демонстрируют двучленное строение – минерально-карбонатные илы позднеледниковья и преимущественно органические илы (гиттия) в голоцене (Константинов и др., 2021).

Озеро Валдай было изучены с использованием таких палеолимнологических методов как литолого-геохимический, диатомовый и спорово-пыльцевой анализы (Davydova et al., 2001). Озеро Валдай образовалось 12,5 тыс. кал. л.н. как остаточное от приледникового озера, но углубленное процессами таяния мертвого льда в пребореале. В озере накапливался кластогенный материал, перемытый из морены. Уровень трофности в озере постепенно повышался начиная с атлантического периода голоцена, что отразилось в составе диатомовых комплексов. Регрессия озера в бореале отразилась хиатусом в осадконакоплении в прибрежной части: в колонке отсутствуют отложения бореального и начала атлантического периодов голоцена (Арсланов и др., 1992; Davydova et al., 2001).

Палеорекострукции по отложениям озера Теребенского выявили, что органогенное накопление началось постепенно около 11,2 тыс. кал. л.н. (Wohlfarth et al., 2007).

Озеро Петровское на Двинско-Ловатском междуречье изучено комплексом методов (Nosova et al., 2025), позволивших определить историю осадконакопления и растительности. Озеро образовалось в раннем голоцене в гляциопросадочной котловине, которая на этапе просадки была занята сфагновым болотом. Озерные осадки поверх торфа начали накапливаться лишь 10,2 тыс. кал. л.н., изначально они состояли из глинистой гиттии, затем постепенно трансформировались в органоминеральную гиттию. Начиная с 4200 кал. л.н. в осадке фиксируются эпизоды антропогенного воздействия (сведение лесов, смыв почв).

В бассейне Западной Двины исследованы озерные отложения озера Жижицкого, и болота Сертейка (Tarasov et al., 2019; Tarasov et al., 2022; Gauthier et al., 2025). В оз. Жижицкое по результатам спорово-пыльцевого анализа была установлена история растительности и антропогенного освоения берегов. Наиболее

раннее заселение произошло в мезолите, около 7,7-7,8 тыс. кал. л.н., но самое интенсивное – в раннем железном веке, после 2,8 тыс. кал. л.н. (Tarasov et al., 2022).

В болоте Сертея, образовавшимся в гляциокарстовой котловине, озерное накопление протекало с 13,0 до 2,8 тыс. кал. л.н, после чего котловина заболотилась. При этом в отложениях зафиксирован четкий переход от позднеледниковья к голоцену – по смене растительного сообщества на водосборе и сокращению привноса терригенного вещества в осадок (Gauthier et al., 2025).

Озера Псковской низменности отличаются генетическим разнообразием, и образованы после отступления ледника лужской стадии. В отложениях идентифицируется граница между поздним плейстоценом и голоценом – по смене минеральных (содержание органического вещества до 15%) илов на органические (содержание органического вещества 15–93%) (Карпухина и др., 2018).

Озера Молого-Шекснинской низменности, их происхождение и история, рассмотрены в работах (Садоков и др., 2022; Садоков, 2022). Например, для оз. Белое были оценены источники аллохтонного и аутигенного вещества в отложениях, а также динамика сноса аллохтонного вещества. Получен вывод, что изоляция бассейна от крупного палеоводоёма и изменения уровня озера нашли проявление в геохимической летописи, а именно в изменении индикаторов палеоредокс условий (Mn/Fe) и биопродуктивности (Si/Ti) (Садоков и др., 2022).

Перечисленные реконструкции, как и многие другие по озерам Восточно-Европейской равнины положены в основу базы данных PaleoLake (рис. 1.3.3). Эта база содержит доступную информацию по литостратиграфии, биостратиграфии и хроностратиграфии донных отложений многочисленных озёр, расположенных на Восточно-Европейской равнине и в близлежащих регионах (Syrykh, Subetto, 2021) и на порядок уточняет количество объектов для той же территории, описанных в базе FSUDB2 (Tarasov et al., 1996).

На основе базы PaleoLake обобщены пространственне и временно закономерности смены типов осадконакопления, и выделены три класса озёр с различным типом донных отложений:

- 1) глубоководными крупными озерами с преобладанием минерагенного типа осадконакопления;

- 2) изоляционными бассейнами, сформировавшимися в зонах морских и озерных трансгрессий и регрессий, с минерагенными отложениями в основании разреза осадков, переходного горизонта и толщи органических отложений (гиттия);
- 3) озера, расположенные вне трансгрессивно-регрессивных зон, донные отложения которых представлены преимущественно органическими осадками (Сырых, 2024).



Рис. 1.3.3. Расположение опубликованных колонок озерных отложений из базы данных PaleoLake (Syrykh, Subetto, 2021). По состоянию на 03.03.2026.

#### 1.4. Годично-стратифицированные осадки озер

Отдельно стоит подчеркнуть значение годично-стратифицированных осадков – различных типов варв. Данные осадки позволяют выполнять реконструкции с годичным разрешением и очень точно локализовывать события во времени. Для равнинных территорий умеренного пояса, в границах последнего оледенения, характерны два типа варв: кластические и органогенные (рис. 1.4.1., Zolitschka et al., 2015).

Первый тип – это позднеледниковые ритмиты (или ленточные глины), которые накапливались в приледниковых бассейнах с различным сезонным поступлением минеральных частиц со стоком: зимой – глины, летом – алеврит/песок. Этот тип варв, давший название термину, был выделен шведским геологом Г. Де Геером в конце XIX века при описании отложений подпрудноледниковых озер (De Geer, 1912). Примеры таких отложений на Русской равнине: отложения в современном Ладожском (Groming et al., 2019) и Онежском (Hang et al., 2019) озерах, перекрытые более поздними гомогенными озерными осадками. Ленточные глины часто встречаются в разрезах за пределами современных озерных котловин, к примеру, отложения Балтийского приледникового озера в Ленинградской области (Ruchkin et al., 2024), отложения локального приледникового озера в Изоборско-Мальской долине (Karpukhina et al., 2022). Приледниковые озера и их осадки существовали в максимум последнего оледенения и в период его дегляциации.

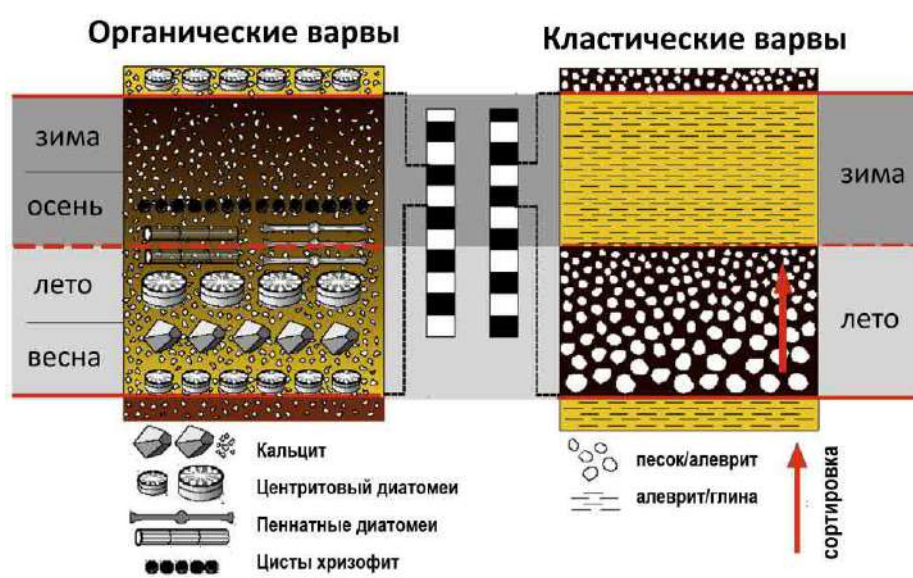


Рис. 1.4.1. Схема образования органогенных и кластических варв (Zolitschka, et al., 2015)

Второй тип варв – органогенные, или биогенные (био-хемогенные) варвы – это ритмиты, преимущественно, голоценового, реже, позднеледникового возраста (Brauer, 2004; Zolitschka, 2015). Накопление варв такого типа связано с сезонной стратификацией водной толщи, вследствие которой возникает чередование слоев разных по составу органического и минерального/хемогенного вещества.

Биогенные и био-хемогенные варвы широко распространены в современных озерах зоны последнего оледенения в Северной Америке и Северной Европе (Anderson et al., 1985; Zolitschka, et al., 2015). Обычно, такие озера характеризуются небольшим соотношением площади поверхности к глубине, проточностью, вытянутостью, крутосклонностью котловин и закрытостью от ветров. Такие параметры позволяют сохраняться стабильной водной стратификации (Tylmann et al., 2013; Zolitschka, et al., 2015).

Озера с голоценовыми биогенными варвами существуют и на Восточно-Европейской равнине, что было установлено в первой половине прошлого века (Перфильев, 1952; Жемчужников, 1963). Однако, с тех пор крайне мало сведений о голоценовых варвах было опубликовано, что наглядно демонстрируют базы данных распространения варв (Ojala et al., 2012; Zolitschka, et al., 2015). Озера северо-запада восточно-европейской равнины, в частности Днепро-Двинский регион, обладают потенциалом для дальнейшего поиска таких осадочных архивов.

Основные направления исследования биогенных и био-хемогенных варв это: 1) варвохронология и 2) палеолимнологические реконструкции. Варвохронология – подсчет годичных слоев и получение хронологической основы для реконструкции скоростей осадконакопления и проверки методов абсолютного датирования (Lamoureux, 2001; Ojala et al., 2012). Палеолимнологические реконструкции включают множество направлений, среди которых: реконструкция условий седиментации варв, индикация отдельных событий разного пространственного масштаба, от микроползней, до извержений вулканов, высокоразрешающие непрерывные методы, для осадочных колонок годично-слоистых отложений, такие как РАФ- или гиперспектральное сканирование (Tylmann, Zolitschka, 2020; Sabatier, 2022). Новые методы позволяют получить непрерывные реконструкции изменения лимнологических условий, процессов и климата (Zander et al., 2022; Bertrand et al., 2024).

На сохранность варв влияют различные факторы, основные из которых – глубина и условия перемешивания водной толщи (меромиксии). При исчезновении стратификации, слоистость не сохраняется, осадок турбируется. На примере озер Польши было показано, что хорошая сохранность варв и пониженные значения отношения Ca/Fe ассоциируются с периодами высоких уровней и холодных, влажных климатических условий (Pleskot et al., 2018; Tylmann et al., 2024).

## **Глава 2. Физико-географическая характеристика Днепро-Двинского региона и объектов исследования**

### **2.1. Общая физико-географическая и геологическая характеристика**

#### ***2.1.1. Рельеф и геологическое строение***

Днепро-Двинский регион находится в северо-западной части Восточно-Европейской равнины (ВЕР). Основными орографическими провинциями региона являются Валдайская и Смоленско-Московская возвышенности, а также Западно-Двинская низменность (рис. 2.1.1). Диапазон высот изучаемой территории – от 138 до 324 м над уровнем моря (по SRTM). По административному делению РФ территория попадает в северо-запад Смоленской области и юго-запад, запад Тверской области.

Согласно геоморфологическому районированию СССР, Днепро-Двинский регион относится к стране Русская Равнина, провинции Северорусской, Балтийско-Валдайской и Минско-Московской областям (Геоморфологическое районирование СССР..., 1980). Границей между этими областями является граница максимального распространения валдайского оледенения, отделяющая рельеф с различным возрастом ледниковых форм и степенью денудационного преобразования рельефа.

Минско-Московская область примыкает к Балтийско-Валдайской области с юга и охватывает южную периферию территории московского оледенения. Для рельефа области характерны комплексы ледниковых и водно-ледниковых форм, образовавшиеся во время московского оледенения и впоследствии подвергшиеся значительной эрозионной и склоновой переработке. Речная сеть здесь гуще, чем в Балтийско-Валдайской области, а речные долины более развитые. Но самой примечательной особенностью данной области является почти повсеместное распространение на московской морене различных рыхлых покровных образований. Основные формы рельефа области – это возвышенные расчлененные моренные равнины и холмисто-грядовые моренно-камовые формы, возникшие в результате донной и краевой аккумуляции московского ледника на возвышенном денудационном моноклинально-пластовом основании западной части Московской синеклизы (Геоморфологическое районирование СССР..., 1980).

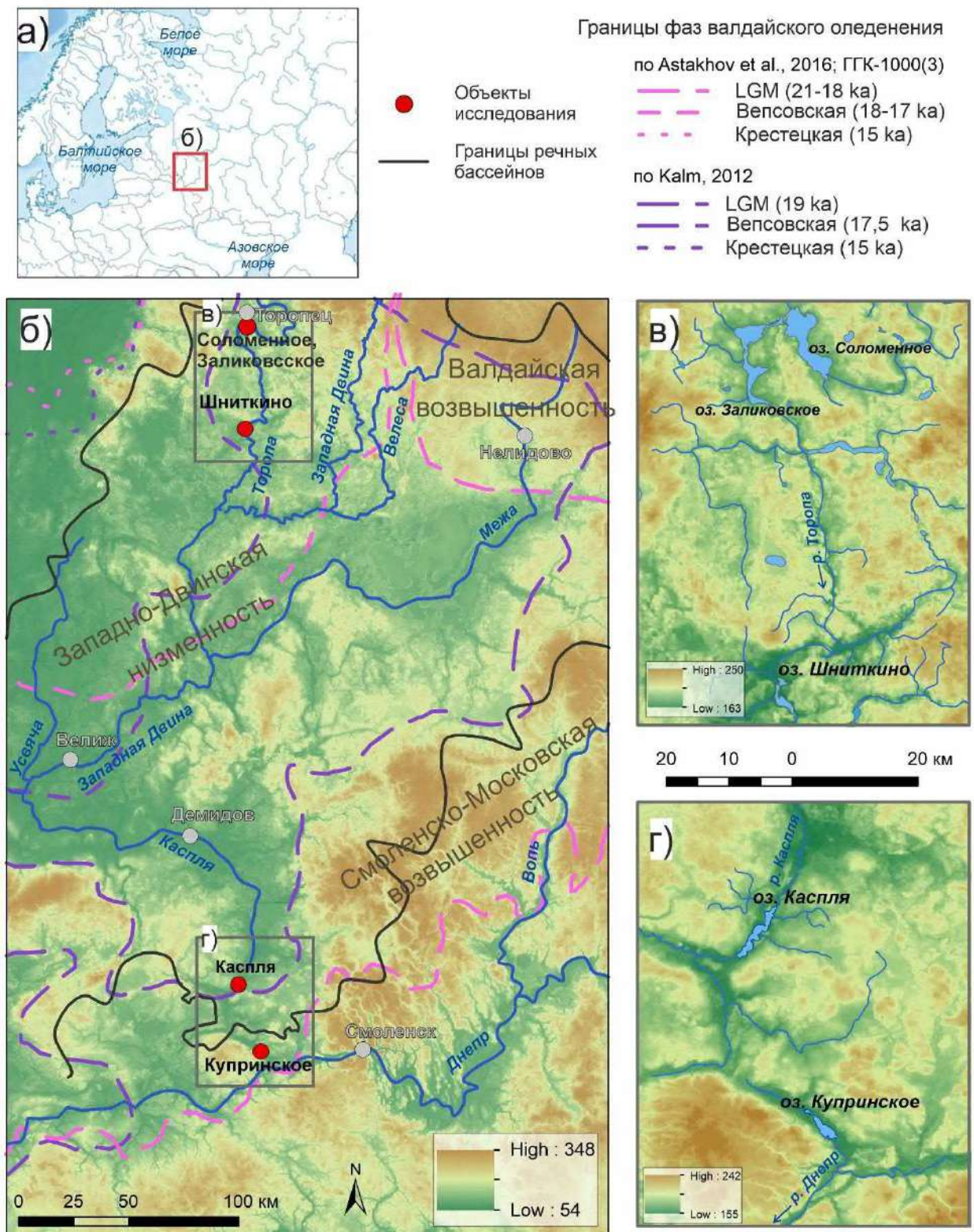


Рис. 2.1.1 Географическое положение объектов исследования и орогидрография: а) положение на Восточно-Европейской равнине; б) Днепро-Двинский регион, рельеф по модели SRTM (30м); в) ключевые участки в бассейне р. Тороба, подробнее на рис. 4.1.1; г) ключевые участки в долинах рр. Днепр и Каспля, подробнее на рис. 4.2.1. (оз. Каспля) и рис. 4.3.1. (оз. Купринское).

Балтийско-Валдайская область охватывает территорию господства последнего оледенения, поэтому в ее границах преобладают ледниковый и водно-ледниковый типы рельефа, преимущественно аккумулятивный и слабо переработанный эрозионными и склоновыми процессами. Типичны для данной области множество озер, озерно-ледниковых понижений и ложбин стока талых ледниковых вод, по которым нередко текут реки. Реки имеют невыработанный продольный и упрощенный (с малым количеством террас) поперечный профили. Для рельефа валдайского возраста характерны такие комплексы, как резкохолмистый конечно-моренный рельеф, грядово-холмистый и озерно-котловинный рельеф, образовавшийся при таянии мертвого льда, представленный озами, камами, моренными холмами и их группами (в т. ч. камовый холмисто-западинный рельеф), плоская и пологоволнистая моренная, флювиогляциальная, озерно-ледниковая и зандровая равнины, озерно-ледниковые террасы, ложбины стока талых ледниковых вод и флювиогляциальные дельтовые равнины на моноклинально-пластовом основании северо-западного крыла Московской синеклизы (Геоморфологическое районирование СССР..., 1980).

Днепро-Двинский регион полностью располагается внутри Восточно-Европейской платформы, в пределах Русской плиты. Тектоническую основу составляет Московская синеклиза, а точнее ее северо-западная и западная части. С точки зрения морфоструктурного районирования регион можно разделить на восточную часть, где преобладают пластово-моноклиналильные возвышенности и плато на приподнятых крыльях синеклизы (карбоновом плато), и на западную, меньшую часть, с пластово-моноклиналильными низменностями (Мильков, Гвоздецкий, 1962).

На неровной поверхности фундамента плиты залегают субгоризонтальные толщи докембрийских (венда, местами рифея) и фанерозойских осадочных пород различной мощности. Дочетвертичные ярусы осадочного чехла представлены верхнепалеозойскими и мезозойскими породами. В Бассейне Западной Двины основным являются отложения девонского периода, в бассейне Днепра на ряду с девонскими отложениями представлены породы карбонового периода и ареалы юрского и мелового возраста (Воротникова и др., 2011; Вербицкий и др., 2012).

Территория сплошь перекрыта четвертичными отложениями, сквозь которые только в долинах больших, глубоко врезанных рек – Днепра и Западной Двины – можно встретить незначительные выходы дочетвертичных пород.

Четвертичные отложения распространены на всей изучаемой территории и связаны с покровным оледенением, формировавшимся в области Балтийского кристаллического щита. Чехол отложений плащеобразно перекрывает денудированную поверхность палеозойских пород. Самыми древними четвертичными отложениями территории являются пески водно-ледникового и аллювиального генезиса, залегающие под окской мореной. Над ними залегают комплексы ледниковых, водно- и озерно-ледниковых отложений всех стадий оледенения: донской, окской, днепровской, московской и валдайской. Между ними находятся комплексы аллювиальных, озерных, болотных, часто не расчлененных, образований межледниковий. На поверхности четвертичные породы – это диамиктон, валунные суглинки московского и в основной степени, поздневалдайского возраста, а также водно-ледниковые отложения – пески и песчано-гравийные смеси – тех же эпох (рис. 2.1.2. – 2.1.5.).

В южной части региона встречаются покровные отложения различного литологического типа, чередующиеся с погребенными позднечетвертичными почвами (Столярова и др., 1964). Мощность четвертичного покрова неравномерна, наибольшие ее значения установлены в пределах конечно-моренных гряд в погребенных долинах ледниковой и речной эрозии (Воротникова и др., 2011). Голоценовые отложения представлены разнообразными генетическими типами: аллювиальным, делювиальным, озерным, болотным и смешанными типами (Столярова и др., 1964). Современные озерно-болотные отложения чаще всего принадлежат верховым болотам, возникшим в результате заболачивания плоских междуречных пространств и в результате зарастания озер, оставшихся от последнего оледенения. Большое количество болот сосредоточено в Западно-Двинской, Меженской и Демидово-Каспьянской низинах (в области валдайского оледенения). Аллювиальные отложения имеют мощность 5-10 м в долинах бассейна Западной Двины. В районах, не перекрывавшихся последним оледенением (см. границу оледенения на рис. 2.1.1), мощность аллювия возрастает: в долинах малых рек 2–8 м, крупных – до 20 м (Воротникова и др., 2011).



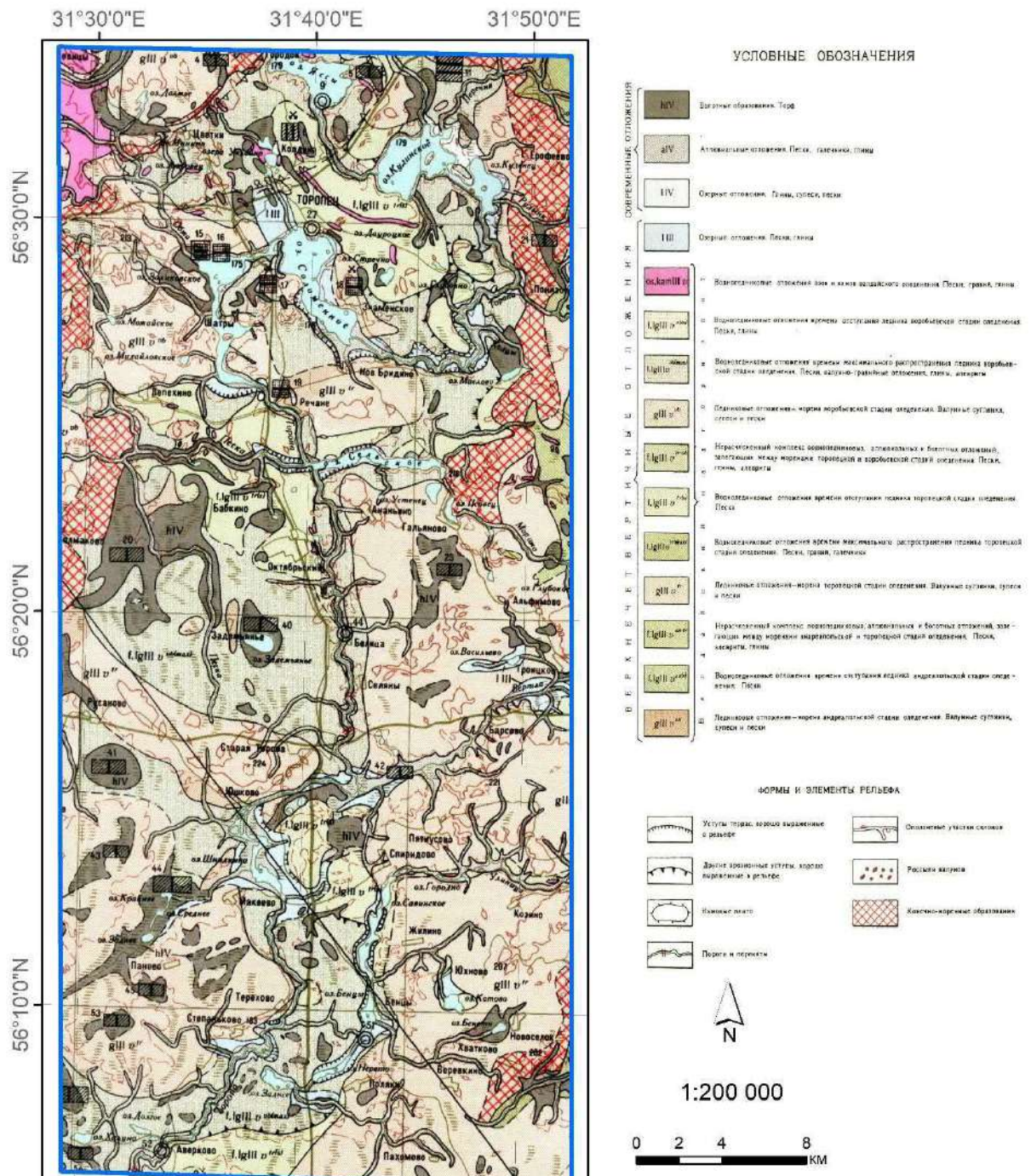


Рис. 2.1.3. Карта четвертичных отложений: О-36-XXXII. Геологическая карта СССР. Карта четвертичных отложений. Серия Московская, масштаб: 1:200000, серия: Московская, составлена: Геологическое управление Центральных районов, 1968 г., редактор(ы): Лопатников М.И.



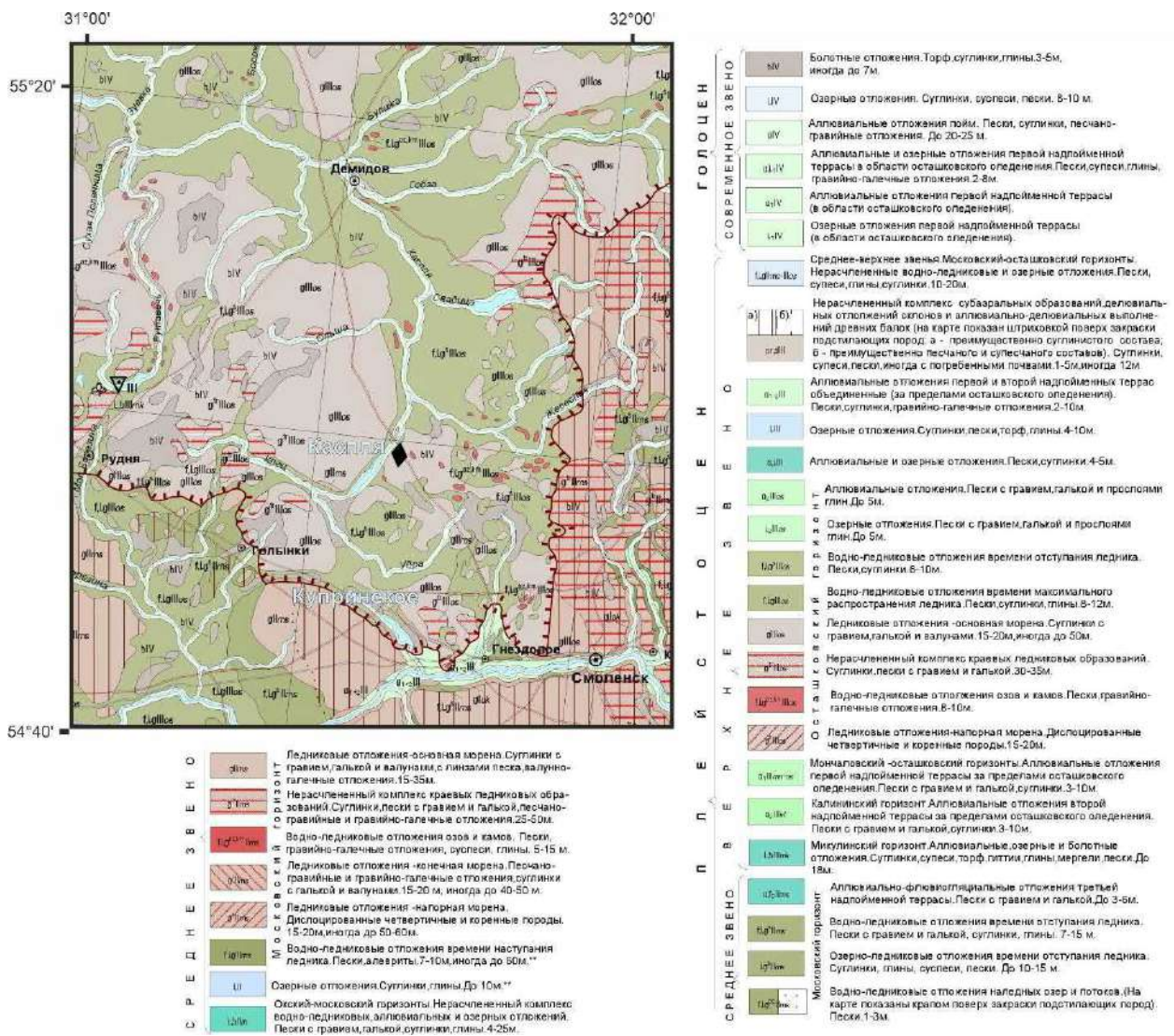


Рис. 2.1.5. Геологическая карта четвертичных отложений Смоленской области, масштаб: 1:500000, серия: геологические карты областей Центрального федерального округа РФ., составлена: МПР РФ Центральный региональный геологический центр, 1998 г., редактор(ы): Шик С.М.

### 2.1.2. Климат, растительность, почвенный покров

Территория относится к умеренному климатическому поясу, атлантико-континентальной европейской области. Климатические условия определяются переносом атлантического воздуха, который трансформируется здесь из морского в континентальный (Божилина и др., 2007). Климат умеренно теплый и умеренно влажный, основная часть осадков выпадает в виде дождей и приходится на летние месяцы.

По данным метеостанции г. Торопец средняя температура января достигает  $-6,6^{\circ}\text{C}$ , июля составляет  $+18,8^{\circ}\text{C}$ . Среднегодовая температура воздуха составляет  $+6,0^{\circ}\text{C}$ . Среднегодовая сумма осадков около 650 мм в год.

По данным метеостанции г. Смоленск средняя температура января составляет  $-5,8^{\circ}\text{C}$ , июля –  $+18,2^{\circ}\text{C}$ . Среднегодовая температура воздуха достигает  $+4,6^{\circ}\text{C}$ , Среднегодовая сумма осадков – около 700 мм.

Ландшафты сменяются с севера на юг от южно-таежных с сосновыми и широколиственно-еловыми лесами до хвойно-широколиственных с большим вкладом березово-осиновых лесов (Атлас Калининской..., 1964; Атлас Смоленской..., 1964). Наиболее распространенные типы почв – дерново-подзолистые, подзолы, торфяно-болотные (Национальный атлас..., 2011).

Речная сеть исследуемого региона относится к бассейнам верховьев двух крупных рек – Западной Двины и Днепра. Между бассейнами данных рек проходит водораздел Балтийского и Черного морей.

Бассейн Западной Двины занимает большую территорию в пределах исследуемого региона. Западная Двина имеет длину 325 км (в границах РФ), течет в юго-западном направлении. Главными притоками Западной Двины являются реки Велеса, Каспля, Межа и Торопа. Водный режим Западной Двины и ее притоков относится к восточноевропейскому типу с преобладающим снеговым питанием. Для фазы весеннего половодья характерен подъем уровня реки в среднем на 3-5 м. По руслу реки в эту фазу проходит около 56% годового стока. За осенним половодьем следуют летняя межень, летне-осенний период паводков и зимняя межень (Алексеевский, 2020).

Притоки Западной Двины – р. Торопа и Каспля – заслуживают отдельного внимания, так как на их берегах находятся ключевые участки исследования. Торопа – правый приток Западной Двины, имеет длину 174 км, начинается, как и принимающая ее река, на Валдайской возвышенности и впадает в Западную Двину в районе села Устье. Почти на всем своем протяжении Торопа течет субмеридионально, на юг. Максимальные расходы реки отмечаются весной, а средний подъем уровня в половодье составляет 1-1,5 м (Многолетние данные..., 1986).

Каспля – левый приток Западной Двины. Длина в пределах Смоленской обл. 157 км, вместе с одноименным озером – 164 км. Площадь бассейна 4 790 кв. км. За исток принимают озеро Каспля или начало р. Клец. Впадает в Западную Двину в Витебской области Республики Беларусь, близ г. Сураж (Энциклопедия Смоленской...).

Длина Днепра в пределах изучаемой области составляет 485 км. От истоков и вплоть до границы с Белоруссией и далее до Орши Днепр течет на юго-запад, затем несколько раз меняет направление течения. Основной приток Днепра в его верхнем течении – река Вопь. Водный режим Днепра характеризуется высоким весенним половодьем (5-8 м, до 9-12 м в сужениях долины), низкой летней меженью, периодическими летними и осенними паводками (с подъемом уровня на 3-4 м) и зимней меженью. Высокие весенние расходы реки определяются преобладанием снегового питания у рек бассейна верхнего Днепра. Продолжительность половодья составляет 60-70 дней, за которые по руслу проходит в среднем 65% годового стока Днепра (Алексеевский, Жук, 2020).

## **2.2. История развития рельефа в позднем плейстоцене-голоцене**

В течение плейстоцена Днепро-Двинский регион был сушей и покрывался льдами по крайней мере четырех оледенений, что вызвало сильное преобразование доледниковой равнины и привело к перестройке гидрографической сети (Столярова и др., 1964; Воротникова и др., 2011). Главными рельефообразующими агентами на территории следует назвать московский и валдайский ледниковые покровы. Но основные черты рельефа исследуемого региона формировались с микулинского межледниковья по современность.

В данной работе будет проведен обзор палеогеографических реконструкций последних 129 тыс. лет. Это время соответствует веку позднего плейстоцена и эпохе голоцена, согласно последней версии стратиграфической шкалы v2024/12 (Cohen et al., 2013; updated) – рис. 2.2.1.

Эонотема Эратема Система			Отдел	Ярус	GSSP	Числовой возраст (млн. лет)
Фанерозойская	Кайнозойская	Четвертичная	Голоцен	Мегахалайский		настоящее время
				Северогриппианский		0.0042
				Гренландский		0.0082
			Плейстоцен	Верхний		0.0117
				Средний		0.129
				Калабрийс		0.774
				Гелазский		1.80
			2.58			

Рис. 2.2.1. Фрагмент международной стратиграфической шкалы (Cohen et al., 2013; updated).

Микулинское межледниковье, соответствующее морской изотопной стадии (МИС) 5e, ознаменовалось формированием близкой к современной гидрографической сети, особенно в южной части региона (в бассейне Днепра), куда последующее оледенение не доходило. В микулинское время происходило образование глубоких узких долин, расчленение и сглаживание ледникового рельефа. В это время закончилось накопление аллювия третьей надпойменной террасы (НПТ) Днепра и его крупных притоков, которое началось еще в период отступления московского ледника (Столярова и др., 1964).

В ранневалдайское время (МИС 5d - МИС 4) оледенение не доходило до исследуемой территории (Astakhov et al., 2016). На территории происходила трансформация рельефа московского оледенения и речных долин.

Во время средневалдайского межстадиала (МИС 3) начала формироваться вторая НПТ Днепра (Panin et al., 2015). Непосредственно перед позднеледниковым максимумом реки бассейна Днепра врезались, формируя уступ второй НПТ.

Последнее оледенение – поздневалдайское или осташковское (соответствующее МИС 2) – охватило северную половину Днепро-Двинского региона, почти весь бассейн Западной Двины и северо-западную часть бассейна Днепра, граница максимального распространения ледника (LGM) достигала долины Днепра в 20 км ниже по течению от Смоленска (рис. 2.1.1). Передвижение ледника шло в основном по понижениям рельефа. Образование конечно-моренных комплексов LGM датируется периодом 21-18 тыс. кал. л.н. (Astakhov et al., 2016).

Основные формы рельефа появились в ходе ледниковой аккумуляции появились (конечно-моренные гряды, мелкохолмистые равнины) и в период таяния льда (водно-ледниковые равнины и ложбины) (Столярова и др., 1964). При этом, рельеф гляциодепрессий окончательно сформировался позже, чем холмисто-грядовый рельеф краевых и радиальных зон (на контакте ледниковых лопастей и языков) по причине более постепенного освобождения от льда и приледниковых озер (Фаустова, 1998).

Исследуемая территория была покрыта преимущественно, Ловатской лопастью Ладожского ледниковым потока (Чеботарева, 1977). Дегляциация в зоне LGM проходила ареально (с распадом на глыбы мёртвого льда) для всей лопасти, но у отдельных языков есть хорошо выраженные краевые образования, что характерно для дегляциации фронтального типа (Чеботарева, 1977). Например, строение краевых образований Двинско-Каспийского языка указывает, что его дегляциация происходила преимущественно фронтально (с осцилляциями) и была связана с активным льдом. Но сложно расчлененный высокий довалдайский рельеф с широко развитыми ложбинами привел к трещиноватости льда и довольно быстрому переходу к пассивной фазе. На днищах ложбин и по их бортам обнаруживаются формы мертвого льда, например, Микулинско-Рутавечья ложбина (Чеботарева, 1977).

Талые ледниковые воды в максимум последнего оледенения стекали на запад по долине Днепра или на восток по долине реки Волги и ее притоков (Фаустова, 1998; Panin et al., 2020). Кратковременно-живущие приледниковые водоемы и четковидные озера в расширениях рек здесь быстро переставали существовать (Фаустова, 1998).

Стадии отступления ледника датируются в следующих диапазонах: веповская стадия – 18-17 тыс. кал. л.н., крестецкая – 14-15 тыс. кал. л.н. (Astakhov et al., 2016). Крестецкая фаза, по-видимому, ближе по возрасту к лужской (13-14 тыс. кал. л.н.), чем к веповской.

Талые воды во время крестецкой фазы стекали, преимущественно, на юго-запад, в систему прогляциального Полоцкого озера (Korsakova et al., 2023).

Сформированный московским ледником грядово-холмистый рельеф явился естественной преградой для последующего валдайского ледника, а также послужил

препятствием для свободного стока его талых вод к югу. В ходе дегляциации это вызвало формирование обширных приледниковых бассейнов, таких как Межинское, Каспийское, Жижицкое, Торопецкое и более локальные, и короткоживущие приледниковые водоемы (Квасов, 1975; Gorlach et al., 2017).

В ходе дегляциации на водоразделах территории, не покрывавшейся ледником или приледниковыми озерами, накапливались и переоткладывались перигляциальные и делювиальные осадки (Воротникова и др., 2011).

В МИС 2 долина Днепра испытывала воздействие прогляциальных эффектов – ледниковое подпруживание одного из языков ледника в 15 км ниже Смоленска и поднятие компенсационного вала (воздымание территории перед краем ледника). Они обусловили пре-LGM врезание, последующую аккумуляцию в пик оледенения, дальнейшее врезание в позднеледниковье (компенсационный вал изменил уклон долины) (Panin et al., 2015).

В пик оледенения бассейн Западной Двины был почти полностью перекрыт ледником или водами приледниковых озер. В период дегляциации речная сеть начала возрождаться формированием второй НПТ, которое завершилось в аллереде (Павловская, Зерницкая, 1995). Данная терраса синхронна озерным террасами, являющимися реликтами ледниковых водоемов (Лопатников, Меркулов, 1964).

Первая НПТ Западной Двины и её крупных притоков начала формироваться на рубеже поздневалдайского времени и голоцена. У истока Западной Двины, не перекрывавшегося ледником, данная терраса поздневалдайская, а ниже по течению – голоценовая (Третьяков и др., 1967).

В голоцене рельеф, созданный на предыдущих этапах, был видоизменен речной эрозией и аккумуляцией, формированием речных дельт, озерно-аллювиальных, озерных и морских равнин, карстовых форм рельефа, склоновыми и эоловыми процессами, ростом торфяников, зарастанием озер и техногенной деятельностью человека.

На протяжении голоцена в долине Западной Двины сформировалась пойма. Несмотря на длительность накопления пойменного аллювия, его мощность невелика, а распространение фрагментарно.

На рубеже голоцена в долине Днепра накапливался аллювий первой НПТ, а на протяжении всего голоцена сформировалась двухуровневая пойма. Для долины

Днепра в голоцене отмечаются выраженные аккумулятивно-эрозионные циклы, коррелирующие с колебаниями водности (Panin et al., 2015).

### 2.3. Рельеф области последнего оледенения

Так как в основном территория исследования принадлежит области последнего оледенения, то охарактеризуем рельефе этой области подробнее. Экзарационных форм рельефа в исследуемом регионе почти нет, так как территория расположена в зоне аккумуляции последнего ледникового покрова (по А.А. Асееву, 1974). По геоморфологическому районированию территория относится к провинции ледникового и водно-ледникового рельефа ошашковского (последнего) оледенения, к дистальной зоне (внешней по отношению к главному конечно-моренному поясу) (Вербицкий и др., 2012).

В рельефе территории выражены несколько конечно-моренных поясов, которые соответствуют стадиям дегляциации последнего оледенения. Эти стадии – Едровская (=Бологовская/максимальная), Вепсовская и Крестецкая – обозначены на рис. 2.1.1 (Kalm, 2012; Astakhov et al., 2016). Формы ледникового рельефа максимального продвижения ледника (LGM) выражены не так ярко, как формы более поздних стадий, так как образованы более тонким льдом (Чеботарева, 1977).

На склонах Смоленско-Московской возвышенности зона LGM обозначена камовыми террасами и камами, зандрами в понижениях и речных долинах (Korsakova et al., 2022a; Panin et al., 2020). Надвиговые морены известны на северо-западе этой территории, в пределах Слободской возвышенности и Смоленского Поозерья (Маккавеев и др., 2020). Краевая зона максимального продвижения на Валдайской возвышенности представлена холмистыми моренами, камами и камовыми террасами, радиальными озами, подледниковыми каналами, озерными котловинами в экзарационными ложбинами (Маккавеев и др., 2020). Для дистальной части этой зоны характерны флювиогляциальные дельты и зандры (Panin et al., 2020).

Вепсовская зона – это наиболее высокая (250-300 м над у.м.) и широкая полоса краевых образований в пределах ВЕР и конкретно Валдайской возвышенности (Astakhov et al., 2016). Комплекс конечно-моренных гряд и межлопастных массивов, а также ледниковых ложбин выпахивания, в северо-

западной части свидетельствует о пульсирующем отступании кромки Ловатской лопасти к вепсовским краевым образованиям (Korsakova et al., 2023). В самой высокой части Валдайской возвышенности граница края ледника сместилась всего на 20-60 км от фронта LGM к вепсовскому моренному поясу (Astakhov et al., 2016).

Крестецкие краевые комплексы расположены на ледниковом уступе, разделяющем моренные возвышенности Валдая (выше 200 м над у.м.) и проксимальную гляциодипрессию Балтийской низменности (50-100 м над у.м.). Здесь наблюдаются многочисленные формы активного ледникового движения, такие как ледниковые гряды и озы, а также флювиогляциальные дельты и террасы (Малаховский, Марков, 1969). В состав Крестовского моренного пояса входят камы и камовые террасы, небольшие озерно-ледниковые равнины (Korsakova et al., 2023).

По данным гляциоморфологического картографирования на территорию Смоленской области и Витебской области Беларуси (рис. 2.3.1) были выявлены некоторые особенности рельефа южной периферии Ловатской ледниковой лопасти и западного ледораздела между ней и Чудским ледниковым потоком (Карпухина, Сизов, 2020).

Озово-камовые ландшафты часто сочетаются с гляциокарстовыми депрессиями, формирование которых связано с длительным таянием массивов мертвого льда. Большинство камов, озов и гляциокарстовых западин приурочены к территории севернее р. Днепр – зоне распространения Двинско-Каспийского ледникового языка. Это, вероятно, свидетельствует о существовании в данной области устойчивых блоков мертвого льда (Карпухина, Сизов, 2020).

Среди отрицательных форм рельефа выделяются ложбины стока талых ледниковых вод, крупнейшие из которых представлены на рис. 2.3.1. В пределах участка картографирования выделены ложбины стока, которые либо опоясывают краевые образования, либо продолжают линию бывшего края ледника во внеледниковую область. Также широко распространены радиальные ложбины, пересекающие краевые образования. Лимногляциальные равнины приурочены к пониженным частям исследуемого района (вдоль рек Каспля, Лучеса, Березина и Днепр) и, как правило, разделены системами краевых комплексов (Карпухина, Сизов, 2020).

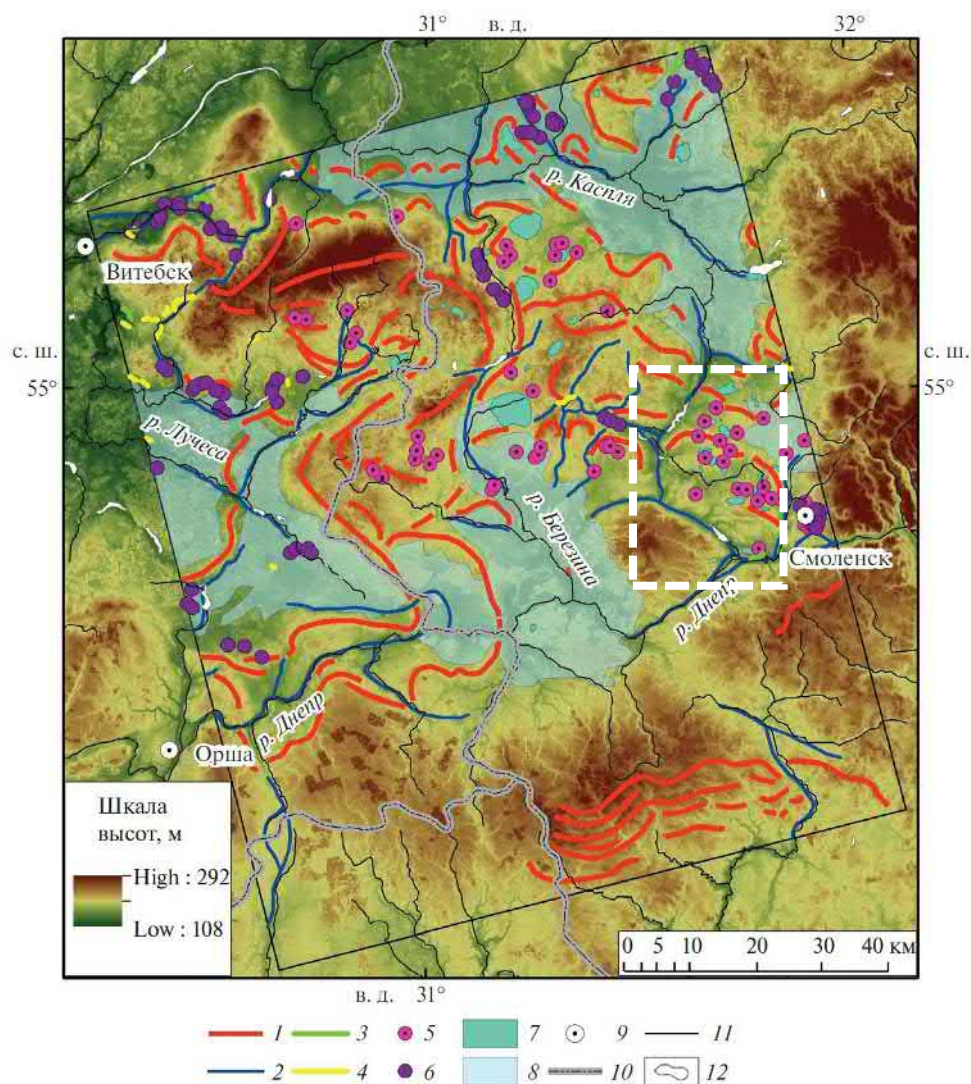


Рис. 2.3.1 Гляциоморфологическая карта для части Днепро-Двинского региона (Карпухина, Сизов, 2020). 1 – краевые образования; 2 – ложбины стока талых ледниковых вод; озы: 3 – выделенные по ДЗЗ, 4 – по фондовым и полевым материалам; камы: 5 – выделенные по ДЗЗ, 6 – по фондовым материалам; 7 – гляциокарстовые понижения; 8 – лимногляциальные равнины (области развития бывших приледниковых озер); 9 – населенные пункты; 10 – государственная граница; 11 – гидросеть; 12 – озера. Белый пунктирный контур соответствует рис. 2.1.1в.

Особенности рельефа и позднеплейстоценовой истории развития территории предопределили разную степень заозеренности описанных выше областей. За пределами последнего оледенения озер мало. Относительно крупные и неглубокие озера сохранились здесь в местах понижений древнего рельефа. К тому же имеется много мелких пойменных озер в долинах рек, не перекрывавшихся валдайским ледником (Субетто, 2009).

В исследуемом регионе проявляется неоднородность не только в озерности, но и в особенностях гидрографической сети. Очевидны различия в строении речных долин в пределах зоны последнего оледенения и за ними, т.к. во время валдайского оледенения реки, не перекрытые ледником, продолжали откладывать аллювий и разрабатывать свои долины.

В строении долины верхнего Днепра на всем протяжении выделяют двухуровневую пойму (3,6-6 м и 7-9 м) и три надпойменные террасы с высотами 20-24 м, 13-15 м, 9-11 м (Столярова и др., 1964). В районе с. Гнездово описаны два уровня надпойменных террас: 10-13 м первая и 13-15 м вторая (Panin et al., 2014).

Речная сеть в зоне последнего оледенения молодая, с преимущественно узкими долинами, наследующая понижения от древней речной сети, бывшие озерные котловины и ложбины стока ледниковых вод (Вербицкий и др., 2012).

Так, в строении долины верховьев Западной Двины выделяются три основные и относительно стабильные формы рельефа: пойма, одноуровневая у истока (2-4,5 м) и двухуровневая от впадения Торопы и ниже (0,7-1 и 3-4 м), первая (6-10 м) и вторая (10-15 м) надпойменные террасы. У притоков Западной Двины наблюдается одна надпойменная терраса (у Межи две) и пойма (Третьяков и др., 1967; Лопатников и др., 1958).

Подробнее опишем строение долин двух притоков Западной Двины – рек Каспля и Торопа.

Торопа имеет молодую, узкую эрозионную долину с подмываемыми берегами с одной-двумя эрозионными террасами, с двумя уровнями поймы: низкой (0,7-1 м) и высокой (3-4 м). Мощность аллювия от 0 до 6 м, что объясняется невыработанностью продольного профиля долин. Большая мощность (до 12 м) современного аллювия наблюдается лишь на отрезках рек, где они протекают по ложбинам стока талых ледниковых вод через ложбины и котловины, имеющие вид озеровидных расширений, – оз. Яссы, Кудинское, Соломенное, Шниткино и др. (Третьяков и др., 1967). Продольный профиль реки имеет ступенчатый характер, с наиболее пологими ступнями, относящимися к участкам долины в озеровидных расширениях.

Долина реки Каспли в морфологическом отношении не является однородной. В верховьях долина очень узкая, с двух сторон окаймлена конечно-

моренными грядами. Пойма заболочена, имеет ширину 0,7 км. Ниже, в районе Демидовско-Каспьянской низины, Каспля протекает по озерно-ледниковой котловине. Долина реки здесь выражена слабо и имеет более высокий левый берег. В долине повсеместно прослеживается пойма на высоте 3-6 м, шириной от 0,7 до 1,5 км. Мощность аллювия поймы от 5 до 16 м, состав песчаный. В долине имеется одна надпойменная терраса, редко выклинивающаяся, высотой 6-9 м, шириной от 20 до 200 м. Терраса большей частью цокольная, аллювий ее подстилается мореной или ленточными глинами. В редких случаях аллювий террасы уходит под урез рек. Возраст террасы – поздневалдайско-голоценовый (Столярова и др., 1964).

## **2.4. Особенности гидрографической сети**

### ***2.4.1. Гидрографические особенности территории и общность истории развития рек и озер***

Гидрографическая сеть территории, покрывавшейся поздневалдайским оледенением, наследует формы ледникового и водно-ледникового рельефа, что подтверждено многочисленными исследованиями (Басаликас, 1961; Квасов, 1963; Саммет, 1963; Малаховский, Марков, 1969; Вальчик и др., 1994; Вербицкий и др., 2012). Рассматривая влияние покровного оледенения на развитие гидрографической сети Восточно-Европейской равнины, Д.Д. Квасов (1963) выделил особенности, объяснимые только влиянием оледенения. Среди них: 1) значительное количество озёр вдоль границы последнего оледенения от Германии и Польши до Валдайской возвышенности; 2) положение главного водораздела Восточно-Европейской равнины не соответствующее климатическим закономерностям (бассейны с наиболее увлажненного макросклона имеют наименьшую площадь); 3) её решетчатый рисунок с преобладанием направлений течения юго-запад – северо-восток и перпендикулярного к нему, что объясняется адаптацией речной сети к покровному оледенению (Квасов, 1963).

Речные долины в пределах области поздневалдайского оледенения, как правило, имеют сравнительно малую ширину при значительной глубине и крутых склонах. Им свойственны невыработанность и большие уклоны продольного профиля, что указывает на молодость гидрографической сети. Вниз по течению наблюдается усложнение спектра террас за счёт появления локальных цокольных террас. Нередко такие террасы связаны с озёрно-ледниковыми поверхностями;

перекрывающих их аллювий маломощен и обычно не содержит старичных фаций. Особенно ярко признаки молодости проявляются в малых долинах холмисто-моренных районов. Такие долины характеризуются особенно невыработанным профилем и чередованием расширенных и суженных участков (Вальчик и др., 1994).

Отступление ледника приводило к образованию прогляциальных озер, между которыми формировались каналы стока, сквозные долины, протоки. Именно такие системы - озёра, соединенные протоками между собой, – переродились в долинную сеть на территориях, только что освободившихся от льда (Басаликас, 1961; Квасов, 1963). Речная сеть северо-запада Восточно-Европейской так же наследует понижения от древней речной сети, бывшие озёрные котловины и ложбины стока ледниковых вод (Малаховский, Марков, 1969; Вербицкий и др., 2012).

Среди характерных черт региона выделяется тесная взаимосвязь формирования приледниковых озёр с развитием речной сети. Крупные озёра преимущественно сосредоточены в гляциодепрессиях, тогда как небольшие водоёмы приурочены к зонам холмисто-моренного рельефа. Для этих территорий также типично сохранение большого количества мелких озёр, слабо затронутых эрозионными процессами (Вальчик и др., 1994).

Днепро-Двинский относится к двум районам с разной степенью густоты озер (рис. 2.4.1). Для первого района (I) характерно малое количество озер, он включает Смоленско-Московскую возвышенность, территорию за пределами валдайского оледенения и некоторые участки до краевых образований вепсовской стадии валдайского оледенения. Относительно крупные, но неглубокие озера сохранились лишь в местах понижений доледникового рельефа (тектонических, эрозионных).

Второй район (II) с большим количеством озер приурочен к зоне господства валдайского оледенения, в основном внутри вепсовских краевых образований, и называется Главной озерной полосой Русской равнины (Последний ледниковый покров..., 1969). В этой зоне озера занимают понижения моренного и камового рельефа, а наиболее крупные озера – Селигер, Валдайское, Волго, Двинье, Дрисвяты, Жижицкое.

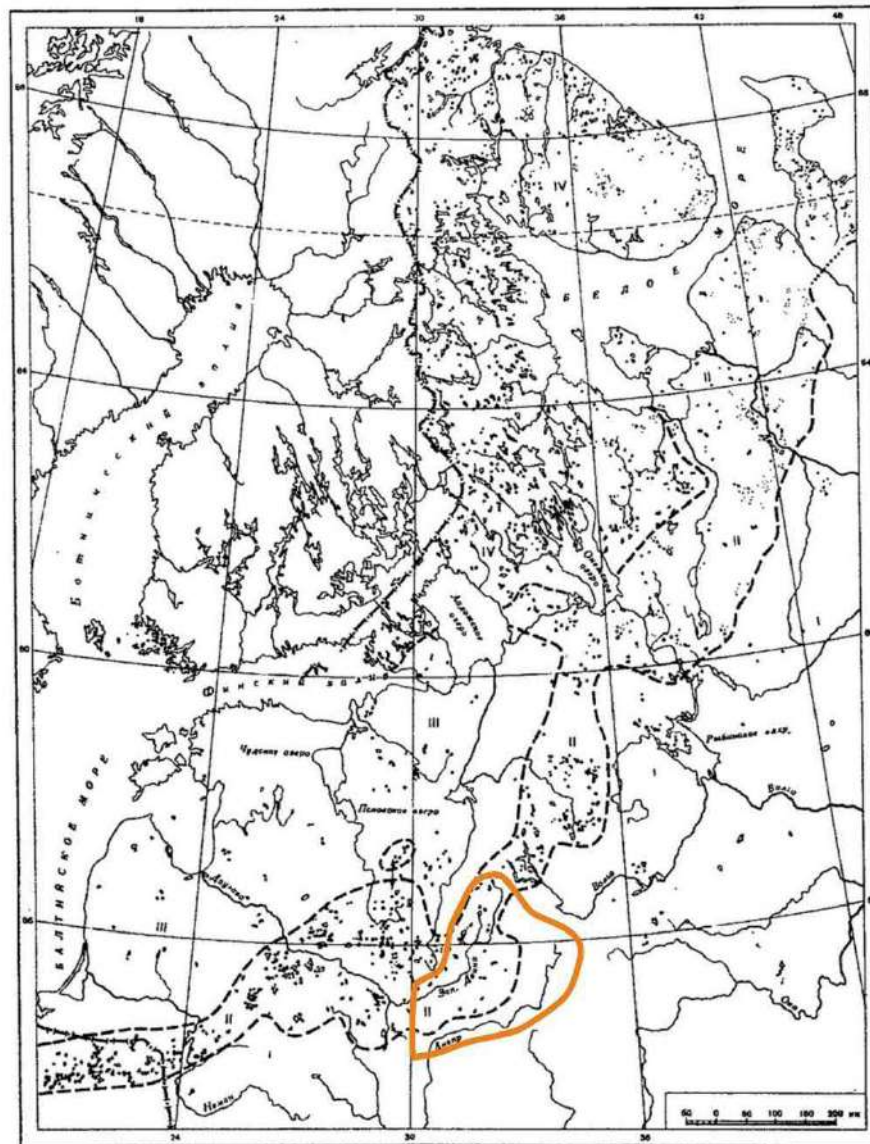


Рис. 2.4.1. Озерность области последнего оледенения. Составили Д.Д. Квасов, В.А. Кириллова, Н.В. Терехова. Римские цифры – номера районов озерности (Последний ледниковый покров..., 1969). Оранжевый контур – Днепро-Двинский регион.

В районе бывшего оледенения ведущую роль в формировании озер (и вообще рельефа с многочисленными котловинами) отводят именно процессам, связанным с оледенением: эрозионно-аккумулятивной деятельности ледника и талых вод, таянию мертвого льда, спуску остаточного-ледниковых озер (Шик, Писарева, 1998; Давыдова, 1992). Возраст озер определяется временем дегляциации территории и вытаивания мертвого льда, когда заложилось большинство малых озер (Давыдова и др., 1992).

Четковидные озера в расширениях долин рек (Днепра, Волги) существовали в максимум оледенения южнее его границы (Фаустова, 1998).

Густота озер является косвенным показателем возраста гляциогенной морфоскульптуры (Серебрянный, Чукленкова, 1973). Зона максимальной озерности приурочена к главному моренному поясу у поозерьям Балтийской гряды, Латгальской возвышенности, области на стыке Псковской области и Белоруссии, далее по краю Валдайской возвышенности (Воробьевы и Ревенецкие горы, Осташковская гряда и т.д.) (рис. 2.4.2.). Предполагается что эта зона повышенной озерности сформировалась за короткое время при значительном объеме ледниковой аккумуляции.

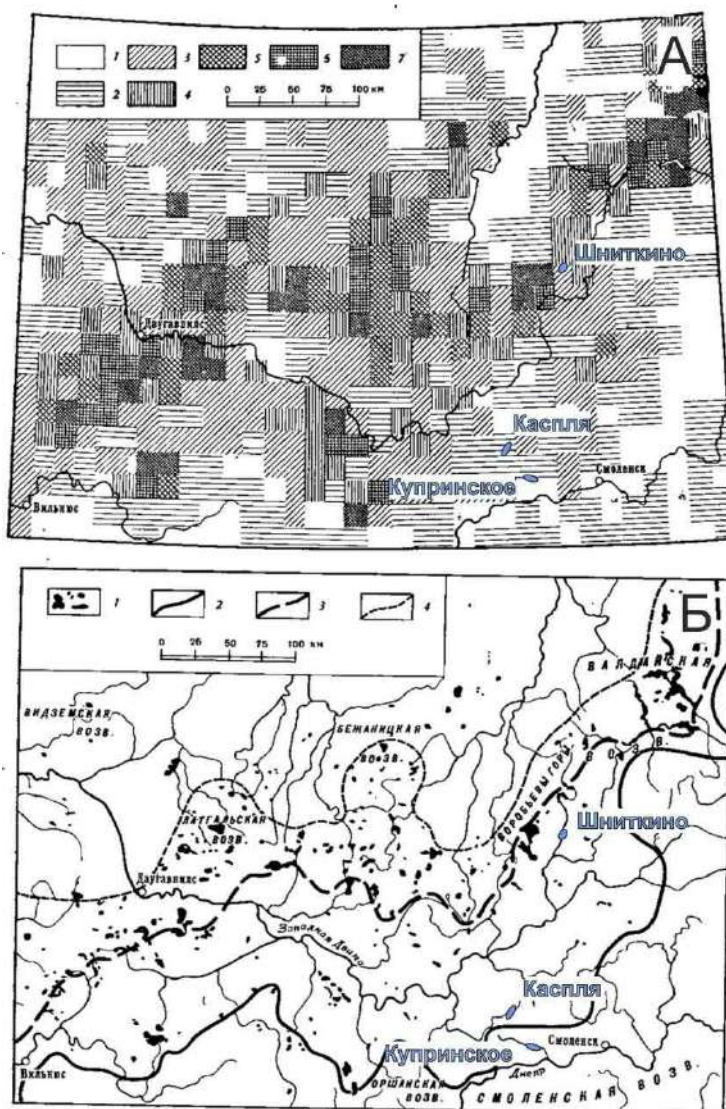


Рис. 2.4.2. Озерность территории последнего оледенения (Серебрянный, Чукленкова, 1973): А. картограмма абсолютной плотности озер (%) 1. 0; 2. 0,0-0,5; 3. 0,5-2,5; 4. 2,5-4,5; 5. 4,5-6,5; 6. 6,5-10,5; 7. >10,5. Б. Размещение озер: 1 – озера; 2 – граница бологовской стадии (LGM по Astakhov et al., 2016); 3- граница

*венсовской стадии (крестецкой по Astakhov et al., 2016); 4 – северный рубеж главного моренного пояса.*

К югу от полосы максимальной озерности – в средней части бассейна Западной Двины – густота озер снижается, здесь в позднем плейстоцене располагались обширные приледниковые водоемы, на месте которых сохранилось лишь немного озер (Якушко, 1971), либо заболоченные котловины. На водоразделе Днепра и Западной Двины (в зоне краевых образований LGM) появляются отдельные разрозненные участки повышенной озерности (озера Смоленского Поозерья, Каспля, Купринское, Б. Рутавечь, Акатовское и др.).

#### **2.4.2. Долинные озера**

По данным OpenStreetMap в Днепро-Двинском регионе насчитывается 607 озёр площадью более 0,01 км<sup>2</sup>, из которых 332 озера превышают площадью 0,1 км<sup>2</sup> и 91 озеро превышает площадью 1 км<sup>2</sup> (рис. 2.4.3). Долинные озера в бассейне Западной Двины обнаружены в средних и малых реках: в истоке Западной Двины и в долинах её притоков первого порядка – рр. Торопа, Межа, Усвяча, Каспля, Рутавечь, а также в некоторых притоках второго порядка (притоки Межи и Торопы). Озера в притоках третьего порядка условно можно считать междуречными. Даже при условии проточности они не соразмерены с долинами втекающих и вытекающих рек (чаще всего, слишком большие озера и слишком мелкие долины). В долине Днепра обнаружены старичные озера и лишь одно озеро Купринское в долине притока р. Катынка.

Участки с высокой концентрацией долинных озер, площадь которых превышает 0,2 км<sup>2</sup>, выделены и проанализированы отдельно (рис. 2.4.3. 2.4.4.): а) в долине р. Торопы и истоках р. Западная Двина; б) в долине р. Усвяча; в) в долине рр. Каспля, Рутавечь, и бассейне Днепра; г) в правых притоках р. Межа. Это озера площадью 0,2-12 км<sup>2</sup>, вытянутые либо округлые с извилистой и реже волнистой береговой линией. В общем виде долинные озера можно разделить на два морфологических типа:

- 1) вытянутые вдоль течения, с длиной превышающей ширину в 4 раза и более, с шириной соотносимой с шириной долины сопряженных реки,

извилистые или волнистые береговые линии (например, озера Охват, Боталы, Сельское, Усмынское, Щучье, Каспля, Купринское и др.);

- 2) округлой либо неправильной формы, с длиной равной ширине либо немного её превышающей (до 4 раз), с шириной, превышающей среднюю ширину долин рек; бывают сопряжены с озеровидными расширениями долин рек (например, озера Лучанское, Кудинское, Яссы, Шниткино, Ордосно, Усвятское, Велисто и др.).

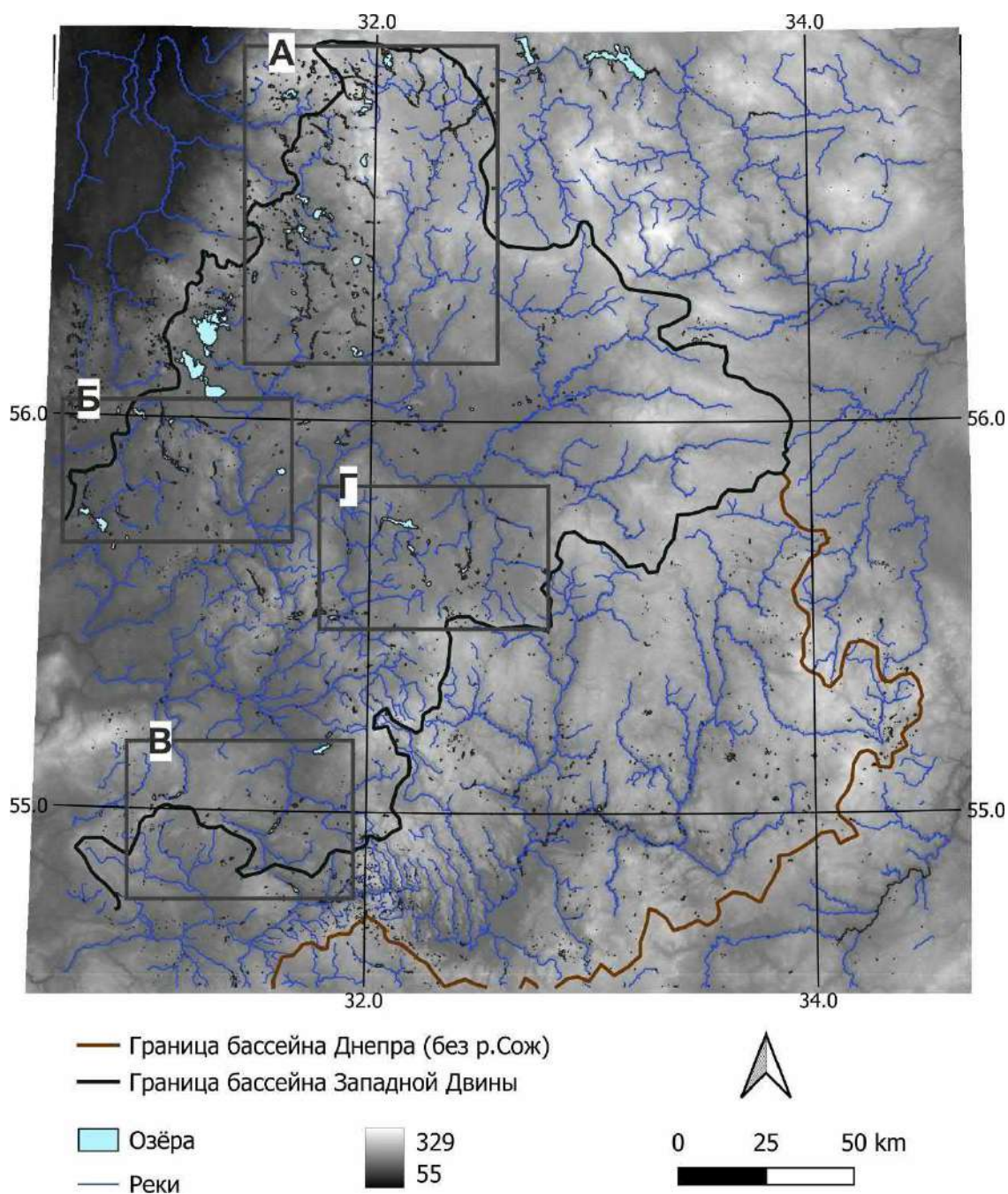


Рис. 2.4.3. Гидрографическая сеть Днепр-Двинского региона. А, Б, В – участки с повышенной концентрацией внутридолинных озёр (см. рис. 2.4.5.). Орография – FABDEM (Hawker, Neal, 2023), гидрография – OpenStreetMap.

В отличие от выделенных долинных озер, озера на междуречьях либо сильно больше по размеру (до 58 км<sup>2</sup>, оз. Жижицкое) и принимают несколько равнозначных по стоку рек; либо слишком маленькие по площади, не проточные/слабо проточные, связанные малыми реками и ручьями без выраженных долин (наиболее «молодыми» водотоками).

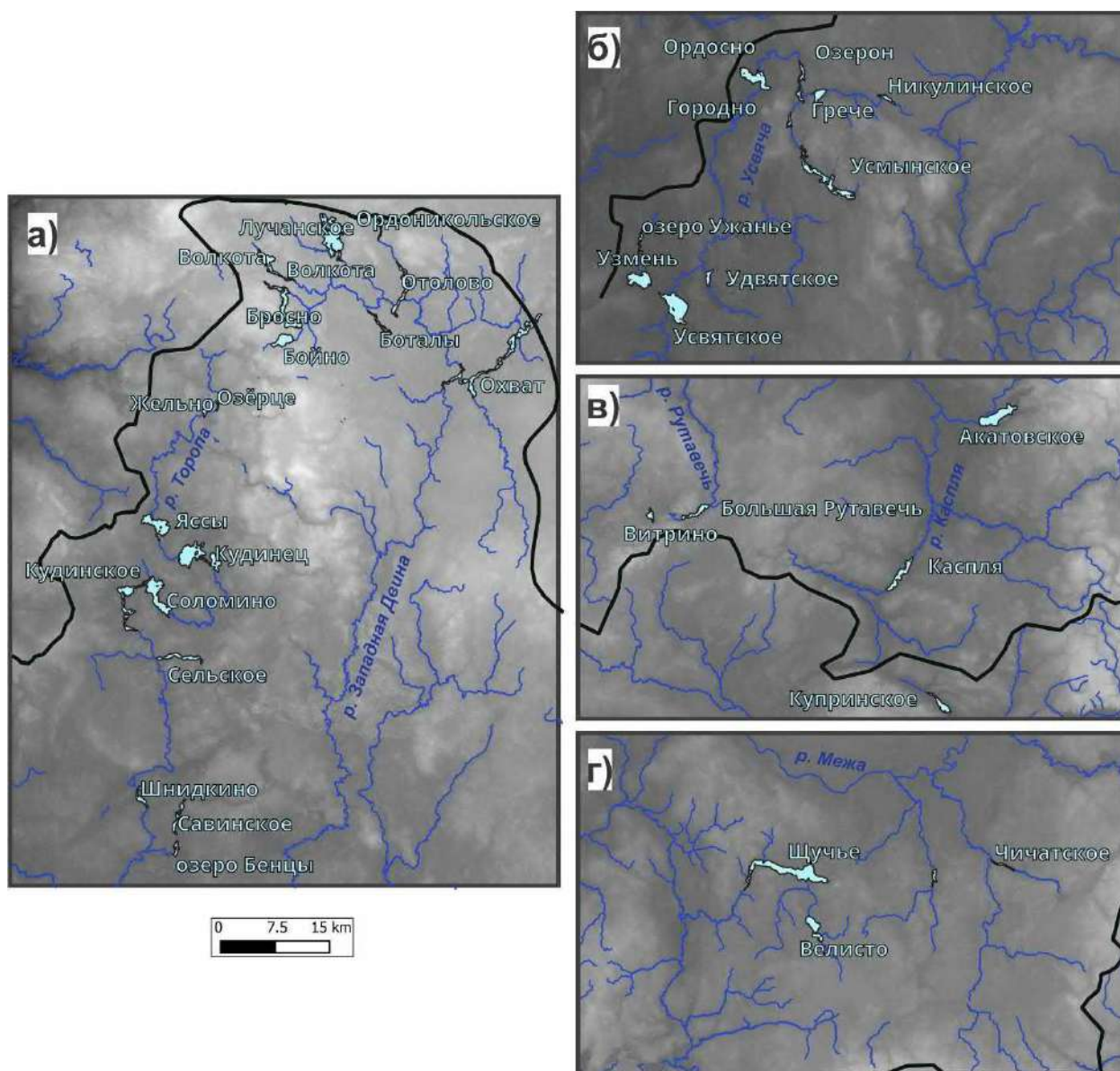


Рис. 2.4.4. Участки с высокой концентрацией долинных озер: а) в долине р. Тороба и истоках р. Западная Двина; б) в долине р. Усвяча в) в долине р. Рутаветч, и бассейнах рр. Каспля и Днепр г) в долинах левых притоков р. Межа. Расположение в Днепро-Двинском регионе и условные обозначения см. рис. 2.4.4.

Долинные озера, выделенные на рис. 2.4.4., обладают характеристиками, важными для изучения сопряженной истории и тенденций развития озерно-речных систем. Среди таких характеристик:

- 1) достаточный размер и объём водной массы чтобы сохраниться как водоему на протяжении голоцена;
- 2) осадочные отложения формируются под влиянием как лимнологических, так и гидрологических процессов;
- 3) осадочные отложения формируются под влиянием локальных, региональных (возможно, глобальных) процессов;

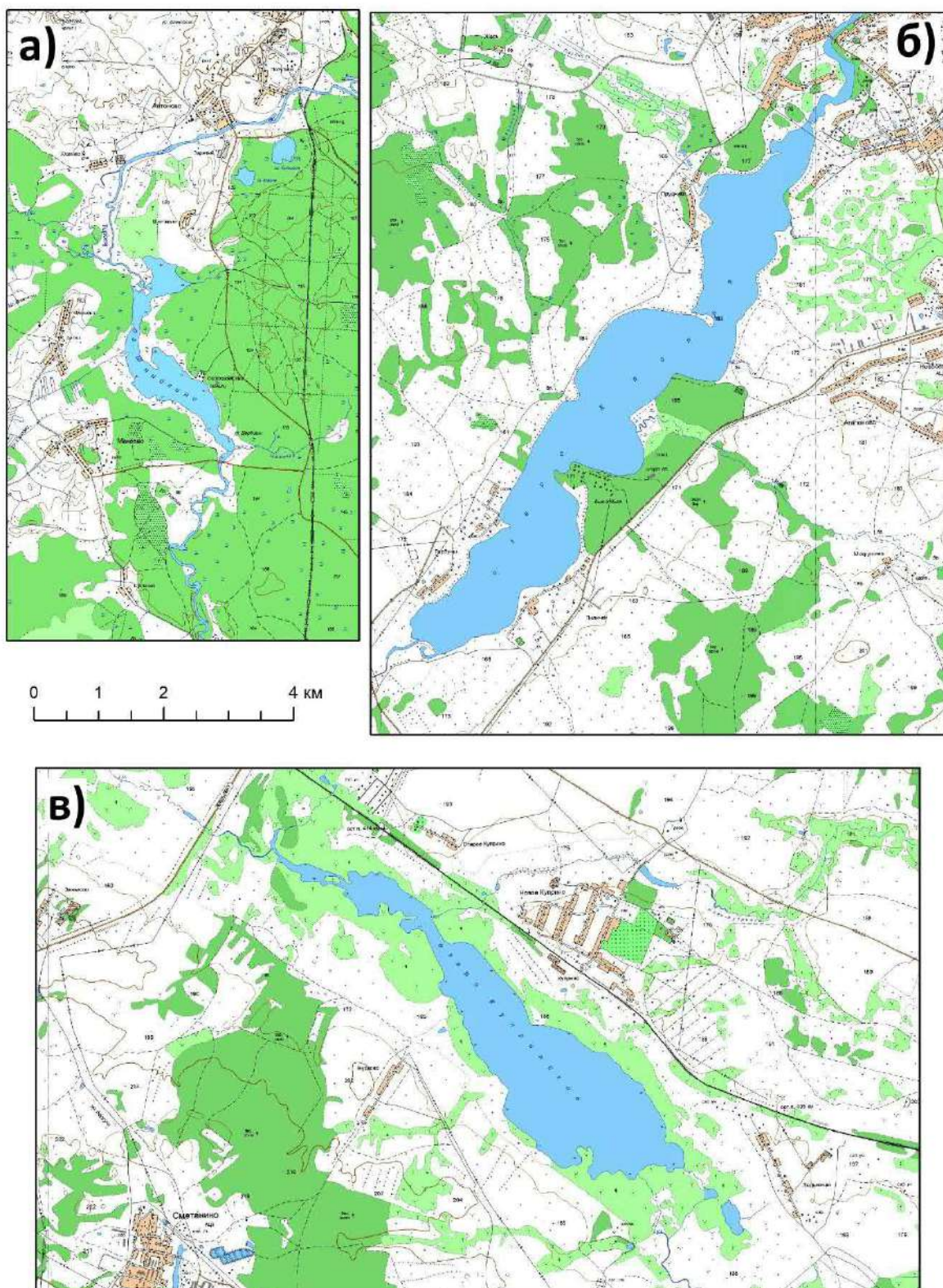
Исходя из вышесказанного, можно дать следующее определение долинных озер в контексте данной работы: озера в долинах крупных и средних рек молодых ледниковых и приледниковых ландшафтов, образованные в ходе дегляциации территории и наследующие ледниковые и водно-ледниковые отрицательные мезо- и макроформы рельефа, а также доледниковые речные долины.

## **2.5. Объекты исследования**

Ключевые объекты исследования – это озерные котловины и связанные с ними речные долины. Три озера были детально изучены в ходе полевых исследований: 1) Шниткино, 2) Каспля, 3) Купринское (рис. 2.1.1, рис. 2.5.1).

Такой выбор объектов обусловлен несколькими причинами: 1) это типичные для гумидных ландшафтов Северо-Запада европейской России проточные озера в сходных геоморфологических позициях – в долинах рек или долинообразных ложбинах, – что позволяет относить их к типу долинных озер; 2) озера расположены в разных геоморфологических зонах относительно максимальной стадии валдайского оледенения, что позволяет рассмотреть максимально возможное разнообразие механизмов формирования и сценариев дальнейшего развития: озеро Шниткино – между вепсовскими и крестецкими краевыми образованиями (Astakhov et al., 2016), Каспля – в краевой зоне LGM, Купринское – перед внешним краем максимума ледника, в зоне стока и подпруживания талых ледниковых вод (рис. 2.1.1). Следует уточнить, что нами принимается более южное положение LGM, которое показано на геологических картах третьего поколения (Воротникова и др., 2011; Astakhov et al., 2016; рис. 2.1.2., 2.1.4.). На геологических

картах первого и второго поколения граница последнего оледенения проводилась к северу от оз. Каспля.



*Рис. 2.5.1 Объекты исследования в едином масштабе на топографической карте ГТЦ: а) оз. Шниткино, б) оз. Каспля, в) оз. Купринское.*

В дополнение к озеру Шниткино были изучены два участка в долине р. Торопа: 1) долина р. Торопа в окрестностях д. Селяне, в 5 км выше по течению от оз. Шниткино, и 2) озерная перемычка между оз. Соломенное (в некоторых источниках Соломено, Соломино) и Заликовское в черте г. Торопец. Вместе они рассмотрены как единая озерно-речная система среднего течения реки Торопы.

Общегеографическая информация об озерах, а также морфометрические характеристики озерных котловин представлены в табл. 2.1. Все озера неглубокие – до 4 м глубиной. Водоемы имеют разную форму, но в целом их можно охарактеризовать как вытянутые субмеридионально. Размер водосбора оз. Шниткино является самым большим среди рассматриваемых объектов., т.к. озеро является частью долины наиболее длинной реки (р. Торопа). В то же время Шниткино имеет наименьшую площадь.

Табл. 2.1. Морфометрические и лимнологические характеристики изученных озер по <sup>1</sup>Шкаликов, 2005, <sup>2</sup>топографическим картам Генштаба и <sup>3</sup>ГосГИСЦентра масштаба 1:100000 (листы О-36-137, N-36-40) и собственным измерениям в ГИС.

	<b>Шниткино</b>	<b>Каспля</b>	<b>Купринское</b>
<b>Координаты центра</b>	56°13'26"с. ш. 31°38'19" в. д.	54°57'51"с. ш. 31°35'51" в. д.	54°48'30"с. ш. 31°40'35" в. д.
<b>Высота уреза, м над у.м</b>	167,1 <sup>2</sup> 167 <sup>3</sup>	160,2 <sup>1,2</sup> 161 <sup>3</sup>	164,5 <sup>1</sup> 164,3 <sup>2</sup> 164 <sup>3</sup>
<b>Площадь зеркала, км<sup>2</sup></b>	1,33	3,2	2,15
<b>Площадь водосбора, км<sup>2</sup></b>	1421	488 (420)	85
<b>Удельный водосбор (Свод/Sоз)</b>	1068,4	152,5	39,5
<b>Средняя глубина в межень, м</b>	1,5	2,1	0,8
<b>Макс. глубина в межень, м</b>	3	3,5	1,6
<b>Внутригодовые колебания уровня, м</b>	1-2	до 1	2-4

**Озеро Шниткино.** Расположено в Западнодвинском районе Тверской области, в 6 км к юго-западу от поселка Старая Торопа. Озеро имеет площадь 1,2 км<sup>2</sup>, вытянутую с севера на юг форму с сужением в средней части. Длина озера

около 3,8 км, ширина до 0,83 км, береговая линия волнистая (рис. 2.5.1а). Площадь водосбора составляет 1421 км<sup>2</sup>. Средняя глубина озера составляет 1,5 м, наибольшая – 3 м (в сужении центральной части озера). Высота уреза озера над уровнем моря – 167 м. Водоем вытянут с севера на юг, форма сложная с сужением в средней части, береговая линия волнистая. Озеро проточное и находится в среднем течении реки Торопы. Река Торопа – правый приток Западной Двины – протекает через оз. Шниткино с севера на юг.

Участок бассейна среднего течения реки Торопы (бассейн Западной Двины), которая дренирует западный макросклон Валдайской возвышенности. Бассейн Торопы заключен между Воробьевыми горами и Торопецкими грядами, которые представлены разновозрастными конечно-моренными образованиями поздневалдайского оледенения. По реконструкциям стадий дегляциации Н.С. Чеботаревой с соавт. (1977) и Astakhov et al. (2016), а также по модели Kalm (2012), участок бассейна Торопы в створе оз. Шниткино находится между вепсовской и крестецкой стадиями последнего оледенения (рис. 2.1.1).

Дочетвертичные породы представлены глинами, алевролитами, песчаниками, доломитами и др. породами верхнего девона и нижнего карбона. Кровля дочетвертичных пород вскрывается на глубинах 20–100 м от поверхности (Третьяков и др., 1967).

На территории окрестностей озера и его водосборного бассейна распространены преимущественно ледниковые и водно-ледниковые аккумулятивные комплексы рельефа последнего оледенения (рис. 2.1.2., 2.1.3.). Преобладают моренные холмистые равнины, осложненные заболоченными западинами и водно-ледниковые холмистые равнины, осложненные камами (Третьяков и др., 1967; Вербицкий и др., 2012). Речная сеть молодая, с преимущественно узкими долинами, наследующая понижения от древней речной сети, бывшие озерные котловины и ложбины стока ледниковых вод (Вербицкий и др., 2012).

По данным Д.Н. Анучина, Торопа протекает минимум через 35 озер (в т.ч. оз. Шниткино) и почти все озера из-за связи с проточными реками относятся к мелким по глубине (Анучин, 1898).

При ежегодном половодье уровень озера Шниткино поднимается на 1-2 м. Экологическое состояние озера оценивается как переходное от мезотрофного к эвтрофному. Эвтрофирование проявляется в зарастании водной растительностью и обильном цветении сине-зеленых водорослей (собственные наблюдения автора).

На берегах озера известны археологические памятники от бронзового века до раннего средневековья (Нефёдов, 2007).

В дополнение к данному объекту были изучены: 1) долина р. Торопы в окрестностях д. Селяне, в 5 км выше по течению от оз. Шниткино, и 2) озерная перемычка между озерами Соломенное (в некоторых источниках Соломено, Соломино) и Заликовское в черте г. Торопец.

**Озеро Каспля.** Озеро Каспля расположено в Смоленской области, в 35 км к северо-западу от Смоленска. Площадь озера составляет 3,2 км<sup>2</sup>, площадь водосбора – 420 км<sup>2</sup>, средняя глубина озера 2,2 м, максимальная глубина – 3,5 м (Шкаликов, 2005). Отметка уровня – 161 м над у.м. (Шкаликов, 2005). Озеро вытянуто в ЮЗ-СВ направлении, длина около 7 км, ширина не превышает 1 км, береговая линия извилистая (рис. 2.5.16). Озеро проточное, с юга в него впадает река Клец, а с севера вытекает река Каспля, далее впадающая в Западную Двину. С запада имеются притоки – мелкие речки (Жевыня и Зеревня), а с востока несколько ручьев. Колебания уровня воды в озере вследствие половодий и паводков, не превышают 0,7 м (Шкаликов, 2005).

Высоты рельефа водосборного бассейна находится в диапазоне 160–245 м над у. м. Кровля дочетвертичных пород залегает на высотах 100–140 м над у. м. Дочетвертичные породы представлены отложениями фаменского яруса девонской системы: доломиты, известняки, мергели и глины (Столярова, Константинова, 1972).

Четвертичные отложения представлены преимущественно моренами максимума последнего оледенения (Осташковского). Пески встречаются в речных долинах и ложбинах, являющихся бывшими руслами стока талых ледниковых вод (рис. 2.1.4., 2.1.5.).

Рельеф на большей части территории, окружающей озеро, грядово-холмистый. Конечно-моренные холмы и гряды особенно хорошо выражены к северу и северо-западу от озера. Здесь они местами подступают к самому берегу.

Котловина озера крутосклонная (высотой до 35 м), берега в отдельных местах террасированные и расчлененные оврагами (Шкалик, 2005). Береговая линия почти не заболочена, за исключением участка при впадении р. Клец, но сильно заросла водной растительностью.

Северная оконечность озера, у истока р. Каспля, была перегорожена плотиной для обеспечения определенного уровня в водоеме в межень Каспьянской ГЭС (действовала в 1946-61 гг.). Кроме того, плотины и водозаборы существуют в районе слияния рек Удра и Клец и на реке Каспля близ дер. Алфимово (плотина рыбхоза).

Экологическое состояние водоема сильно пострадало после активного хозяйственного освоения территории в середине XX века: отбросы скотоводческих ферм, сведение лесов и осушение болот в бассейне р. Клец. С 70-ых годов в акватории отмечалось цветение воды, становившееся значительным с течением времени (Шкалик, 2005).

В 1992 г. отмечено заметное падение уровня воды в озере (Шкалик, 2005), до этого максимальная глубина воды составляла 4,5 м (Кремень, 1977).

Озеро является памятником природы (ООПТ) регионального значения. Является частью Смоленской группы озер (выделена В.А. Шкаликовым), а также самым крупным из данной группы.

В дополнение к данному объекту была изучена долина р. Каспля в окрестностях д. Алфимово, у одноименного неолитического местонахождения (Кренке, 2018).

**Озеро Купринское (или Куприно).** Расположено в Смоленской области, в 19 км к западу от Смоленска. Имеет площадь 2,15 км<sup>2</sup>, площадь водосбора 85 км<sup>2</sup>, Максимальная глубина 2,5 м (по данным Кремень, 1977), средняя глубина - 0,8 м. Длина озера - около 6 км, ширина - до 1 км (Природа Смоленской..., 2001). Имеет вытянутую в направлении СЗ-ЮВ форму, в северо-западной части озеро узкое, затем заметно расширяется до максимальной ширины в своей средней части. Береговая линия волнистая, берега сглаженные (рис. 2.5.1в). Озеро эвтрофное, сильно заросшее сплавидами. Берег озера заболоченный, кроме участка с наиболее крутыми склонами в средней части котловины. Абсолютная отметка уровня 164,3 м.

Озеро Купринское слабопроточное, с севера в него впадает р. Купринка, а с юга вытекает р. Катынка, связывающая озеро с Днепром. Гидрологический режим озера обусловлен режимом Днепра, так как уровень впадения р. Катынка в Днепр находится на абсолютной отметке 160 м, что всего лишь на 4 м ниже уреза озера. Даже относительно низкие полые воды и паводки, высотой до 5 м над меженным уровнем Днепра, создают подпор для стока вод из Катынки и последующее повышение уровня Купринского озера. При более высоком подъеме уровня воды в Днепре в половодье, (в среднем – 7 м, до 9-11 м; Алексеевский, Жук, 2020) уровень озера поднимается, на 2-4 м от своего меженного уровня (Кремень, 1977). Масштаб затопления окрестностей озера можно наблюдать на разновременных космических снимках Google Earth (рис. 2.5.2).

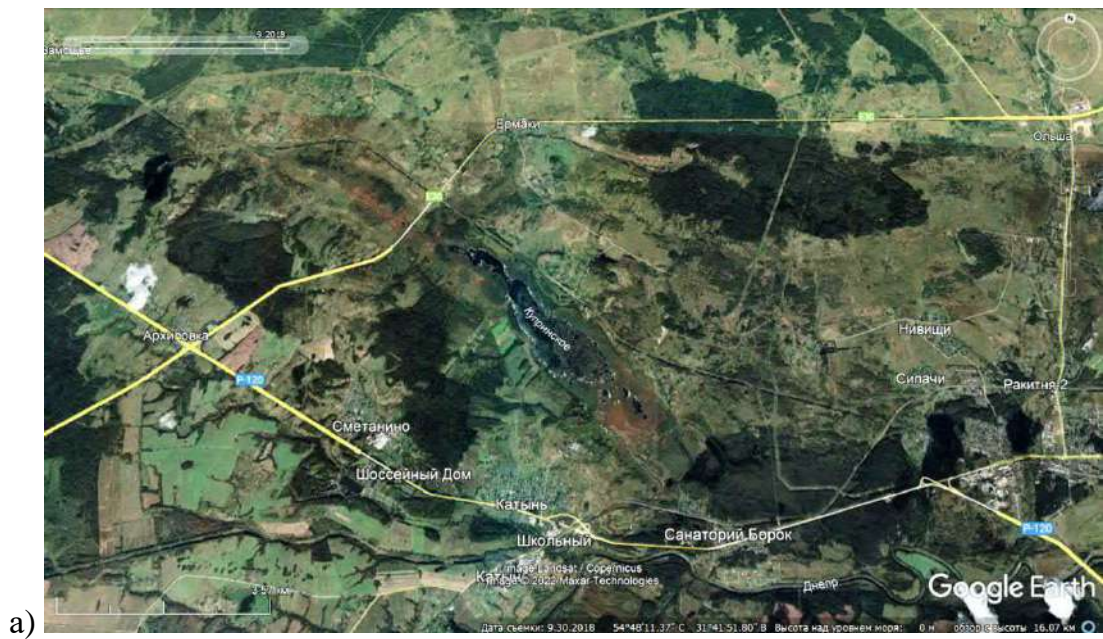
Кровля дочетвертичных пород залегает на высотах 120–140 м над у. м. Это отложения фаменского яруса девонской системы: доломиты, известняки, мергели и глины (Столярова, Константинова, 1972).

Четвертичные породы в окрестностях озера – это морены (валунные суглинки и супеси) краевой зоны валдайского оледенения, а также московского оледенения, кроме того, пески водно-ледникового и аллювиального происхождения, а также торфа (рис. 2.1.4., 2.1.5.).

Озеро вложено в вытянутую в направлении СЗ-ЮВ котловину, расположенную среди крупного валдайского холмисто-моренного (конечно-моренного) рельефа (Кремень, 1977). По данным карты четвертичных отложений ГГК-1000 (3-е поколение) с юго-западной стороны от котловины находятся моренные возвышенности московского возраста, а с северо-востока – валдайского (рис. 2.1.4.).

В начале 1990-х гг. в озере была предпринята попытка добычи сапропеля на удобрения, не получившая дальнейшего развития (Шкаликов, 2005).

Озеро является памятником природы (ООПТ) регионального значения. Относится к Смоленской группе озер (выделена В.А. Шкаликовым). На берегах известны археологические памятники от неолита до средневековья. Считается одним из звеньев пути "из Варяг в Греки". Имеет рекреационное значение (Кремень, 1977).



*Рис.2.5.2. Разновременные космические снимки Google Earth изучаемой территории: а) сентябрь 2018, б) апрель 2010.*

## Глава 3. Методы исследования

### 3.1 Палеогеографические концепции и методические подходы

В данной работе история образования рельефа и отложений рассматривается с позиций *актуализма*. Принцип актуализма подразумевает, что в недавнем геологическом прошлом (в последние 20 тыс. лет) геоморфологические процессы действовали по тем же закономерностям, что и современные процессы. Для целей данного исследования наиболее важны процессы озерного осадконакопления, флювиальные ледниковые и водно-ледниковые процессы осадконакопления и рельефообразования.

Проиллюстрировать подход актуализма можно на примере озерных отложений. Зная, какие внешние и внутренние факторы влияют на современный озерный седиментогенез и как эти факторы отражены в осадочной летописи, можно реконструировать условия осадконакопления прошлого (рис. 3.1.1).



Рис. 3.1.1. Формирование озерных отложений: ведущие факторы и процессы (по Zolitschka, 2015).

Методологический базис исследования – концепция морфолитогенеза, описывающая триединую сущность: форма рельефа – рельефообразующий процесс – вещество (Симонов и др., 1998). Главная идея данной концепции: генетическая интерпретация последовательностей рыхлых отложений должна опираться на расположение и морфологию того рельефа, который эти отложения слагают.

Основные отрасли географической науки, на теоретических базах которых построено данное исследование, – палеогеоморфология и палеолимнология. Кроме того, интерпретация данных основана на принципах четвертичной геологии и генетической классификации типов отложений (Шанцер, 1966; Астахов, 2020).

Для реконструкции истории уровней озер использована методическая концепция Г. Дигерфельдта о седиментационных свидетельствах колебания уровня (Digerfieldt, 1986, рис. 3.1.2.).

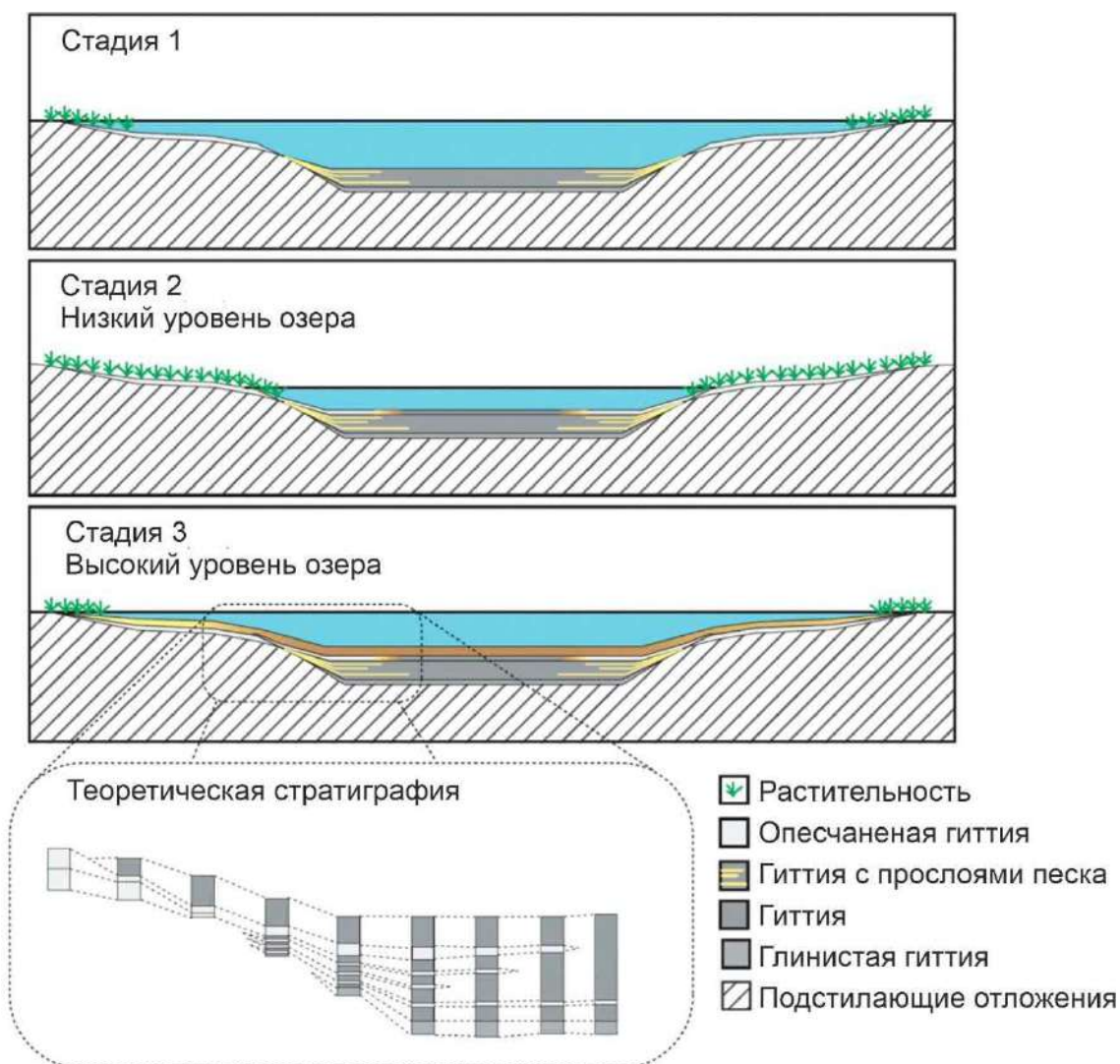


Рис. 3.1 2. Схематическое изображение подхода Дигерфельдта (1986) (из Jones and Jordan, 2013).

На рис. 3.1.2. показаны три временных этапа развития озера – высокий уровень, падение и обратный подъем уровня озера – для которых фиксируются изменения осадконакопления. Прибрежная фация (грубая опесчаненная гиттии/илистый песок) сохраняется в стратиграфическом разрезе на разных высотах, соответствующих периодам низкого или высокого уровня озера.

На берегах озёр (обычно, на поймах рек и озер) прибрежная фация часто представлена торфам. Возраст подошвы торфа, перекрывающего озерные отложения, показывают время перехода от субаквального состояния к субаэральному. И наоборот, погребение торфа под озерными илами маркирует рост уровня озера. Высотный уровень торфа в таких случаях соответствует бывшему уровню воды в озере. Для реконструкций колебания уровня озёр рекомендуется сопоставлять несколько стратиграфических свидетельств (фациальные переходов) в самой котловине, на её берегах и в долинах сопряженных рек (Digerfieldt, 1986).

Общая схема работ для каждого ключевого участка диссертационного исследования (озеро и его окрестности, речные долины притоков/истоков) почти одинакова. Первоначально для каждого участка был выполнен комплекс полевых либо дистанционных геолого-геоморфологических изысканий, если таковой не был проведен предшествующими исследователями. Затем проводилось изучение геологического строения по отобранным кернам донных отложений литологическими методами, а также датирование. В ряде случаев использованы дополнительные методы изучения рельефа и отложения, реализованные автором либо коллегами в совместных проектах.

При реконструкции истории уровней водоемов использованы историко-археологические данные (высоты разновременных культурных и культуросодержащих слоёв). Это возможно ввиду того, что участки исследования расположены в густонаселенных районах, с богатой археологической историей (Краснов и др., 1997; Нефёдов, 2007).

### **3.2. Полевые методы**

Геоморфологические и палеогеографические исследования на ключевом участке Шниткино проходили в летних полевых выездах 2017-2021 гг. в составе Раннесредневековой археологической экспедиции ГИМ (руководитель С.А.

Стефутин). В 2022-2023 гг. были осуществлены дополнительные летние полевые выезды. В бурении 2021-2022 гг. принимали участие сотрудники лаборатории эволюционной географии ИГ РАН д.г.н. А.В. Панин, к.г.н. Н.В. Карпухина, к.г.н. В.Ю. Украинцев, А.Ю. Качалов.

В дополнение к данному объекту были изучены: 1) долина р. Торопы в окрестностях д. Селяне, в 5 км выше по течению от оз. Шниткино была исследована в ходе осеннего выезда в 2024 г.; 2) пролив между озерами Соломенное и Заликовское в черте г. Торопец был исследован в двух коротких полевых выездах – в ноябре 2024 г. и марте 2025 г. Полевые работы в 2024 г. были проведены совместно с экспедицией ИИМК РАН под руководством к.и.н. И.И. Еремеева, при участии М.А. Комагоровой (Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН).

На ключевых участках Каспля и Купринское полевые работы велись с февраля 2022 г. по февраль 2024 г. и включали три экспедиции зимнего бурения и одну летнюю экспедицию на оз. Каспля. Все работы выполнены совместно с лабораторией палеоархивов природной среды ИГ РАН под руководством к.г.н. Е.А. Константинова. Сотрудники отдела палеогеографии четвертичного периода, принимавшие участие в полевых работах на оз. Каспля и Купринское: к.г.н. А.Л. Захаров, к.г.н. Н.В. Сычев, к.г.н. А.И. Рудинская, к.г.н. Д.В. Баранов, д.г.н. О.К. Борисова, к.б.н. Н.Н. Нарышкина, Р.С. Шухвостов, Р.А. Андреев.

В дополнение к озеру Каспля была изучена долина р. Каспля в окрестностях д. Алфимово, у одноименного неолитического местонахождения (Кренке, 2018). Полевые работы в долине реки Каспли состоялись в июне 2024 г. в экспедиции под руководством д.г.н. А.В. Панина.

Для полноты геологической информации в бассейне оз. Купринское были использованы материалы экспедиции летнего бурения 2018 г. (отчетные материалы проекта РФФ 17-17-01289, руководитель д.г.н. А. В. Панин).

Виды и объем полевых работ, в которых принимал участие непосредственно автор, а также количество отобранных в поле образцов, представлены в таблице 3.2.1.

Маршрутные геоморфологические описания проведены на левобережье реки Торопы и оз. Шниткино. Представления о рельефе берегов оз. Каспля и

Купринское, а также их бассейнов, получены в ходе предполевого дешифрирования космических снимков (Google, Yandex).

Таблица 3.2.1. Виды и объем полевых работ и отобранных образцов.

Вид работ	Шниткино-Торопец	Каспля	Купринское
Маршрутные описание и дешифрирование	+	+	+
Батиметрическая съемка	+	+	
Буровые скважины, шт.:			
• В акватории	14	2	3
• На берегах	26	20	
Длина отобранных кернов, м	6,5	17	22
Образцы на анализы (шаг): <i>Гран.анализ, ППП, капнаметрия</i>	130 (5 см)	213 (5, 10 см)	301 (10, 5 см)
• <sup>14</sup> C даты	32	23	9
• ОСЛ даты	10		
Геофизические работы:			
- георадиолокация	+		
- электротомография	+		
Микроморфология и варвохронология		+	

Ручное бурение берегов оз. Шниткино и оз. Каспля проведено с помощью бура Eijkelkamp с пробоотборником диаметром 3 см и длиной 0,5 м (рис. 3.2.1а). Бурение дна озера Шниткино выполнено также буром Eijkelkamp, но с пробоотборником диаметром 3 см и длиной 1 м, а также пробоотборником для торфяных отложений длиной 0,5 м. Специально для этого вида бурения был сконструирован плот, вмещающий 4-5 человек. Бурение дна оз. Каспля и Купринское выполнено зимой со льда модифицированным буром Ливингстона (рис. 3.2.1в).

Механическое бурение берегов оз. Шниткино, долин рек Торопа и Каспля выполнено усовершенствованным шнековым способом, установкой «Pride Mount 80» на шасси УАЗ 3303 (рис. 3.2.1б).

Буровые работы и изучение раскопов сопровождалось литологическим описанием и фотографированием, фиксированием положения выработок в рельефе и высоты относительно локальных реперов (если это было возможно).



*Рис. 3.2.1. Различные виды полевых работ, выполненные в ходе исследования. А) ручное бурение поймы р. Торона, 05.2021 (фото Ф. Русова); Б) механическое бурение поймы р. Торона, 07.2020; В) отбор кернов из скв. Kas-17, оз. Каспля, 02.2022 (фото Р. Шухвостова)*

Из всех озер отобраны керны донных отложений для последующих лабораторных анализов (табл. 3.2.1). Отдельные образцы были отобраны из скважин 20762, 20765, 20768 (из тех же стратиграфических слоев, что и образцы для ОСЛ датирования) в Шниткино.

Геофизические работы выполнены на трёх участках – в прибрежной части оз. Шниткино, в долине Торопы у д. Селяне и в черте г. Торопец.

Геофизические изыскания на террасе и пойме близ раскопок селища Шниткино выполнены командой специалистов из РГУ нефти и газа (рук. к.г.-м.н. К.С. Сергеев). Работы состояли из двух взаимодополняющих малоглубинных методов: георадиолокационной съемки и электрической томографии. Отработаны два профиля, длиной по 72 м, через геологические скважины и раскопы. Георадиолокационная съемка проводилась с использованием георадара «ОКО-2» с антенным блоком АБ-400М, имеющим центральную частоту 400МГц, максимальную глубину зондирования 5 м и разрешающую способность по глубине 0,15 м. Электрическая томография (электроразведка методом сопротивлений) проведена с помощью многоканальной многоэлектродной станции Syscal Pro Switch 72. Данный метод является модификацией классических вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) и использует питающие и приемные электроды, расставленные по профилю с определенным шагом и соединенные кабелем («косой») с коммутатором и станцией. В нашем случае 72 электрода были зафиксированы на профиле с шагом 1 м, при этом максимальная глубина зондирования составила 15 м.

На участках у д. Селяне и в г. Торопец георадиолокационная съемка проводилась с использованием георадара «ОКО-3» с антенным блоком АБ-250М, имеющим центральную частоту 250МГц, максимальную глубину зондирования 5 м и разрешающую способность по глубине 0,15 м. Съемку проводил лично автор, консультируясь с к.г.-м.н. С.С. Бричевой.

Обработка и корректная интерпретация как данных бурения, так и геофизических данных требуют учета рельефа, поэтому по линии всех профилей была выполнена геодезическая съемка с помощью GNSS-станций Leica GS 10 Viva, EFT M1 и EFT M4.

Местоположения всех скважин и геофизических профилей отображены на картах фактического материала в главе 4.

Батиметрическая съемка осуществлена для изучения рельефа дна озер Шниткино и Каспля. Съемка выполнена при помощи мини-эхолота Deeper pro, с весельной лодки либо байдарки на Каспле – летом 2023 и 2024 гг., на Шниткино – в мае 2023 г. Съемка оз. Купринское не выполнена, так как оно слишком мелководное и заросшее – непригодно для работы с эхолотом.

### 3.3. Методы датирования

В рамках данной работы использовано два метода количественного датирования: радиоуглеродный ( $^{14}\text{C}$ ) в жидко-сцинтилляционном (LSC) и масс-спектрометрическом (AMS) вариантах и люминесцентные методы – оптически стимулированной люминесценция (ОСЛ) и инфракрасно стимулированной люминесценции (ИКСЛ).

Для датирования радиоуглеродным методом отбирался материал, содержащий органическое вещество – торф, сапрпель, растительные макроостатки. Образцы на  $^{14}\text{C}$  датирование (включая AMS) были отобраны из скважин на пойме реки Торопы, из шурфа на берегу оз. Шниткино и из опорной колонки 20770 в оз. Шниткино (всего 32 образцов). Из трех колонок озерных отложений на оз. Купринское (Кур-18, -14, -15) было отобрано 9 образцов, из опорной колонки на оз. Каспля (Kas-17) – 23 образца.

Датирование методом AMS выполнялось в двух лабораториях: 1) ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН в сотрудничестве с Центром прикладных изотопных исследований университета Джорджии, США (лабораторный индекс IGANams), 2) радиоуглеродная лаборатория университета Оттавы, Канада (лабораторный индекс UOC). Датирование LSC методом выполнено в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Института Наук о земле СПбГУ (лабораторный индекс ЛУ/LU). Все даты откалиброваны в программе OxCal 4.4. (Bronk Ramsey, 2009, 2021) на основе калибровочной кривой IntCal20 (Reimer et al., 2020).

Для датирования методом ОСЛ и ИКСЛ отобраны образцы из песчаных, обедненных органикой слоев, в скв. 20762, 20765, 20768 на берегу оз. Шниткино.

Датирование люминесцентным методом применяется для определения возраста четвертичных отложений различного генезиса, не старше 500 тыс. л.н. (Панин, 2014). Образцы на ОСЛ датирование отобраны из скважин в светонепроницаемые пакеты в условиях темноты. Пробоподготовка выполнена в лаборатории МГУ-ИГ РАН (рис. 3.4.1б), под красно-оранжевым светом (Sohbati et al., 2017). После выделения датируемой фракции методом мокрого ситования, образцы протравливались кислотами (10% HCl, 10% H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, 10% HF) и далее проходили сепарацию в тяжелой жидкости, 2,58 г/см<sup>3</sup> водного раствора метавольфрамата лития для отделения минералов кварца и калиевых полевых шпатов (КПШ). Затем кварц повторно очищался в растворе 40% HF и 10% HCl (Murray et al., 2021).

Определение люминесцентного сигнала и соответствующего ему количества полученной радиации (эквивалентной дозы радиации, De) проводилось на измерителе Risø TL/OSL Reader TLDA20, оснащенный бета-источником Sr-90 в Орхузском университете Королевства Дании. Измерения по кварцу проведены в соответствии с протоколом единичной регенеративной аликвоты (SAR-протокол) (Wintle, Murray, 2006) в больших аликвотах (8 мм). Измерения по КПШ выполнено по протоколу post-IR IRSL SAR (Thiel et al., 2011; Buylaert et al., 2012) в маленьких аликвотах (2 мм). Измерялись сигналы IR50 и pIRIR290. Параллельно с этим определена мощности дозы на гамма-спектрометре (Murray et al., 2018). Поправки на среднее влагосодержание образца (WC, %) были сделаны по Эйткену (Aitken, 1985), а вклад космических лучей рассчитан по Прескотту и Хаттону (Prescott, Hutton, 1994). Датирование по кварцу (ОСЛ) и КПШ (ИКСЛ) позволяет оценить степень «обнуления» (засветки) люминесцентного сигнала в последний эпизод транспорта датируемого материала. Так как скорость обнуления КПШ медленнее, чем кварца, то согласование возрастов по этим минералам позволяет считать, что люминесцентный сигнал действительно отражает время с последнего захоронения материала (Murray et al., 2012; Möller, Murray, 2015). Степень засветки считалась хорошей при соотношении возрастов IR50/OSL и IRIR290/OSL в диапазонах 0,5-0,7 и 0,9-1,2 соответственно (по Murray et al., 2012).

### 3.4. Лабораторные методы анализа вещественного состава

Комплекс литологических и физико-химических методов (гранулометрический анализ, определение потерь при прокаливании и определение магнитной восприимчивости) выполнялись в лаб. палеоархивов природной среды ИГ РАН непосредственно автором. В совокупности эти методы решают несколько задач: 1) задачу стратифицирования (подразделения на слои) осадочной толщи – разделение однородной на первый взгляд толщи на слои; 2) задачу определения обстановок осадконакопления и характера их изменений (плавно/резко); 3) задачу выявления аномалий состава, указывающих на резкие изменения условий; 4) задачу стратиграфической корреляция строения осадочной толщи в разных частях одного объекта и между разными объектами.

*Гранулометрический анализ* выполнялся мокрым ситованием для частиц крупнее 1 мм (гравий-крупный песок) и лазерно-дифрактометрическим методом на анализаторе Malvern Mastersizer 3000 для частиц мельче 1 мм (крупный песок-глина). Предварительно проводилась подготовка, заключающаяся в обработке 10- % соляной кислотой (HCl) для удаления карбонатной составляющей и 30-40- % перекисью водорода (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) для удаления органического вещества (рис. 3.4.1а). После пробоподготовки оставалась только минеральная терригенная фракция осадка.

Вычисление распределения частиц по размерным фракциям выполнялось на основе дифракционной модели Ми (Mie theory, Ozer et al., 2010). Классификация по размеру частиц проводилась по размерным диапазонам в мкм, соответствующим логарифмической шкале φ (Blott, Pye, 2012, табл. 3.4.1.).

Табл. 3.4.1. Распределение фракций в гранулометрическом составе.

Название фракции	Размер, мкм
Мелкая глина	<2.0
Крупная глина	2.0-4.0
Мелкий алеврит	4.0-8.0
Средний алеврит	8.0-16.0
Крупный алеврит	16.0-31.0
Грубый алеврит	31.0-63.0
Тонкий песок	63.0-125.0
Мелкий песок	125.0-250.0

Средний песок	250.0-500.0
Крупный песок	500.0-1000.0
Грубый песок	1000.0-2000.0
Гравий	>2000

По результатам анализа строились кривые распределения частиц в каждом образце (для анализа формы), столбчатые и треугольные диаграммы распределения частиц по скважинам, рассчитывались медианные значения размера частиц (D<sub>x50</sub>) в каждом образце. Для статистического анализа некоторых образцов был применен пакет Gradistat v.8 (Blott, Pye, 2001).

*Анализ потерь при прокаливании (ППП)* – метод оценки содержания органического вещества и карбонатов в отложениях при последовательном прокаливании образцов на при различных температурах и измерении потери массы (Bengtsson, Enel, 1986). По стандартной методике ППП определялись при последовательном нагреве до температур 550 и 950 °С. Значения ППП 550 °С отражают содержание органического вещества, а разница ППП 950 °С – ППП 550 °С (ПППΔ950 °С) показывает содержание CO<sub>2</sub> карбонатов (Heiri et al., 2001).

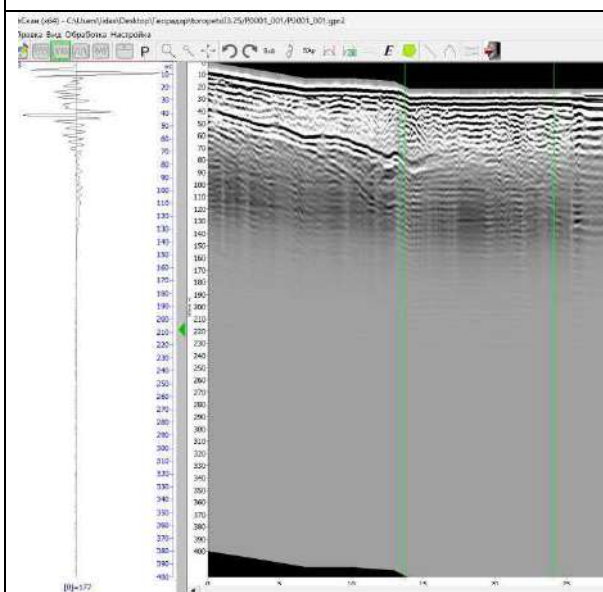
Потеря веса при температуре 500-550°С пропорциональна количеству органического углерода (он составляет лишь часть орг. вещества), содержащегося в образце, и Дин (1974) показал реальную корреляцию между ППП550 °С и содержанием органического углерода, определенным хроматографическим методом в озерных отложениях (Dean, 1974). При температуре 900-1000 °С диоксид углерода выделяется из карбоната (улетучивается), оставляя оксид. Чтобы оценить содержание кальцита CaCO<sub>3</sub> в веществе необходимо выполнить пересчет по формуле ПППΔ950 °С/0,44 (Dean, 1974).



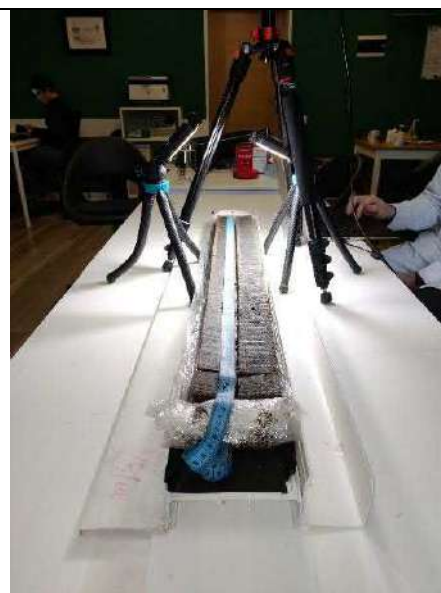
а)



б)



в)



г)

*Рис. 3.4.1. Различные виды лабораторных работ, выполненные в ходе исследования: а) пробоподготовки образцов для гранулометрического анализа, 09.2020 (фото А. Рудинской); б) пробоподготовки образцов для ОСЛ датирования, 11.2020 (фото А. Уткиной); в) обработка георадиолокационного профиля; г) фотографирование кернов с тонко-слоистым осадком из скв. Kas-17.*

**Удельная магнитная восприимчивость (УМВ)** — это показатель степени намагничивания вещества под действием приложенного магнитного поля. Он зависит от химического вида, концентрации и размера магнитных минералов в осадке. Эти параметры определяются еще большим количеством факторов, таких как климатические условия формирования осадков, источники поставки магнитного материала и их удаленность, местные геохимические и геоморфологические условия, литологические особенности отложений, состав подстилающих пород, время и другие (Liu et al., 2012; Большаков, 2010). Основной источник магнитных минералов в озерных котловинах – это их водосборные бассейны, при этом накопление и разрушение магнитных минералов *in situ* также должно учитываться (Sandeger, Snowball, 2001). Измерение удельной магнитной восприимчивости – или каппаметрия – образцов из оз. Шниткино производилось каппаметрами ZHstruments SM-30, который измеряет кажущуюся МВ ( $\chi$ ) в единицах измерения  $\cdot 10^{-3}$  СИ. Образцы из оз. Каспля и Купринское были измерены каппаметром ZHstruments SM-150, который измеряет удельную (в данном случае массовую) магнитную восприимчивость в единицах измерения  $\cdot 10^{-6}$  м<sup>3</sup>/кг. Измерения всех образцов выполнены при частоте 500 Гц.

Анализы гранулометрического состава, ППП и каппаметрия – как единый комплекс литологических методов – выполнены для кернов скв. 20770 на оз. Шниткино, скв. Kas-17 на оз. Каспля и скв. Кур-8, 14, 15 на оз. Купринское (табл 3.1.1). Гранулометрический анализ также выполнен для 7 образцов скв. 20765 и 4 образца скв. 20768. В выполнении литологических анализов помогали студентки-практикантки Анастасия Герасимова (СФ МГУ) и Тамара Джалиашвили (ВШЭ).

Для реконструкции условий озер и болот был использован **анализ состава остатков водных растительных и животных организмов** по методике, разработанной Н.В. Корде (1960). Анализ биоостатков проводился по двум пробам из керна 20769: проба 9 с глубины 3,1–3,2 м и проба 10 с глубины 3,25–3,35. Данные образцы могут быть сопоставимы с отложениями из колонки 20770. Кроме того, были проанализированы пробы из керна Тор-3 с глубин 360-374, 374-378, 378-385 и 385-390 см. Анализ выполнен к.б.н. О.Н. Успенской (ВНИИ овощеводства РАН).

Для ритмично-слоистой толщи отложений колонки Kas-17 (интервале глубин 9,6 –15,1 м) выполнена *макрофотосъемка* для последующего подсчета годовичных слоев. Съемка выполнена камерой Canon EOS 750D с макро-объективом 100 мм разрешения. Съемки и последующая склейка была выполнена к.г.н. А.Л. Захаровым (рис. 3.4.1г).

Для изучения строения слоистости с шагом 20-30 см из кернов были отобраны образцы для изготовления *шлифов*. 4 шлифа, средним размером 1x2 см, были изучены на сканирующем микроскопе-анализаторе МЕКОС-Ц2. В процессе изучения шлифов помогали к.г.н. Рудинская А.И. (идентификация створок диатомей) и к.г.н. Константинов Е.А. (идентификация аутигенных минералов).

### **3.5. Методы обработки и интерпретации данных**

Аналитические методы включают отдельные процедуры обработки и интерпретации полевых и лабораторных данных в специальном программном обеспечении.

По результатам бурения и с опорой на полученные даты в программе Corel Draw были *построены геолого-геоморфологические профили*, на которых показаны литология, возраст и генезис стратиграфических горизонтов. Литостратиграфическое расчленение отложений, проводившееся в поле, было уточнено в ходе построения профилей: некоторые выделенные горизонты были объединены либо разделены. Кроме того, учитывались результаты гранулометрического анализа.

*Геоморфологическое картографирование* в среднем и крупном масштабе выполнено в программе ArcGIS 10.6.1. и Qgis 3.34. Используются открытые данные космической съемки (Google, Yandex), топографическая карта масштаба 1:100000 лист О-36-136, цифровые модели рельефа SRTM (Farr, Kobrick, 2000), FABDEM (Hawker, Neal, 2023), геологические карты масштаба 1:1000000 лист О-36 (ГГК-1000 третье поколение) и масштаба 1:200000 лист О-36-XXXII (ГГК-200 первое поколение), фондовые материалы – отчет и объяснительные записки и описания скважин к названным картам (Столярова, 1964; Третьяков и др., 1967; Вербицкий и др., 2012), а также опубликованные палеогеографические и гляциоморфологические карты более мелкого масштаба (Kalm, 2012; Astakhov et al., 2016). Учтены и собственные полевые данные. Кроме того, при

картографировании сделан акцент на выделении гляциальных форм рельефа последнего оледенения, опираясь на методические указания по гляциоморфологическому картографированию залесенных территорий (Карпухина, Сизов, 2020).

Данные *батиметрической съемки* для всех озер были обработаны в программе Global Mapper 22.0.

*Георадиолокационная съемка* обрабатывалась и интерпретировалась в программах: "GeoScan32" и "CartScan" (ООО "Логические системы"), "Comprof" (НПП "ГЕТЭК"), "3c\_Interact" (НПП "ГЕТЭК"), "Petrolint" (НПП "ГЕТЭК"). Принцип георадиолокационной съемки: излучение электромагнитных волн и прием сигналов, отраженных от границ раздела слоев зондируемой среды, имеющих различные электрофизические свойства (рис. 3.4.1г). На георадиолокационном профиле (радарограмме) выделяются границы раздела между слоями с разным литологическим составом, между сухими и влагонасыщенными грунтами, искусственными сооружениями и естественными осадками, мерзлыми и тальными грунтами, коренными и осадочными породами и пр. (Старовойтов, 2008).

*Электротомография* обрабатывалась и интерпретировалась в программе «x2ipi» (Геологический факультет МГУ). Принцип электротомографии заключается в измерении электрического сопротивления зондируемой среды, и последующей обработки с применением процедуры «двумерная автоматическая инверсия» - алгоритма, пересчитывающего измеренное электрическое поле в соответствующее ему двумерное распределение удельного электрического сопротивления (в Ом\*м) (Бобачев и др., 2006). В итоге получается двумерный геоэлектрический разрез, в нашем случае разрез удельного электрического сопротивления (УЭС). Из-за интегрального характера метода полученная геоэлектрическая модель может упрощать и сглаживать реальные детали геологического строения разреза, завышая мощности слоев и занижая контраст их электрических свойств.

*Подсчет годичных слоев* по макрофотографиям кернов колонки Kas-17 из оз. Каспля выполнен трижды разными исследователями (автором данной работы, к.г.н. Александриным М.Ю. и к.г.н. Захаровым А.Л.) по белым прослоям пары. Почти

все керны были укороченными, длиной 70-80 см, из-за физической потери в процессе бурения. Недостающие участки были рассчитаны путем интерполяции. В итоге были получены плавающие хронологии с соотношением глубина-номер слоя (или относительный год). Статистическая обработка подсчета выполнена в программе DataGraph. Там же полученная варвохронология сопоставлена с результатами возрастного моделирования по  $^{14}\text{C}$  датированию.

Для верификации был применен метод автоматического подсчета варв в программе “countMYvarve” (Van Wyk de Vries et al., 2022). Метод основан на принципе автокорреляции изображений, для которого были использованы полученные ранее фотографии кернов.

*Построение кривых изменение среднего уровня озер* выполнено на основе совмещения результатов фациального анализа и радиоуглеродного датирования отложений. Проводилось выделение контактов между субэральными и субаквальными фациями озерных отложений в прибрежных скважинах, которые являются маркерами актуального на тот момент времени уреза воды. Так же учитывались положение известных археологических памятников и высоты культурных слоев на берегах (люди селились на незатапливаемых территориях), а также высоты озерных и водно-ледниковых террас.

## Глава 4. Строение озерных котловин и речных долин на ключевых участках

### 4.1. Торопецкая озерно-речная система

#### 4.1.1. Рельеф бассейна среднего течения р. Торопа

Долина реки Торопы включает несколько проточных озер – основным ключевым объектом среди которых является оз. Шниткино (рис. 4.1.1.а-б). Кроме непосредственно озера и его окрестностей были изучены два дополнительных участка выше по течению от оз. Шниткино: долина р. Торопа в районе деревни Селяне (рис. 4.1.12) и озерная перемычка (пролив) между оз. Соломенное и Заликовское в черте г. Торопец (рис. 4.1.14).

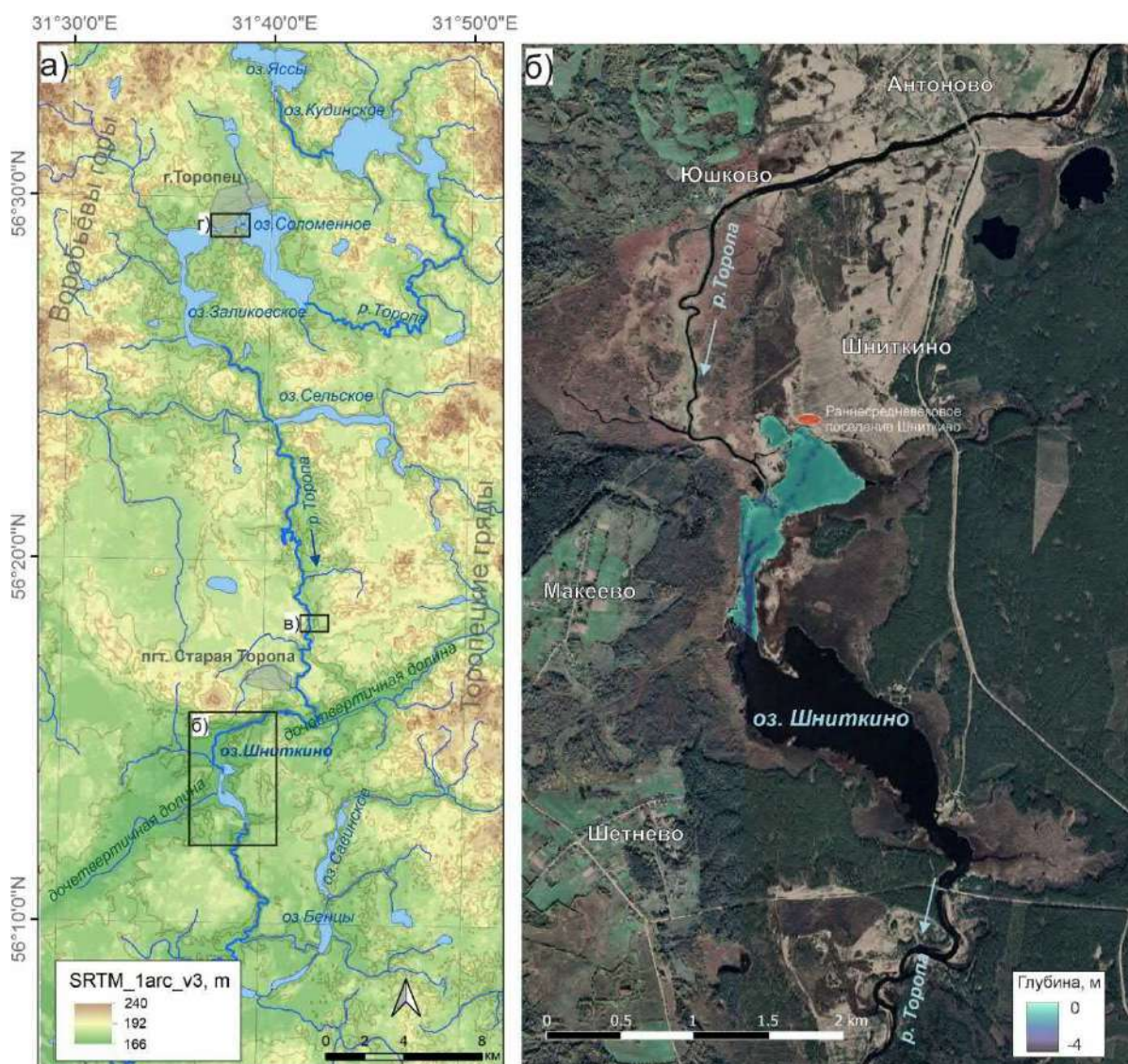


Рис. 4.1.1. Географическое положение исследуемой территории: а) орография долины р. Торопа, в районе исследования (SRTM30); участок полевых работ (Google Satellite); б) в окрестностях оз. Шниткино; в)

Междуречья бассейна среднего течения Торопы представлены ледниковым и водно-ледниковым рельефом (рис. 4.1.2а). Самыми распространёнными типами рельефа являются холмистые моренные равнины, плоские и пологохолмистые моренные равнины (равнины донной морены), холмистые водно-ледниковые равнины и зандровые равнины. Они являются фоновыми для изучаемой территории, при этом всхолмленные моренные комплексы расположены в восточной и западной частях территории, а комплекс водно-ледникового рельефа и волнистая равнина донная морены тяготеют к центру. Наиболее низкие позиции в рельефе междуречий (часто вдоль современной долины реки Торопа) занимает плоская и пологоволнистая зандровая равнина.

Холмистый ледниковый и водно-ледниковый рельеф осложнён многочисленными гляциокарстовыми (гляциопросадочными) западинами (рис. 4.1.2.в, г). Многие из них в настоящее время заняты как озёрными котловинами, так и болотами, часто, проточными, округлой или вытянутой вдоль течения формы. Особенно много таких форм в юго-западной половине изучаемого участка (рис. 4.1.2а).

Менее распространены озово-камовые ландшафты и звонцы (лимногляциальные плато). Они встречаются локально – первые в районе Торопца, а вторые в районе д. Шниткино – и свидетельствуют об условиях седиментации у края стабилизировавшегося льда. Звонцы – это изолированные, плоские, платообразные холмы с изометрическими очертаниями и крутыми склонами (до 30°), обычно расположенные между гляциокарстовыми западинами (Татарников, 2018).

Ещё одной геоморфологической особенностями исследуемой территории являются камовые террасы. Они приурочены к берегам озер и, реже, к долинам рек, и отделенные от современных пойм и более древних ледниковых образований четкими перегибами. По данным геологической съемки такие террасы интерпретированы как озерные позднеплейстоценовые (Третьяков и др., 1967), но в данном исследовании они интерпретированы как водно-ледниковые (данная позицию будет обоснована далее).

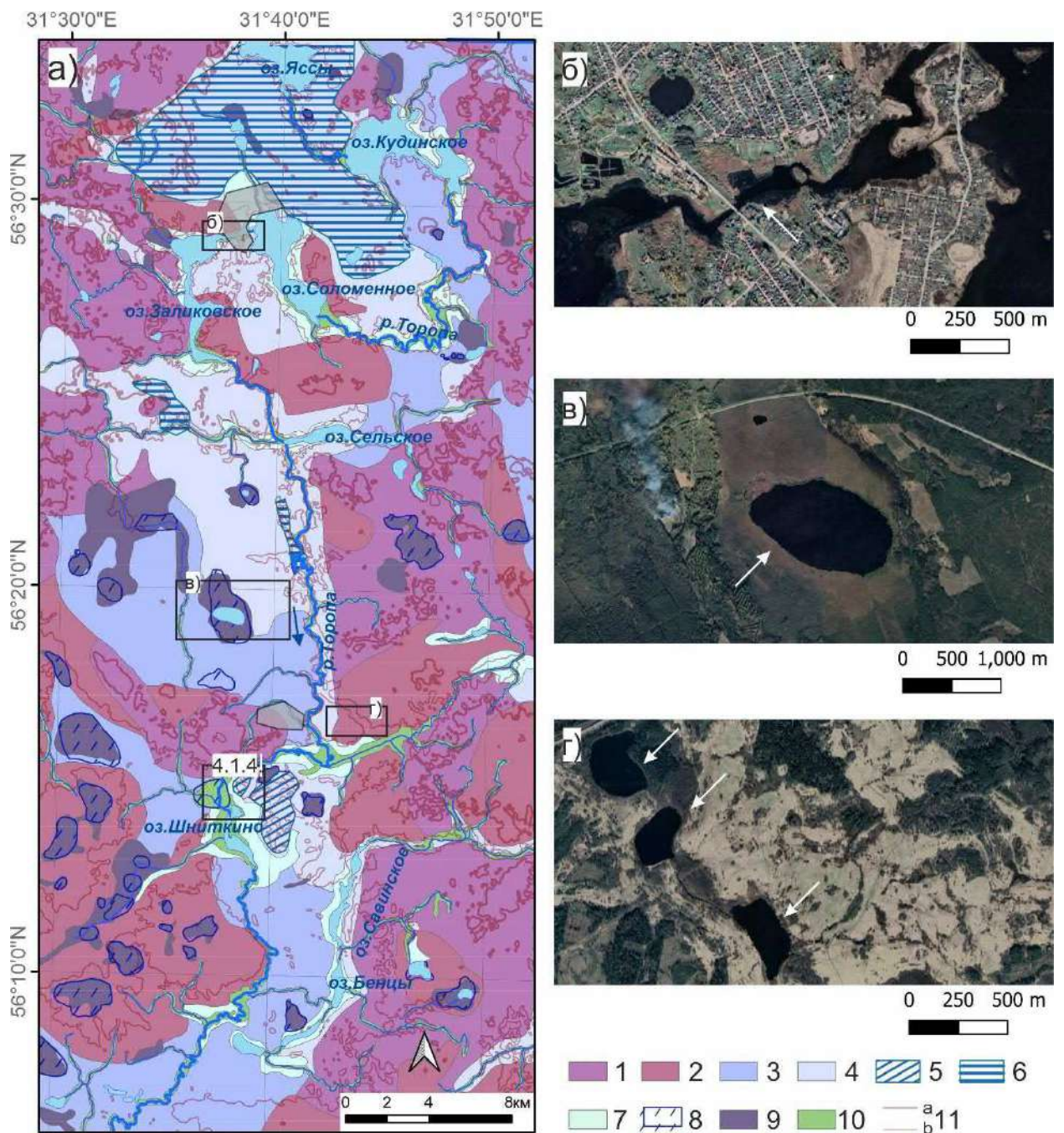


Рис 4.1.2. Рельеф бассейна средней и нижней Торопы: а) геоморфологическая карта: 1 – холмисто-моренная равнина, 2 – плоская и полого-холмистая равнина основной морены; 3 – зандровые равнины, 4 – холмистая водно-ледниковая равнина, 5 – звонцы, 6 – зоны с камнями и озами, 7 – камовые террасы, 8 - гляциокарстовые западины 9 - болота, 10 – речные долины, 11 – горизонтали (с листа топографической карты О-36-32): а – утолщенная 200 м абс., б – основные через 10 м; снимки из GoogleSatellite: б) озерная перемычка (затопленное речное русло) между озерами Соломенное и Заликовское; в) гляциокарстовое озеро в водно-ледниковом рельефе; г) гляциокарстовые озера в моренном холмистом рельефе.

Река Торопа на в своём среднем течении имеет узкую эрозионную долину молодого облика с активно подмываемыми берегами. Долина реки Торопы является флювиальным каркасом территории. Притоки Торопы образуют ортогональную сеть со множеством коленообразных изгибов по направлениям С-Ю и З-В. Такая конфигурация, предположительно, может наследовать трещиноватости ледника и каналы ледникового сток периода последнего оледенения. Нередко реки соединяют цепочками озера и болота, а также пойменные расширения (=озероидные расширения пойм) и участки затопленных долины (русловых меандров, отмелей и, возможно, низких пойм). Например, такой участок прослеживается между оз. Соломенное и оз. Заликовское (рис. 4.1.2б). Продольный профиль реки Торопы имеет ступенчатый характер, с наиболее пологими ступенями на участках долины, проходящих через озера (рис. 4.1.3).

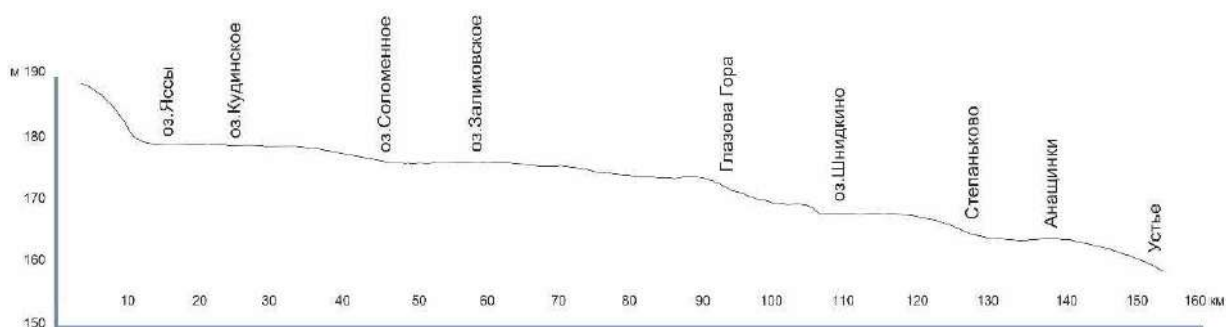


Рис. 4.1.3. Продольный профиль р. Торопа в пределах листа геологической карты ГГК-200 О-36-XXXII (Третьяков и др., 1967).

Перечисленные особенности рельефа свидетельствуют, что территория развивалась в условиях стагнации ледника, и многочисленные формы рельефа созданы таянием мертвого льда.

#### 4.1.2. Озеро Шниткино и его окрестности

##### 4.1.2.1. Рельеф окрестностей озера

В окрестностях оз. Шниткино рельеф изучен подробнее, и выявлены локальные более крупномасштабные черты (рис. 4.1.4.). Поверхность, на которой расположена деревня Шниткино, платообразная и волнистая, с резкими склонами в сторону долины Торопы и озера. Западный наиболее крутой склон имеет высоту до 12 м и уступ крутой 30°. Эта поверхность изрезана оврагами по всему периметру,

кроме восточной части, где она сопрягается с ложбиной, вмещающей котловины озёр Большое и Малое (рис. 4.1.4.).

К данному уступу прилегает терраса, имеющая ровную поверхность, сглаженную вследствие распашки. Высота этой террасы составляет 4-6 м над урезом озера, и 2-3 м над прилегающей к ней с запада поймы реки Торопы. Край террасы имеет фестончатое очертание, с полуостровом вдающимся в пойму (рис. 4.1.4, 4.1.5). Терраса слабо переработана эрозией, наблюдается только одна малая эрозионная форма (МЭФ) в районе раскопок селища Шниткино. В материалах геологических изысканий терраса интерпретируется как озерная позднеплейстоценовая (Третьяков и др., 1967), но проведенные нами исследования ставят под сомнение такой генезис.

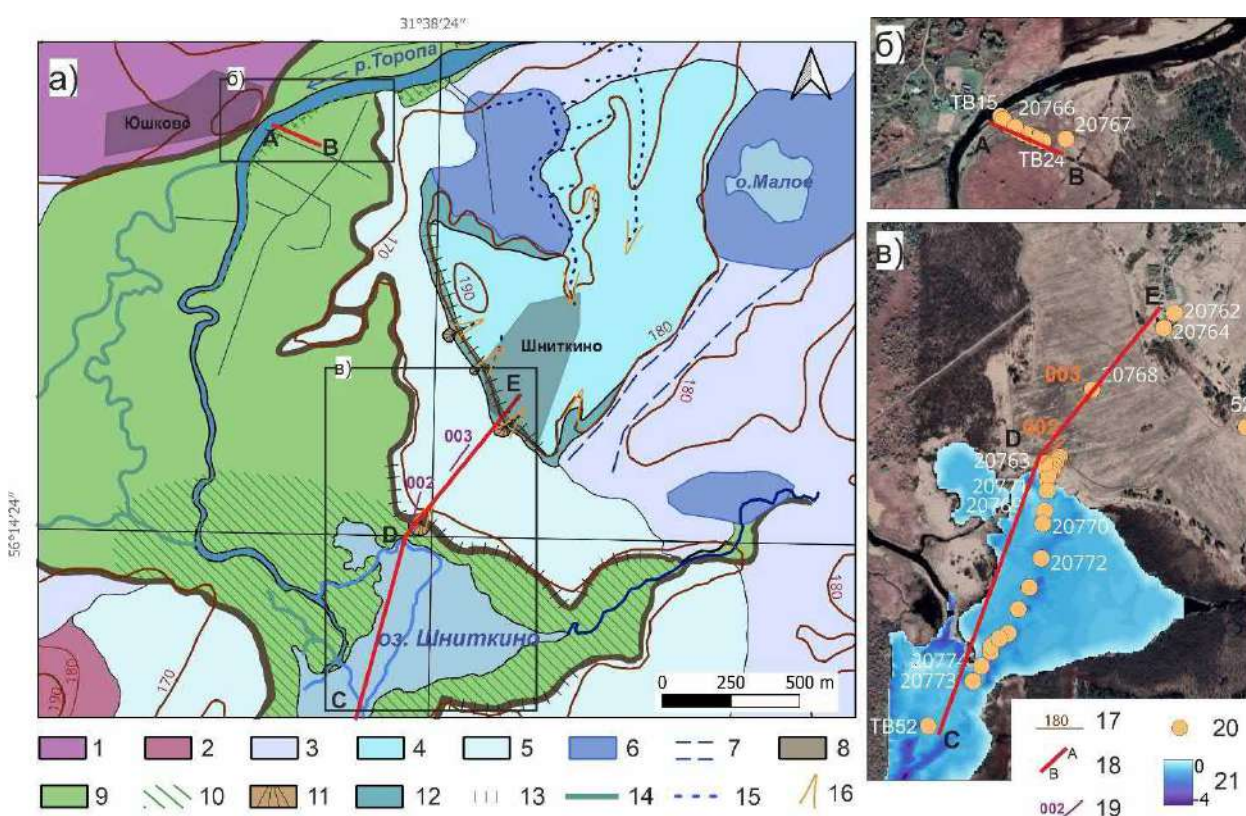


Рис. 4.1.4. Рельеф окрестностей оз. Шниткино и расположение профилей и скважин: а) геоморфологическая карта; б) расположение скважин на профиле АВ; в) расположение скважин на профилях CD и DE. Условные обозначения: 1 – холмистая равнина абляционной морены, 2 – полого-холмистая равнина донной морены, 3 – холмистая водно-ледниковая равнина, 4 – лимногляциальная платообразная поверхность (звонец), 5 – камовая терраса, 6 – гляциокарстовые западины, 7 – ложбина стока талых ледниковых вод, 8 – склон ледникового контакта, 9 – пойма, днища долин (до 2 м), 10 – заболоченные участки поймы (до 1 м), 11 – конусы выноса малых эрозионных форм, 12 – эрозионный

склон, 13 – уступы, 14 – староречья р. Торопа, 15 – тальвеги малых эрозионных форм, 16 – вершины МЭФ, 17 – горизонтали через 10 м, 18 – скважины, 19 – геолого-геоморфологические профили, 20 – геофизические профили, 21 – глубина озера, м.

Типичная ширина долины Торопы в ее среднем течении составляет около 150 м, в то время как в районе впадения в оз. Шниткино она достигает 2 км (рис. 4.1.2, 4.1.4). Более того, на изучаемом участке отмечается свободное меандрирование русла Торопы, широкая пойма со староречьями на правобережье. Выше и ниже по течению от оз. Шниткино долина Торопы узкая, часто с односторонней одноуровневой поймой и вынужденными излучинами.

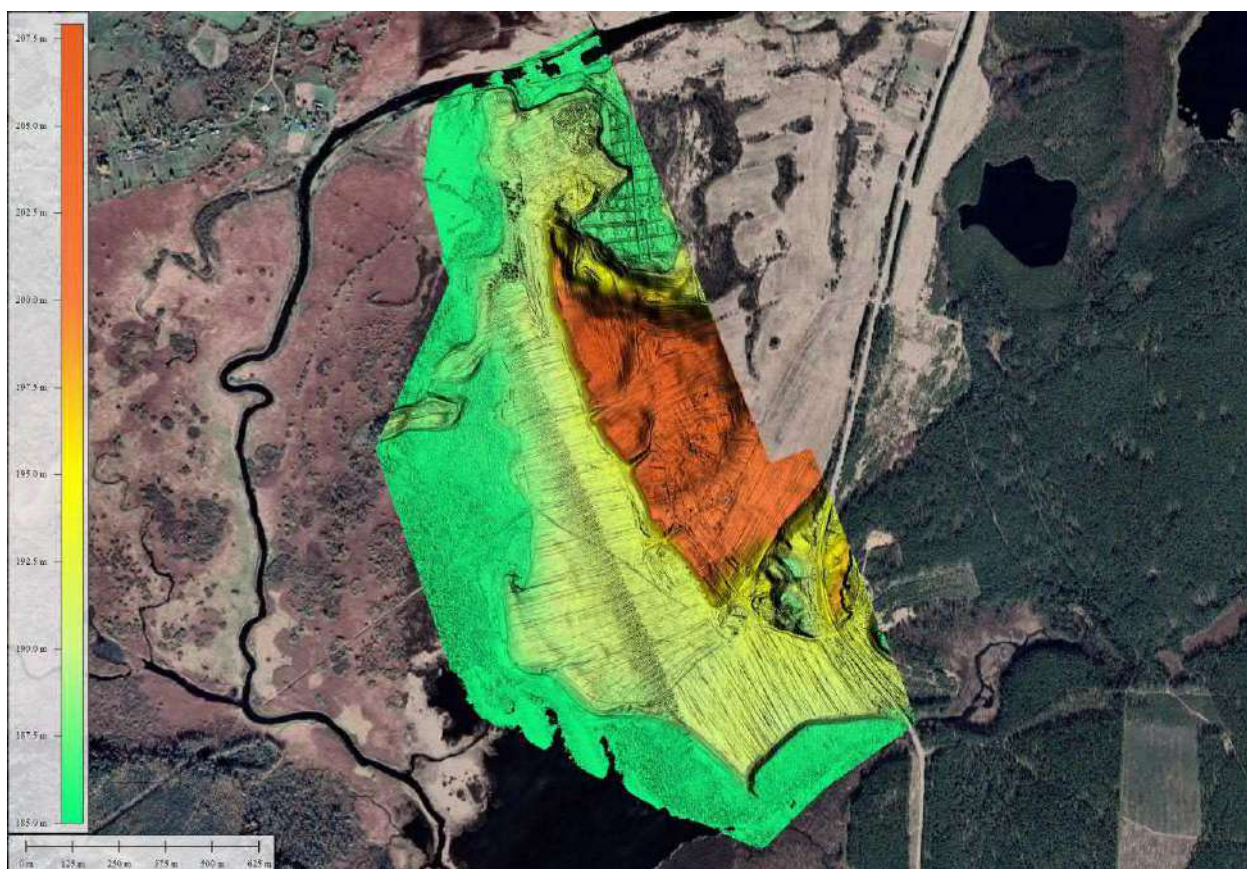


Рис. 4.1.5. Цифровая модель рельефа на территорию археологического комплекса Шниткино-Юшково (выполнено В.В. Новиковым) на подложке GoogleSatellite. Высоты в системе WGS84 (не совпадают с системой топографической карты О-36-32).

Пойма реки Торопы, прилегающая к террасе, имеет высоту 1-2 м над речным урезом и в своей северной части, где река делает поворот с юго-запада на юг, ограничена прирусловым валом. На выпуклых берегах излучин формируется низкая ступень поймы высотой 0,5-1 м, по сути, прирусовая песчаная отмель,

поросшая травянистой растительностью либо плавнями. Ниже по течению речная пойма сливается с заболоченной прибрежной зоной озера Шниткино (рис. 4.1.4). Под прибрежной зоной мы понимаем поверхность высотой до 0,5 м, простирающуюся по периметру озера и заливающуюся водой в весеннее половодье. При впадении в озеро р. Торопа разделяется на два четких рукава, образуя дельту.

Рельеф озерного дна можно разделить на два морфологических типа (рис. 4.1.4в) – фоновое выровненное мелкое дно (1-2 м) и руслоподобные ложбины, более глубокие по сравнению с фоновой поверхностью (3-4 м). Скорее всего, ложбины выработаны дельтовыми потоками Торопы. Потоки, выходя из реки в озеро, гасят свою скорость постепенно, сохраняя инертность и размывая дно. В сужении озера, в его средней части, поток опять концентрируется, что видно в рельефе дна, а также на космических снимках – стремнины над каналами не зарастают водной растительностью.

#### ***4.1.2.2. Геолого-геоморфологическое строение и возраст рельефа***

##### ***Междуречье и терраса***

Строение междуречья (звонца) и террасы рассмотрено совместно, через них построен общий геолого-геоморфологический профиль DE (рис. 4.1.4, 4.1.6).

Отложения звонца, согласно скв. 20762, до глубины 3,5 м представлены сортированными мелкозернистым песком, с прослоем среднезернистого, а ниже 3,5 м – алевритом.

Строение террасы изучено по геофизическим разрезам, в скв. 20765 и 20768, а также скважине 52 из фондовых материалов геолого-съёмочных работ для ГГК-200 (Третьяков и др., 1967). Скв. 52 расположена в 0,4 км к юго-востоку от д. Шниткино, на поверхности террасы (рис. 4.1.4.в).

Отложения основания террасы, вскрыты в скв. 52 и 20768 на глубине 16-19 м и представлены красно-бурым суглинком с гравием и галькой. Данный суглинок интерпретируется как морена едровской стадии поздневалдайского оледенения (Третьяков и др., 1967), сопоставимой с местным LGM (Astakhov et al., 2016). Над мореной строение неоднородно: на одних и тех же глубинах в средней и прибрежной частях террасы вскрыты различные отложения (профиль DE, рис. 4.1.6).

В скв. 52 над мореной залегают крупнозернистые пески с гравием (11,5-16 м), перекрытые мелко-среднезернистым сортированным песком (0-11,5 м). Похожее строение наблюдается и в скв. 20768, где на глубине 16,6 м вскрыты отложения, соответствующие по описанию морене из скв. 52. Над мореной залегают крупнозернистые пески с гравием и галькой, которые сменяются на глубине 10 м тонкозернистыми (возможно, слоистыми) алевритами и тонко-мелкозернистыми песками. Таким образом, снизу вверх наблюдается утяжеление состава отложений.

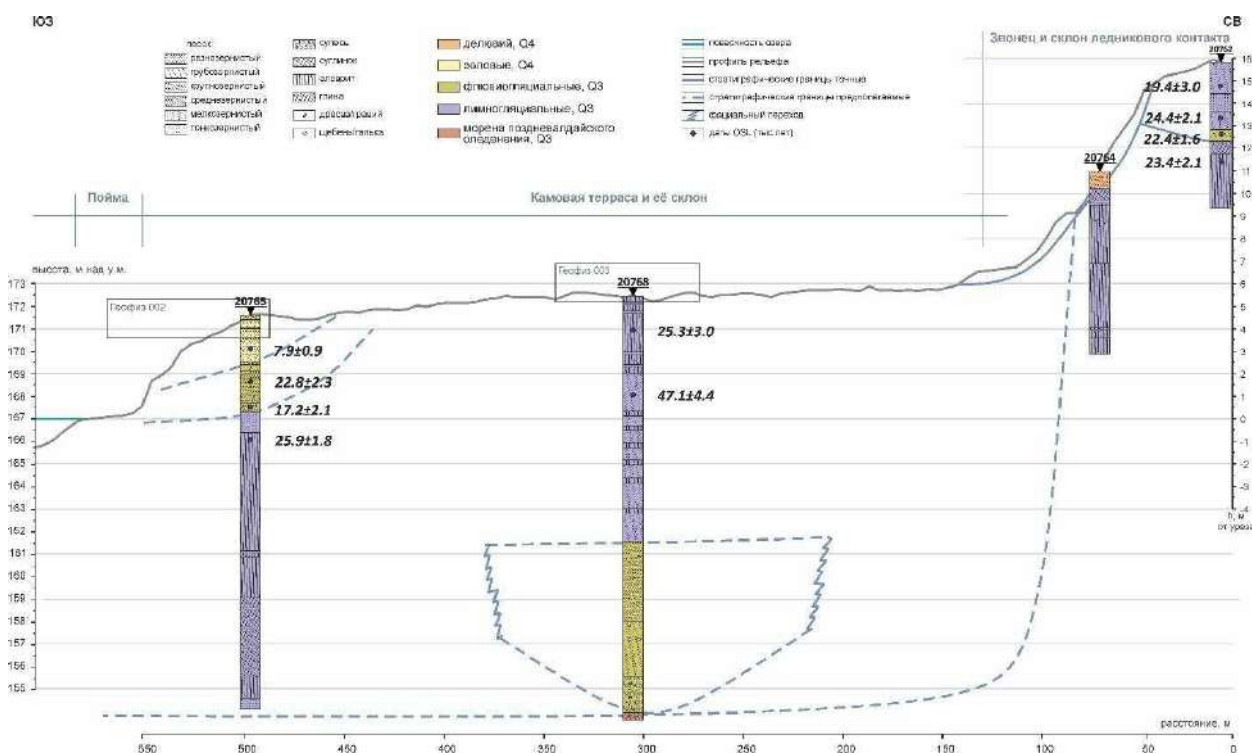


Рис. 4.1.6. Геолого-геоморфологический профиль DE. Расположение скважин см. рис. 4.1.4.

В данных удельного электрического сопротивления (УЭС) через среднюю часть террасы и скв. 20768 укрупнение песка на глубине 10 м и кровля морены на 16 м не проявились (разрез 003, рис. 4.1.7а). Но в верхней части разрез, на глубинах 4-6 м, выявлены аномалии, характеризующиеся повышенным сопротивлением, которые, возможно, являются песчаными линзами.

Георадиолокационный разрез 003 демонстрирует яркие параллельные отражающие границы (рис. 4.1.7а). Им соответствует переслаивание алевритов и

мелко-тонкозернистых песков, описанное в верхних метрах скв. 20768. Наиболее яркая граница на глубине около 2 м является, скорее всего, уровнем грунтовых вод.

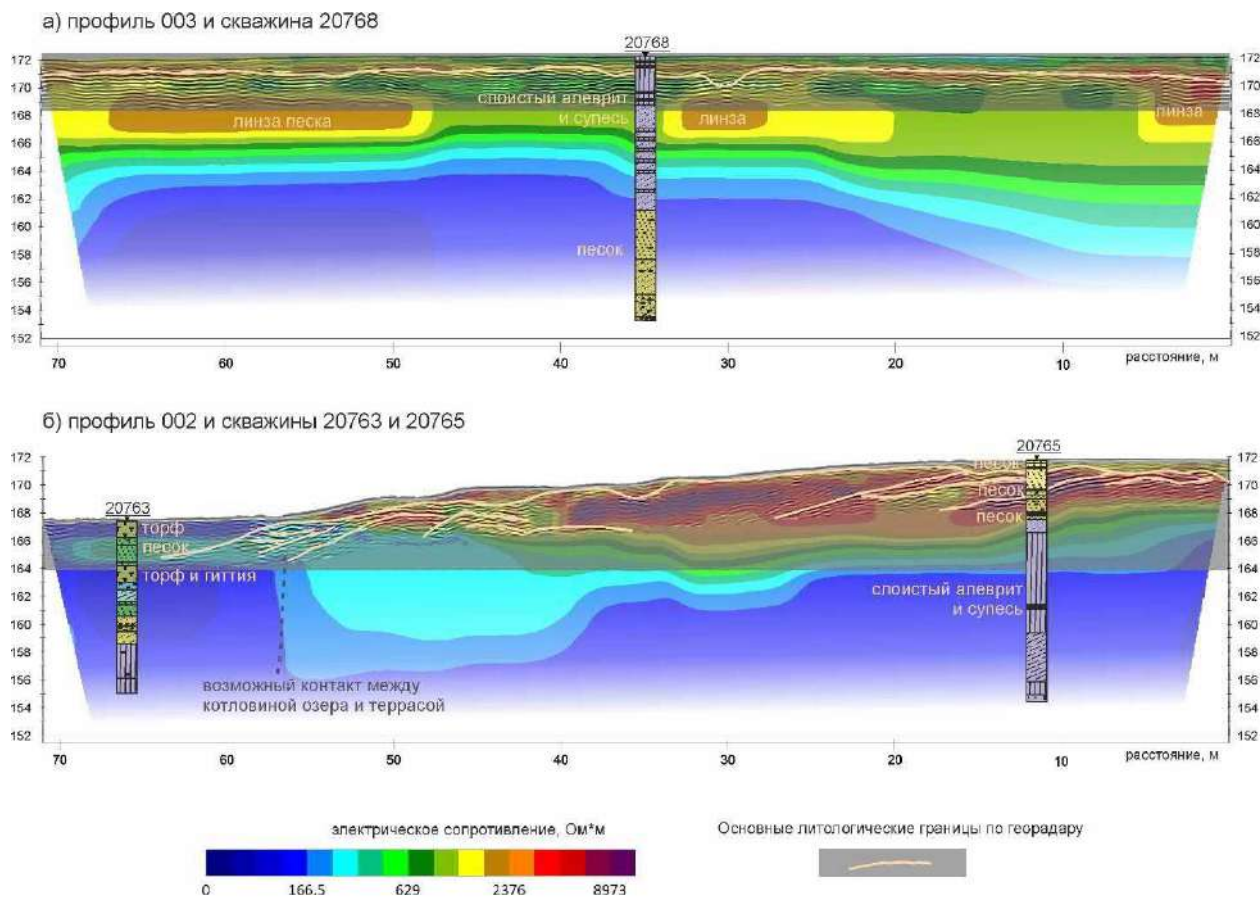


Рис. 4.1.7. Литолого-геофизические профили: а) 003 через среднюю часть террасы и б) 002 через край террасы. Расположение профилей см. на рис. 4.1.4. Условные обозначения для колонок см. рис. 1.4.6 и 1.4.8. Неинтерпретированные данные представлены в приложении 3.

В приборочной части, на перегибе к пойме, строение террасы иное, что следует из скв. 20765 и геофизических профилей 002 (рис. 4.1.6, рис. 4.1.7б). В верхних 4 метрах скв. 20765 описан преимущественно средне- и крупнозернистый песок, с редкими прослоями супесчаного или суглинистого материала. Ниже пески подстилаются монотонными слоистыми алевритами и легкими суглинками. Такое строение демонстрирует обратную тенденция, нежели в скв. 20768 и 52: снизу вверх происходит укрупнение материала, слагающего террасу.

На радарограмме 002 (рис. 4.1.7.) выделяется система падающих в сторону озера наклонных границ, заметна косослоистая и линзовидная структура осадков

внутри выделенных крупных слоев, а на разрезе УЭС – наклонные аномалии высокого электрического сопротивления, присущие крупнозернистым и обломочным отложениям.

Вблизи бровки террасы отмечена линза песка, прислоненная к краю террасы. По условиям залегания она может быть моложе отложений, слагающих тело террасы. Кроме того, на профиле УЭС 002 в районе тылового шва террасы (между скв. 20763 и 20765) виден переход от низкоомных к высокоомным отложениям. Это может быть контакт между террасой и поймой.

Для более точного литостратиграфического расчленения и интерпретации генезиса отложений был выполнен гранулометрический анализ образцов, отобранных на ОСЛ датирование: 7 образцов скв. 20765, 4 образцов скв. 20768 и 2 образца из скв. 20762 (рис. 4.1.8). Анализ подтвердил, что отложения верхних 2-5 м скважин сильно отличаются друг от друга.

Образцы из скв. 20762 (звонец) – смесь средне- и мелкозернистого песков (90%) с незначительной примесью частиц остальных размерностей. Таким образом это наиболее хорошо сортированные отложения на изучаемом профиле.

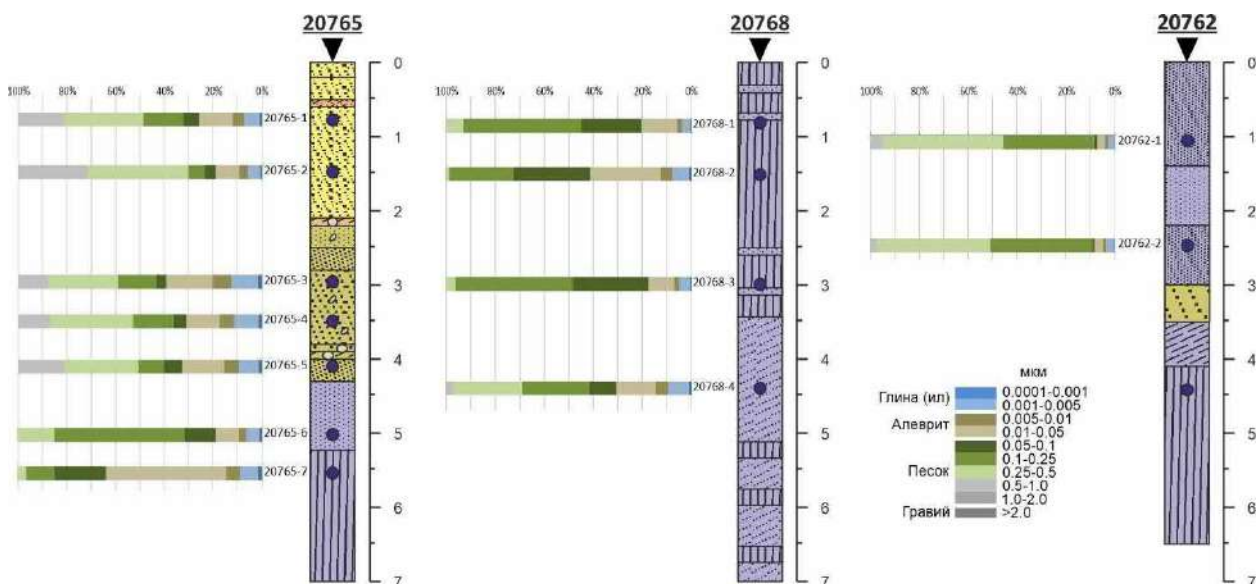


Рис. 4.1.8. Результаты гранулометрического анализа, выполненного для отложений скв. 20762, 20765, 20768 (условные обозначения см рис. 4.1.5).

Отложения верхних 4 метров скв. 20768 (средняя часть террасы) отличаются, прежде всего, почти полным отсутствием крупнозернистого песка и незначительной долей среднезернистого в образцах 20768-1...-3. Фракция

мелкозернистого песка является модальной для образцов 20768-1 и 20768-3 (по 48%), при этом в составе велика доля тонкозернистого песка и алеврита, вплоть до преобладания в образце 20768-2 фракции крупного алеврита (31%). Образец 20768-4 содержит наибольшую долю среднезернистого песка (28%).

В образцах 20765-1...-5 (у бровки террасы) модальной фракцией является среднезернистый песок с содержанием 28-41%, при наличии значительной доли (12-30%) крупного песка. Ниже 4,5 м состав отложений меняется в сторону уменьшения размерности частиц, в образце 20765-6 преобладает мелкозернистый песок (51%), а в 20765-7 – крупный алеврит (50%). В целом, в скв. 20765 отложения имеют самую слабую сортировку.

Глинистая фракция во всех изученных образцах находится в диапазоне от 4 до 12 %. При этом максимальное значение отмечено в образце 20765-3. Наличие глинистых частиц, особенно в песчаных образцах, может указывать на кратковременный транспорт отложений.

Люминесцентный возраст отложений звонца (скв. 20762) находится в интервале 16-25 тыс. л. н. (рис. 4.1.6, табл. 4.1.2). Во образцах обнаружены большие различия дат по кварцу и полевоому шпату: IR50/OSL составляет от 1,57 до 2,28 и IRIR290/OSL – от 2,59 до 3,65. Это может указывать на неполное обнуление люминесцентного сигнала перед захоронением отложений и, следовательно, возможность удревнения дат по сравнению с реальным возрастом седиментации. Таким образом, можно обоснованно говорить лишь о нижнем возрастном пределе флювиогляциальных отложений звонца. Более вероятен возраст рельефа междуречья не древнее 18-17 тыс. л.н., так как именно в это время, по данным реконструкций положения края ледника, изучаемая территория освободилась от ледникового покрова (Astakhov et al., 2015; Kalm 2012), а изученный нами рельеф не может быть старше краевого рельефа вепсовской стадии валдайского оледенения.

Люминесцентный возраст отложений террасы находится в интервале 47-7 тыс. л. н. (рис. 4.1.6, табл. 4.1.1). В пяти образцах обнаружены большие различия датировок по кварцу и КПШ: от 1,39 до 3,19 раз в IR50/OSL и от 2,87 до 3,41 IRIR290/OSL (табл. 4.1.2). Только одна, самая молодая дата  $7.9 \pm 0.9$  по

прислоненной песчаной линзе получилась надежной: результаты по кварцу и КПШ согласуются удовлетворительно –  $IR50/OSL=1,29$  и  $IRIR290/OSL=2,03$ .

Таблица 4.1.1. OSL-даты по скважинам 20762, 20765, 20768. (Shasherina et al., 2026a). WC – влажность, Q – кварц, Fk – калиевый полевой шпат. Подробная таблица представлена в Приложении 4, результаты гамма-спектрометрии – в Приложении 5.

Лаб. номер	Скв.	Глубина, см	Q возраст, тыс. л.н	pIRIR Fk возраст, тыс. л.н	IR Fk возраст, тыс. л.н	IR50 /OSL	IRIR290 /OSL	Коэф. засветки*
208584	20762	100	19.4±3.0	51.2±3.8	32.2±3.4	1.66±0.31	2.63±0.45	ib
208585	20762	250	24.4±2.1	63.3±6.1	38.3±4.6	1.57±0.23	2.59±0.33	ib
208586	20762	320	22.4±1.6	81.7±9.3	42.7±2.7	1.90±0.18	3.65±0.49	ib
208588	20762	450	23.4±2.1	80.4±7.9	53.4±4.4	2.28±0.28	3.44±0.46	ib
208590	20765	150	7.9±0.9	16.0±1.7	10.2±0.7	1.29±0.17	2.03±0.31	pw
208591	20765	300	22.8±2.3	77.8±8.5	68.7±12.9	3.01±0.64	3.41±0.51	ib
208593	20765	400	17.2±2.1	57.3±5.1	54.8±7.6	3.19±0.59	3.33±0.51	ib
208595	20765	550	25.9±1.8	82.7±10.3	55.6±6.2	2.15±0.28	3.19±0.46	ib
208597	20768	150	25.3±3.0	72.5±12.2	57.2±11.4	2.26±0.53	2.87±0.59	ib
208599	20768	430	47.1±4.4	137.4±15.0	65.3±5.8	1.39±0.18	2.92±0.42	ib

\*pw – возможно, хорошо засвечен, ib – недостаточно засвечен

### ***Котловина оз. Шниткино***

Строение озерной котловины изучены по профилю CD, проходящему через дно и прибрежную затопляемой полосу («озерную пойму»). Для удобства сравнения описания скважин некоторые стратиграфические горизонты обозначены далее, как *слои А-Д*.

Строение поймы оз. Шниткино изучено по скв. 20763, ТБ5-6, 29-40 и шурфу. В тыловом шве пойма перекрыт конусом выноса МЭФ и делювиальным шлейфом. Мощность пролювиального конуса, по данным из Шурфа, достигает 1 м (рис. 4.1.9). Наиболее полная последовательность отложения до глубины 12,5 м описаны в скв. 20763:

1. 1–1,2 м: торфом, сильно опесчаненным в тыловом шве и вблизи раскопок селища Шниткино. Археологами в торфе прослежен горизонт археологических находок раннего средневековья (культуросодержащий горизонт) на глубине около 0,5 м от поверхности;
2. 1,2–1,75 м, переходный горизонт: торф сильно опесчаненный с обилием растительный макроостатков (в т.ч. шишек сосны);

3. 1,75–3,25 м: песок средне-крупнозернистый, плохо сортированный с включением органического вещества (в т.ч. шишки сосны), оливково-серый. Ниже 3 м становится оторфованным (переходит в нижележащий слой). Песок хорошо прослеживается на разрезе УЭС 002 по высокому электрическому сопротивлению по сравнению с торфом, который зажимает сверху и снизу (рис. 4.1.7);
4. 3,2–4,45 м: торф опесчаненный, тёмно-коричневый;
5. 4,45–5,0 м: гиттия сизовато-серая (*слой Д*);
6. 5,0–5,85 м: суглинок сизый, обедненный дисперсным органическим веществом, но насыщенный остатками древесины, (*слой В-Г*); на границе с нижележащим слоем прослойкой 5 см глинистого торфа;
7. 5,8–6,0 м: песок среднезернистый серый с растительными остатками (*слой Б*);
8. 6,0–8,9 м: песок разнозернистый: чередование прослоев песка мелкозернистого, среднезернистого и крупнозернистого с гравием; от светло-охристого до рыжевато-коричневого цвета;
9. 8,9–12,5 м: алевроит, коричневатого-серый, слоистый с редкими включениями крупных обломков.

Описание скв. 20763 можно разделить на две почти равные части: нижняя, от 12,5 до 6,0 м, – это отложения водно-ледникового происхождения, генетически близкие к отложениям террасы, и верхняя, выше 6,0 м, – это заполнение котловины оз. Шниткино (рис. 4.1.9). Здесь, на краю котловины, оно наиболее разнообразно и отражает взаимодействие субэвральных и субаквальных процессов.

Торф под конусом выноса на глубине 1,4 м в шурфе датируется по археологическому артефакту в  $1025 \pm 40$  кал. л.н. Культуросодержащий слой, прослеживаемый в других скважинах на глубине 0,5 м от среднего уровня заболоченной поймы озера, имеет тот же возраст. Из кровли подстилающего торфа песка (верхней пачки песка) получены даты по сосновой шишке  $2910 \pm 30$  кал. л.н. и  $3125 \pm 115$  кал. л.н. и дата из подошвы –  $5081 \pm 115$  кал. л.н. Кроме этого, продатированы макроостатки из нижнего песка, насыщенного органическим веществом (*слоя Б*), и получен возраст  $13015 \pm 55$  кал. л.н. (табл. 4.1.2, рис. 4.1.9).

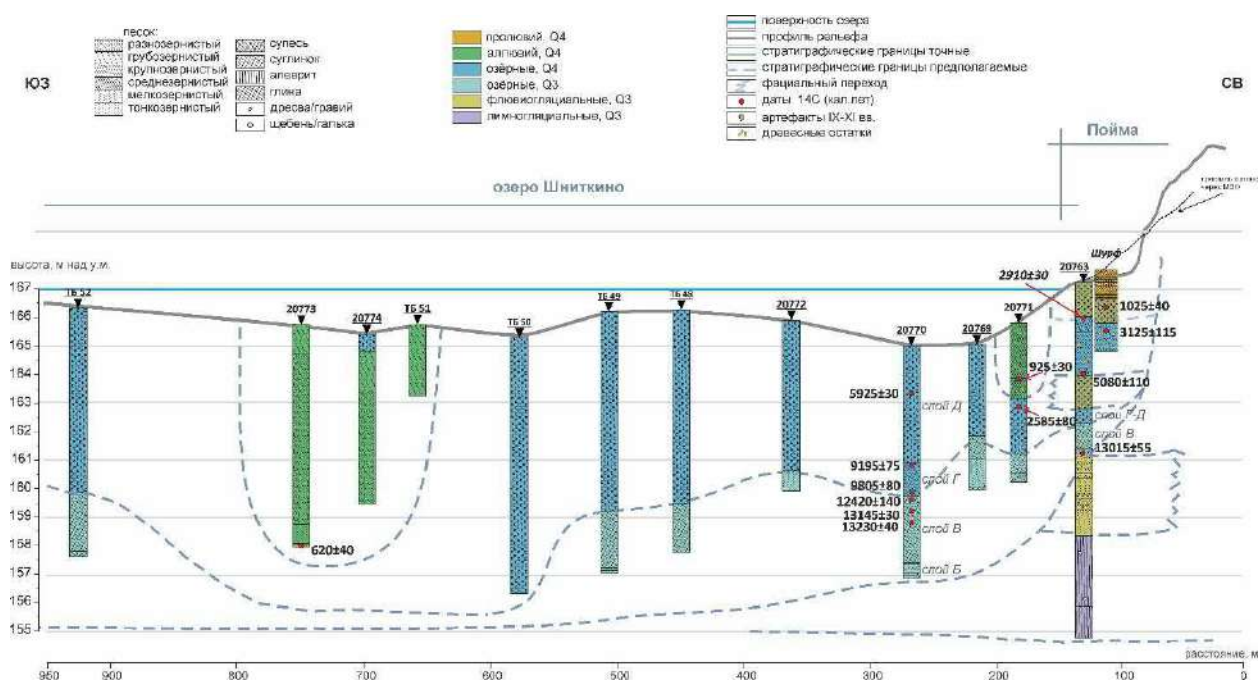


Рис. 4.1.9. Геолого-геоморфологический профиль CD. Расположение скважин см. рис. 4.1.4.

После детального рассмотрения строения поймы и террасы, можно предположить, что уступ террасы к пойме некогда был более длинным и крутым. Сейчас он погребен отложениями озерно-речного генезиса и частично размыт меандрирующим руслом Торопы и волновой активностью озера. О размыве склона террасы свидетельствуют его фестончатые очертания (рис. 4.1.4) и песок в тыловом шве поймы в скв. 20763 (рис. 4.1.9). На участках, где пойма Торопы наиболее высока над урезом реки, данный склон короткий и плохо дешифрируемый в рельефе местности. Таким образом, нарастающая пойма постепенно сливается с террасой.

Прослой песка, вероятно, маркируют присутствие русла или дельтовой протоки Торопы вблизи уступа террасы. (рис. 4.1.9). отложениями, похожими на отложения террасы в скв. 20765

В толще донных осадков оз. Шниткино почти во всех скважинах выделяется однотипное строение донных отложений (профиль CD, рис. 4.1.9). Описание отложений опорной скв. 20770:

1. 0-4,3 м: гиттия, коричневатая-серая, местами тонкослоистая (слой Д);
2. 4,3-5,5 м: ил органоминеральный, глинистый, темно-серой (слой Г);
3. 5,5-7,6 м: ил карбонатно-минеральный, слоистый, голубовато-серый (слой В);

4. 7,6-8,1 м: ил карбонатно-минеральный, слоистый, голубовато-серый с редкими прослоями песка мелкозернистого хорошо сортированного коричневатого (слой В).

Все границы между слоями плавные, но граница между карбонатными и органоминеральными илами – слоями Г и В – резкая по цвету. Резкая граница между упомянутыми слоями наблюдается также в скв. 20769. В других скважинах эта граница плавная. Такая разница характера кровли карбонатных илов является индикатором неравномерной аккумуляции илов или их локального размыва в районе скв. 20769 и 20770.

Таблица 4.1.2. Радиоуглеродные даты по объектам в долине р. Торопа. Источник: 1 – Шашерина и др., 2019; 2 – Shasherina et al., 2026a. Гиттия (сапропель) датированы по фракции рассеянного органического вещества (ТОС, total organic carbon). МО – растительные макроостатки.

Лаб. номер	Метод	Скважина	Глубина, см	Материал	<sup>14</sup> C возраст, л.н. (±1σ)	Кал. возраст, кал.л.н. (±1σ) (Intcal-20)	Источник	
<b>Прибрежная зона озера (профиль CD, рис. 4.1.8)</b>								
1	IGANams6627	AMS	Шурф	130	чекмарь (древ.)	1135±20	1025±40	1
2	IGANams6626	AMS	Шурф	210	шишка сосновая	2960±80	3125±115	1
3	IGANams8871	AMS	20763	120	шишка	2810±20	2910±30	2
4	IGANams8872	AMS	20763	324	шишка	4440±25	5080±110	2
5	IGANams8873	AMS	20763	584	МО	11095±35	13015±55	2
<b>Дно озера (профиль CD, рис. 4.1.8)</b>								
6	UOC-23176	AMS	20770	163	гиттия	5160±20	5925±30	2
7	UOC-23177	AMS	20770	447	гиттия	8230±30	9195±75	2
8	UOC-23178	AMS	20770	547	гиттия	8790±25	9805±80	2
9	UOC-23179	AMS	20770	553	ил	10450±25	12420±140	2
10	UOC-23180	AMS	20770	605	ил	11250±35	13145±30	2
11	UOC-23181	AMS	20770	647	ил	11350±30	13230±40	2
12	IGANams9333	AMS	20771	197	гиттия	1010±20	925±30	2
13	IGANams8879	AMS	20771	293	гиттия	2480±25	2585±80	2
14	IGANams8880	AMS	20773	772	уголь	670±20	620±40	2
<b>Пойма р. Торопа (профиль АВ, рис. 4.1.9)</b>								
15	IGANams6623	AMS	ТБ-18	290	древесина	1465±20	1340±20	1

16	ЛУ-10137	LSC	20766	550-575	гиттия	8120±150	9040±220	2
17	ЛУ-10136	LSC	20766	695-715	гиттия	11780±190	13680±220	2
18	IGANams8875	AMS	20766	1020	суглинок	13600±40	16425±80	2
19	IGANams8876	AMS	20766	280-285	гиттия	2985±25	3160±55	2
20	IGANams8877	AMS	20767	110	древесина	1890±20	1790±35	2
21	ЛУ-10138	LSC	20767	150-165	торф	5590±110	6400±120	2
22	ЛУ-10134	LSC	20767	390-400	МО	4050±100	4560±150	2
23	ЛУ-10139	LSC	20767	470-485	торф	6580±140	7460±120	2
<b>Озерная перемычка в г. Торопец (рис. 4.1.15)</b>								
24	IGAN11230	LSC	241112	100-110	торф	3330±85	3573±105	
25	IGAN11231	LSC	241112	115-125	гиттия	3850±85	4258±125	
26	IGANams1116 6	AMS	241112	203	древесина	9565±30	10915±110	
27	IGANams1116 7	AMS	241112	206	древесина	9580±30	10925±105	
28	GANams11316	AMS	Тор-3	374	гиттия	9830±35	11235±25	
29	GANams11317	AMS	Тор-3	385	торф	9985±40	11455±105	
<b>Долина Торопы у д. Селяне (рис. 4.1.13)</b>								
30	IGAN11226	LSC	241104	100-105	гиттия	11125±140	13022±135	
31	IGAN11227	LSC	241104	360-400	сапропель	12960±290	15480±480	
32	IGAN11228	LSC	241105	52-55	торф	540±80	562±65	

В юго-западной части профиля, проходящей через впадение р. Торопы в оз. Шниткино (скв. 20773, 20774), в толщу озерных осадков вложены аллювиальные пески. Кроме этого, песок с поверхности дна и до глубины 2,5 м обнаружен в скв. 20771 (рис. 1.4.9), которая пробурена в месте впадения одной из дельтовых протоков Торопы (рис. 1.4.4).

Озерные отложения скв. 20770 до глубины 6,5 м подробно изучены комплексным литологическим методом (рис. 4.1.10).

Согласно полученной диаграмме гранулометрического состава, во всех образцах, кроме первого, доминируют частицы алеврита (59-77% частиц размером 0,005-0,05 мм), при чем доля мелкого алеврита (0,005-0,01 мм) уменьшается выше глубины 5,50 м (рис. 4.1.10). В содержании глинистых частиц так же прослеживается тренд к уменьшению снизу вверх по разрезу. Содержание глинистых и мелкоалевритовых частиц резко возрастает в интервале 4,5-5,5 м. Последний метр отличился максимальным для всего керна содержанием фракции мелкой глины (около 3-4% частиц размера 0,0001-0,001).

Содержание частиц песчаного размера возрастает вверх по разрезу от 3% до 14%. Однако самый верхний образец (0-10 см) сильно отличается от остальных высоким содержанием песка (71%) и наличием фракций крупного и грубого песка. Возможно, это обусловлено антропогенным влиянием – нарушением растительного покрова, которое способствовало раздуванию песчаных отложений террасы. Другое объяснение – аккумуляция материала из дельты Горопы.

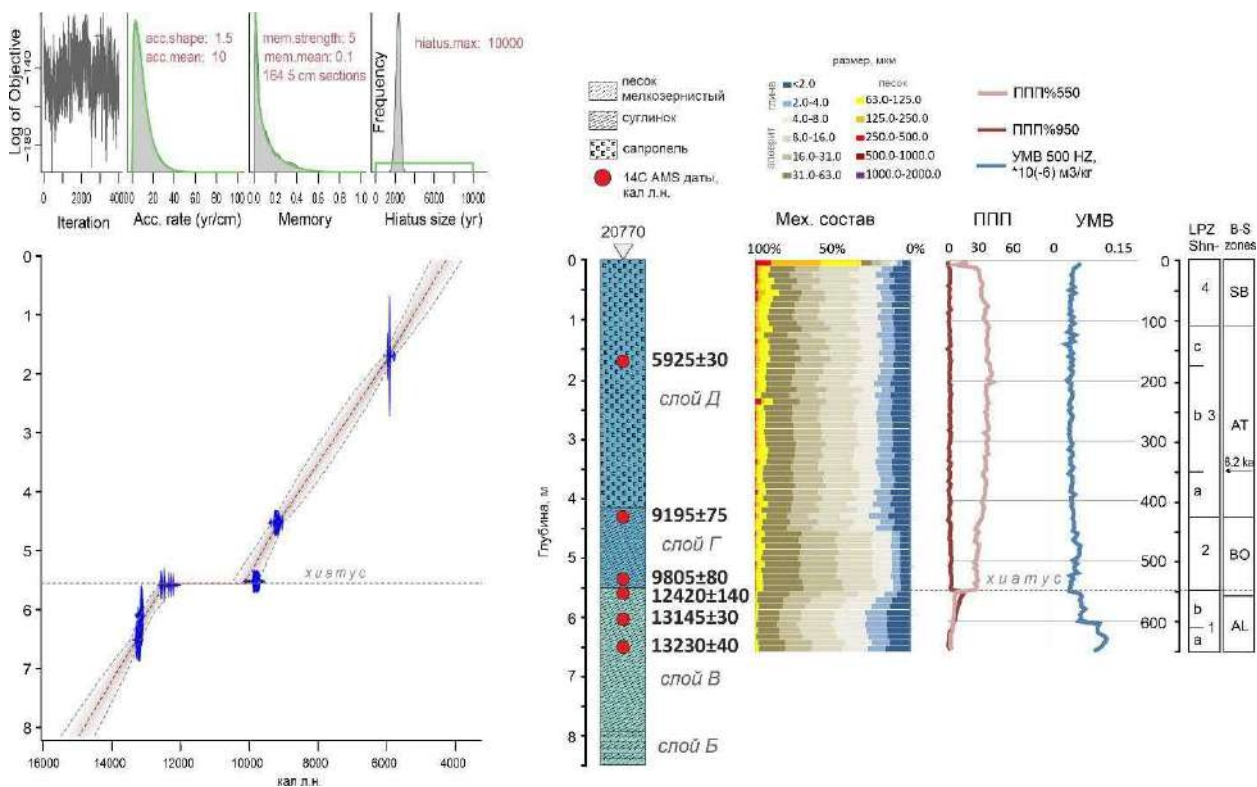


Рис. 4.1.10. Аналитические данные по скв. 20770: возрастная модель, построенная в программе *rVasop*; литологическая колонка (цвет – см рис. 4.1.9); ППП – потери при прокаливании, УМВ – удельная магнитная восприимчивость; схема палинозон (личное сообщение О.К. Борисовой и Н.Н. Нарышкиной).

Самая четкая граница, отмеченная изменением гранулометрического состава, это переход от органоминерального ила к серо-сизому суглинку - карбонатной гаже - на 5,5 м (между *слоями В и Г*). Выше этой границы изменения более плавные, за исключением скачка крупного алеврита на 450-500 см (рис. 4.1.10).

Значения ППП550 изменяются в интервале 3,3-44%, максимум на глубине 220 см в слое сапропеля, минимум на глубине 642 см. Среднее содержание

органических веществ в слое сапропеля 34,7% а в слое гажы 5,9%. В верхних двух метрах наблюдается тренд к увеличению значений с глубиной. Ниже вплоть до границы органоминерального и карбонатного илов на 550 см (между *слоями В и Г*), значения ППП550 постепенно уменьшаются, а на самой границе резко падает с 28 до 8%, и ниже уменьшается еще немного.

Значения ПППd950 изменяются в интервале 0,6-16,7% (1,6-38% при пересчете на кальцит), максимум на глубине 552,5 см в кровле слоя карбонатной гажы, минимум на глубине 147 см в слое гиттии (рис. 4.1.10). Среднее значения содержания карбонатов в сапропеле 2,8%, а в гаже 7,1%. Прослеживается тренд к увеличению значений ПППd950 с глубиной, но очень слабый. На границе слоев 1 и 2 имеется резкий скачок от 3,9% до 16,7%. В слое гажы видна отчетливая тенденция к уменьшению карбонатности с глубиной.

Магнитная восприимчивость (МВ) изменяется в интервале от 0,035 до 0,138 \*10<sup>-3</sup> СИ и имеет тренд к увеличению вниз по профилю (рис. 4.1.10). Небольшое увеличение относительно среднего фонового значения в сапропеле (0,051) наблюдается в первых 20 см – 0,073 – и в интервале глубин 4,5-5,5 м – 0,063. На этом отрезке повышается амплитуда колебаний МВ между соседними образцами. Сильные скачки отмечаются на глубинах на 5,5 и 6 м. Максимум зафиксирован на глубине 6,3 м - 0,138. Насыщенность магнитными минералами выше у карбонатной гажы, чем у сапропеля.

Полученные результаты по скважине 20770 свидетельствуют о резком изменении условий седиментации, а также гранулометрических, химических и магнитных свойств осадков на глубине 5,5 м.

Анализ биологического состава выполнен для двух образцов скв. 20769: в сапропеле на глубине 310-320 см (образец 9) и в серых суглинках, карбонатной гаже, на глубине 3,25-3,35 м (образец 10). Литологическая граница 3,25 м аналогична границе 5,5 м в скважине 20770. Анализ биологического состава подтвердил весьма разные лимнологические и экологические условия в периоды накопления сапропеля и карбонатной гажы.

На этапе накопления карбонатного ила (образец 10) озеро было значительно мельче, вода была богата карбонатами и содержала меньше питательных веществ, о чем свидетельствует обилие кальцитовых водоросли *Phacotus lenticleis* и раковин

остракод. На этапе накопления сапропеля (образец 9) глубина воды и продуктивность озера увеличились, возможно, за счет притока из водосбора, обогащенного питательными веществами, о чем свидетельствует большее разнообразие водорослей и остатков высших растений в осадке.

Результаты датирования осадков из опорной скважины 20770 до глубины 6,5 м свидетельствуют о том, что толща донных отложений накопилась за 13,2 тыс. кал. лет. На основе дат из скв. 20770 построена модель осадконакопления (рис. 4.1.10). Согласно этой модели, скорость осадконакопления оставалась в озере почти постоянной, в среднем 0,8 мм/год. Накопление перерывалось, о чем свидетельствует хиатус на границе *слоев В и Г* (на глубине 5,5 м) между датами  $9805 \pm 80$  и  $12420 \pm 140$  кал. л.н. (рис. 4.1.10). Хиатус выражен резкой сменой типов озерного осадконакопления, а также литологических параметров – гранулометрического состава, содержания органического вещества и карбонатов по ППП (рис. 4.1.10).

При постоянстве скорости осадконакопления поверхностные отложения должны быть возрастом 4 тыс. кал. лет. Это противоречит данным пыльцевого анализа, который выявил в верхнем метре донных осадков растительность суббореального периода голоцена (рис. 4.1.10) и антропогенные индикаторы (культурные злаки). В связи с этим, скорость осадконакопления в озере после ~6 тыс. кал. л.н. вряд ли была такой, как это показано на модели глубина-возраст.

Кроме непосредственно озёрных отложения, были продатированы аллювиальные линзы (скв. 20771 и 20774, рис. 4.1.9). В скв. 20771 возраст укладывается в поздний голоцен:  $925 \pm 30$  кал. л.н. внутри линзы и  $2585 \pm 80$  кал. л.н. в гиттия под аллювием. Более молодой возраст имеет основание аллювия в скв. 20774, в самой большой дельтовой протоке, –  $620 \pm 40$  кал. л.н.

### ***Пойма р. Торопа***

Строение поймы р. Торопа изучено в расширении долины выше впадения реки в оз. Шниткино (профиль АВ, рис. 1.4.9). В наиболее глубокой скважине 20766 представлено полное геологическое строение поймы:

1. 0-1,7 м: слоистые супеси, алевриты и пески (пойменный аллювий Торопы);

2. 1,7-5,7 м: суглинок, темно-коричневый оторфованный, с прослоями крупно-грубозернистого песка разной мощности, насыщенного органическими остатками;
3. 5,7-7,2 м: гиттия темно-бурая (*слой Д*);
4. 7,2-8,5 м: ил темно-серый органоминеральный (*слой Г*);
5. 8,5–9,5 м: суглинок сизовато-серый слоистый карбонатный (реагирует с HCl) (*слой В*);
6. 9.5-10.5 м: суглинок сизовато-серый слоистый карбонатный с прослоями тонкого песка в нижнем метре (*слой Б*);
7. 10,5-12,5 м: суглинок опесчаненный с гравием, предположительно, моренный поздневалдайского возраста (*слой А*).

Границы между слоями 2-4 – плавные, остальные границы – резкие эрозионные.

Другие скважины профиля АВ повторяют верхние 3-5 м пойменных отложений, фиксируя пачку торфа с прослоями песка разной мощности (например, в скв. 20767 песчаный прослой достигает 2 м), а также пойменного супесчано-суглинистого аллювия.

В строении отложений поймы выявляется закономерность: минеральные илы сменяются вверх органоминеральными илами и еще выше по разрезу - торфом, а затем аллювиальными супесями, алевритами и мелким песком. Такое строение отвечает переходу от субаквальных (озерных) к субаэральным (пойменным) условиям осадконакопления. Слоистые карбонатные илы и органоминеральная гиттия генетически являются озерными осадками.

Кроме того, отложения на глубине 9,5-5,7 м соответствуют по описанию отложениям из скв. 20770, *слои Б-Д*.

Даты, полученные по скважинам ТБ18, 20766 и 20767 на пойме (табл. 4.1.1), указывают накопления гиттии, торфа и аллювия протекало в голоцене. Две даты из озёрного органоминерального ила и карбонатного суглинка показали позднеледниковый возраст –  $13680 \pm 220$  кал. л.н. и  $16425 \pm 80$  кал. л.н.

Среди всего массива дат из отложений, вскрытых в пойме, некоторые вызывают сомнение. Так, дата  $13680 \pm 220$  кал. л.н., хотя и не является инверсионной относительно остальных в скв. 20766, но противоречит датам из

озёрных отложений на профиле CD. Дата  $13680 \pm 220$  кал. л.н. относится к переходу между *слоями Г и Д*, но более молодая дата из скв. 20770 –  $12420 \pm 140$  кал. л.н. – относится к *слою В*, т.е. стратиграфически более раннему этапу осадконакопления. В береговой скв. 20763 основание *слоя В* имеет возраст  $13015 \pm 55$ , что так же противоречит дате  $13680 \pm 220$  кал. л.н.

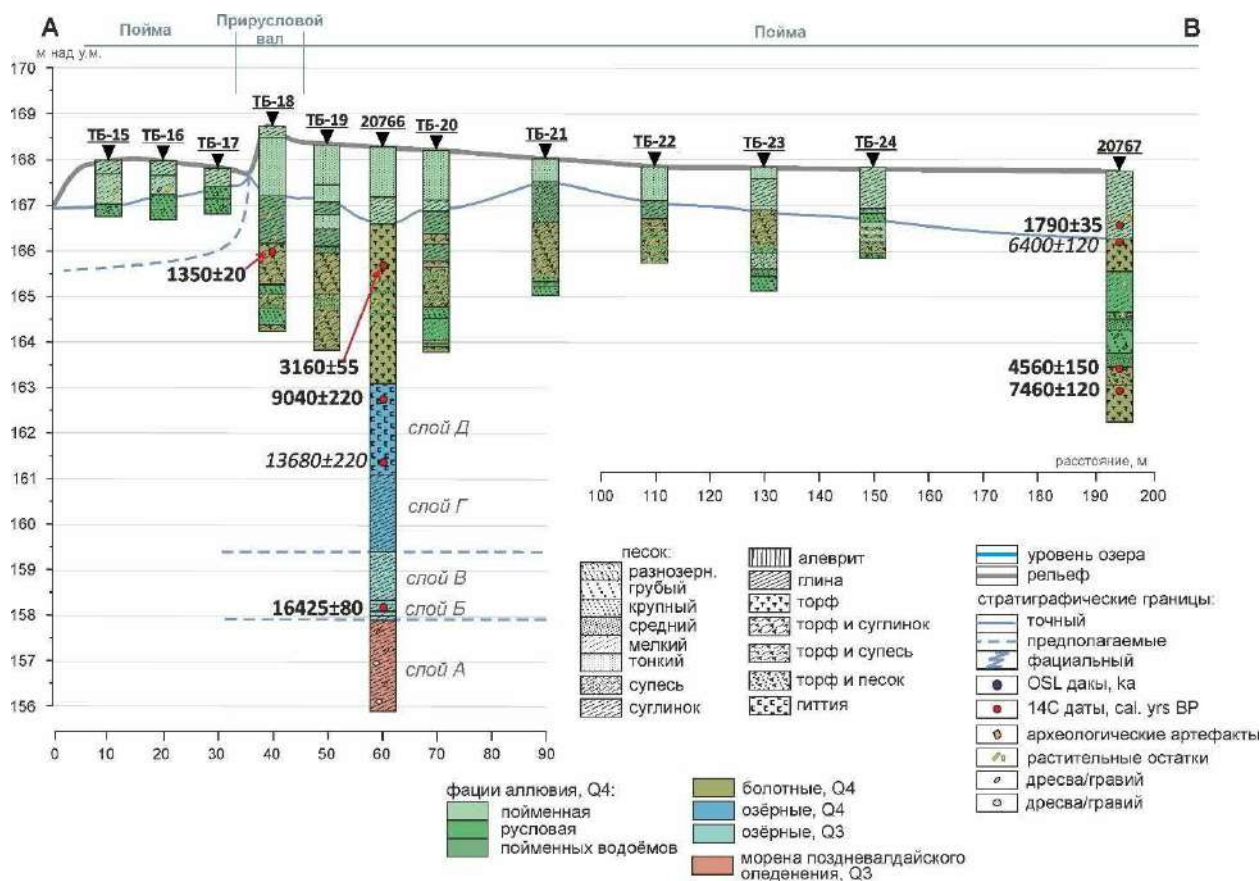


Рис. 4.1.11. Геолого-геоморфологический профиль АВ. Противоречивые радиоуглеродные даты показаны курсивом. Расположение скважин см. рис. 4.1.4.

Среди этих дат предпочтение отдается AMS датам из скв. 20770 и скв. 20763. Дата  $13680 \pm 220$  кал. л.н. выполнена по большой навеске рассеянного органического вещества (ТОС), которое более чувствительно к загрязнению древним углеродом с водосбора, чем AMS (более подробное в разделе 5.2), вследствие чего возраст получился завышенным.

Дата  $6400 \pm 120$  из скв. 20767 тоже отнесена нами к противоречивым, так как, относительно других дат из скважины, она инвесионна. Дата получена из торфа

на контакте с аллювиальными отложениями, куда могло быть занесено более древнее органическое вещество.

#### 4.1.3. Геолого-геоморфологическое строение долины реки Торопы у д. Селяне

Профили Пр11 и скважины 241104-...-08 заложены вблизи д. Селяне, на пойме реки Торопы и на террасе, генезис которой был установлен в ходе данного исследования (рис. 4.1.12).



Рис. 4.1.12. Географическое положение участков работ в бассейне р. Торопа: а) орогидрография долины р. Торопа (SRTM30); участки полевых работ (подложка Google Sattelite) и расположение скважин и георадиолокационных профилей: б) в окрестностях оз. Шниткино; в) в окрестностях д. Селяне; г) в черте г. Торопец.

Пойма Торопы в створе Селян узкая, шириной не более 100 м и высотой до 1 м (в осенний меженный период). Мощность пойменных отложений – 1-1,5 м, до 4 м в старичном понижении (скв. 241104). На радарограмме в районе старичного понижения характерные границы, очерчивающие поперечную форму бывшего русло и оставшейся на его месте старицы (рис. 4.1.13). В скв. 241106, заложенной в тыловом шве поймы, аллювиальные отложения с поверхности перемешаны со

склоновыми. Это выражается примесью крупного песка, характерного для материала, слагающего террасу.

Под аллювием на пойме залегают крупнозернистые пески с обилием гравия и алеврита. Предположительно, это отложения водно-ледникового происхождения.

Возраст поймы – позднеледникового-голоценовы. В скв. 241104 датированы самые глубокие и ранние аллювиальные слои, имеющие возраст 15,5 тыс. кал. л.н. Ближе к бровке аллювий имеет более молодой возраст, пойменная фация из скв. 241104 имеет возраст около 560 кал. л.н. (рис. 4.1.13).

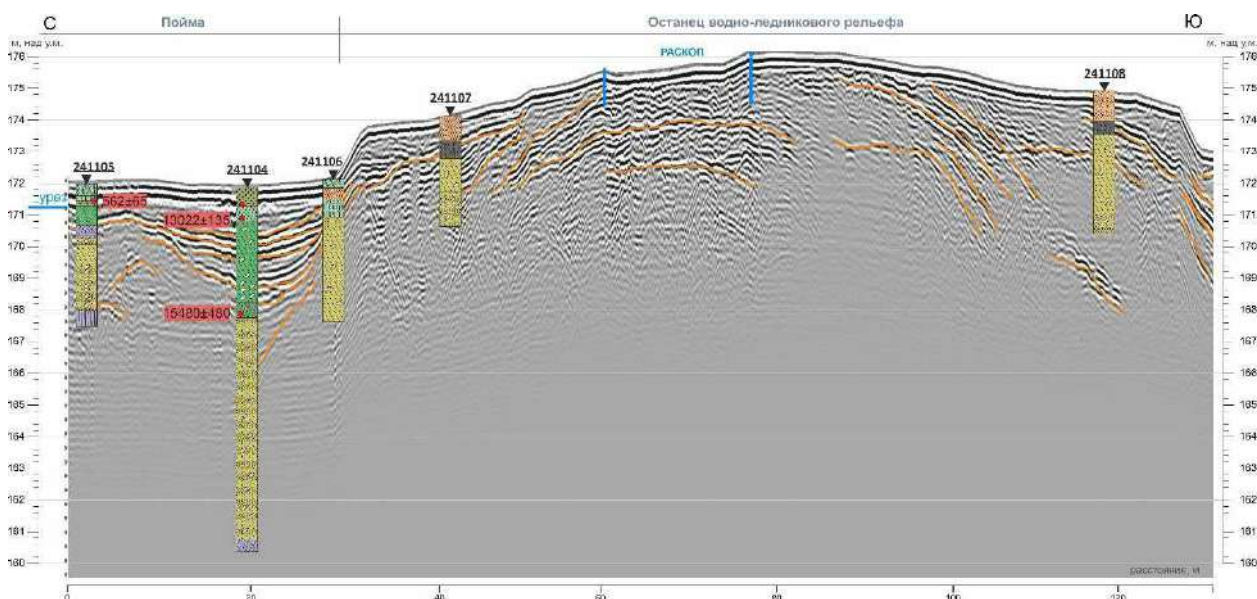


Рис. 4.1.13 Литолого-георадиолокационный профиль Пр11. Расположение см. на рис. 4.1.12. Условные обозначения см. на рис. 4.1.4.

Терраса имеет выпуклую, почти симметричную форму. Скважины на террасе (241106 и 241107) заложены на ее пологосклонных частях, середина террасы превышает точки скважин на 1,5-2 м. В скважинах на глубинах 0,8-0,9 м обнаружен КС – супесь черная с печиной и жжеными камнями. Культурный слой перекрыт песком с печиной, который можно интерпретировать как смытый КС. Ниже КС терраса сложена песками, укрупняющимися к низу до гравийника.

По характеру георадиолокационного разреза можно предположить косослоистые текстуры в верхних 2-3 м отложений террасы. Скорее всего, терраса имеет не речное, а водно-ледниковое происхождение.

Таким образом, долина Торопы в районе Селян состоит из русла и поймы, высотой, не превышающей 2 м над урезом, с мощностью аллювия до 4 м. Аллювий представлен русловыми песками (3,5 м) и пойменными суглинками (1,5 м). Примерно такое же строение наблюдается в районе впадения Торопы в оз. Шниткино – пойма демонстрирует строение, характерное для аккумулятивной тенденции. В совокупности с тем фактом, что надпойменные террасы в долине отсутствуют и ничто не указывает на более высокое положение русла в прошлом, можно предположить, что в среднем и позднем голоцене Торопа не врезалась, русло развивалось на фоне тенденции к направленной аккумуляции наносов.

#### ***4.1.4. Геолого-геоморфологическое строение озерной перемычки между оз. Соломенное и Заликовское***

Профиль Пр16 (состоит из двух разносезонных профилей ПР16а и ПР16б) и скважины 241112...-14, Тог-1...-3 показывают строение склона и тылового шва вытянутой гряды «Большого городища», прибрежной затапливаемой зоны и озерного дна (рис. 4.1.14).

Склон гряды сложен песчаными и песчано-гравийными отложениями, предположительно, флювиогляциального генезиса, которые перекрыты делювием и техногенными отложениями, в т.ч. культурным слоем периода раннего средневековья (скв. 241113, 241114, рис. 4.1.15.).

В скважине 241112 на озерно-речной пойме вскрыта следующая последовательность отложений:

1. 0-1,1 м: торф с древесной щепой, опесчаненный;
2. 1,1-1,5 м: гиттия темно-серая с зеленым оттенком, опесчанена;
3. 1,5-1,9 м: песок крупнозернистый с ракушечным детритом;
4. 1,9-2,05 м: ил опесчаненный зеленовато-серый, сильно карбонатный; единичны обломки крупных ракушек и древесный детрит;
5. 2,05-2,18 м: суглинок черный (первые 5 см), к низу светлеет;
6. 2,18-2,25: песок разнозернистый, красно-коричневый;
7. 2,25-2,50: песчано-гравийная смесь, красно-коричневая;

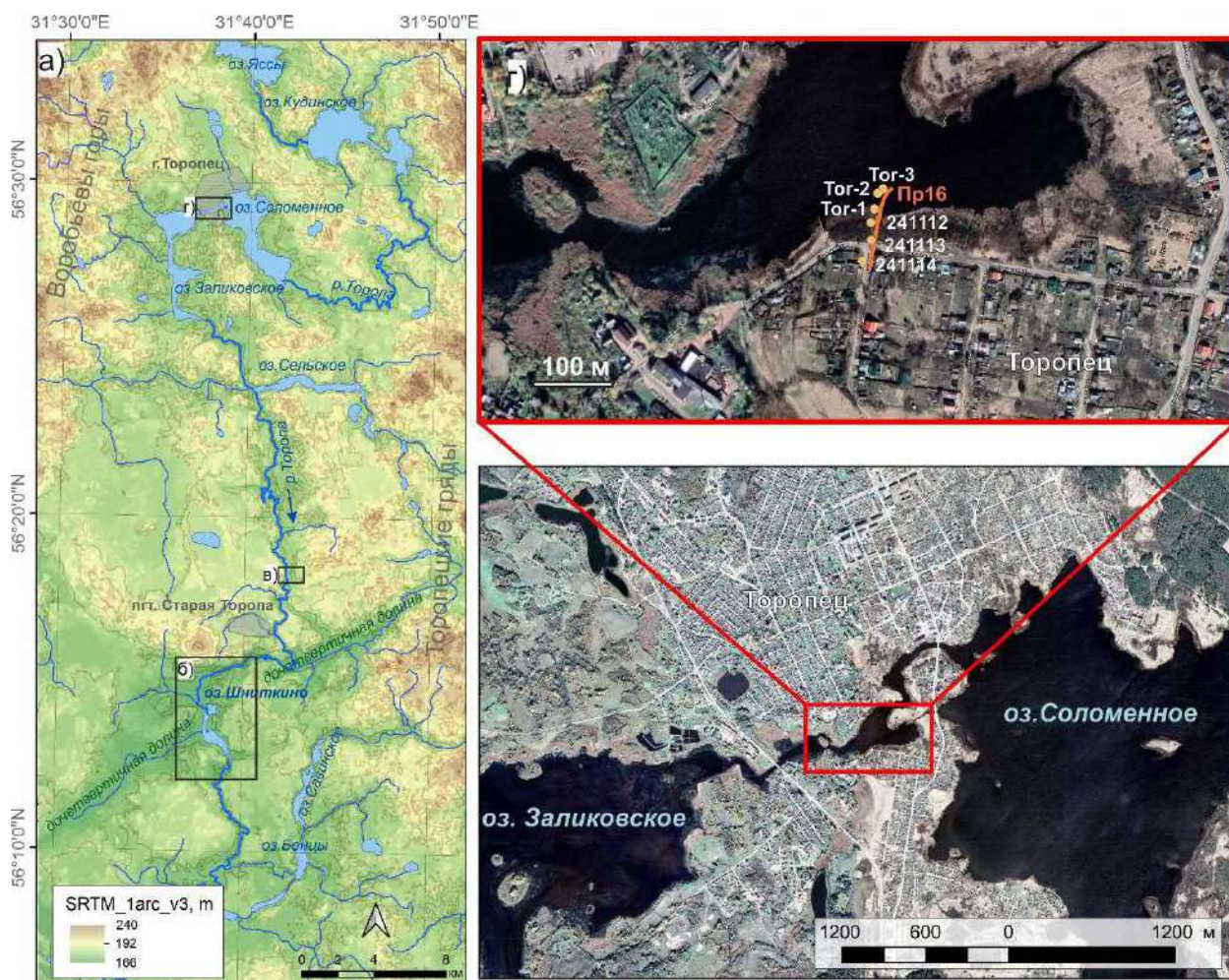


Рис. 4.1.14. Географическое положение участков работ в бассейне р. Торопы: а) орогидрография долины р. Торопы (SRTM30); участки полевых работ (подложка Google Sattelite) и расположение скважин и георадиолокационных профилей: б) в окрестностях оз. Шниткино; в) в окрестностях д. Селяне; г) в черте г. Торопец.

В забое скважины вскрыты флювиогляциальные отложения. Суглинок, залегающий над ними, не является озерным, что подтверждают результаты комплексного анализа биологического состава. В композиции биоостатков размером более 250 мкм преобладают *Pinus* (сосна), *Salix* (ива), *Bryales* (зеленые мхи); в составе размерностью 5-250 мкм только единичные остатки *Cladocera* (ветвистоусые рачки) и *Spongia* (губки). Такой состав не характерен для озерных отложений, но может формироваться в зоне периодического затопления. Таким образом этот суглинок на глубине 2,05-2,18 м можно назвать почвой, сформированной на нижележащих отложениях и погребенной под озерными илами.

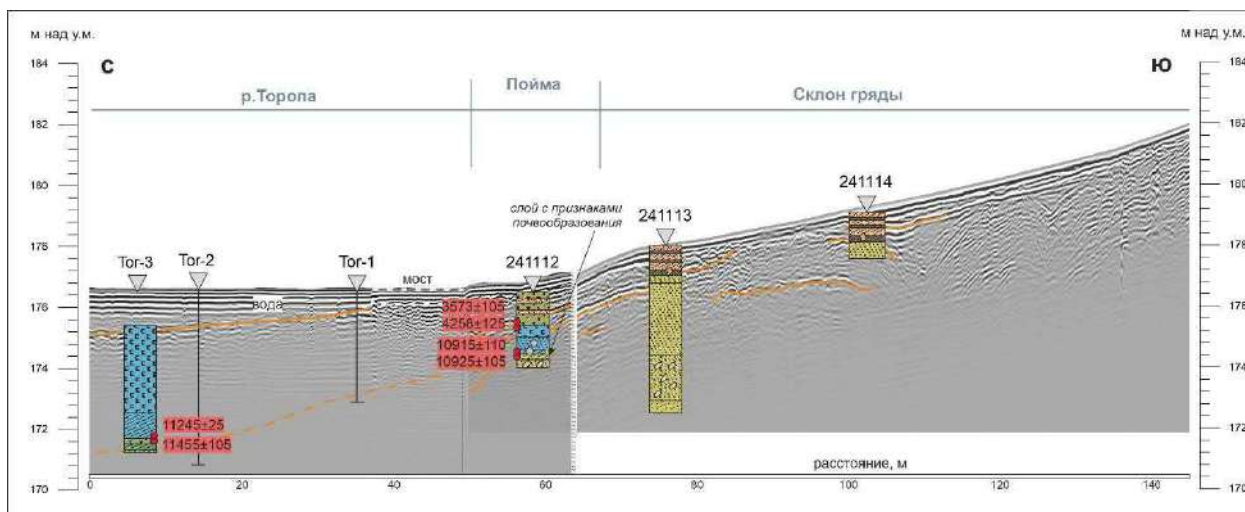


Рис. 4.1.15. Литолого-георадиолокационный профили Пр16, 250 МГц.  
Расположение см рис. 4.1.14. Условные обозначения см. на рис. 4.1.8.

Залегающие над погребенной почвой озерные осадки имеют признаки различных фаций. Условиях озерного осадконакопления: опесчаненный ил и песок с детритом раковин – в прибрежной зоне, гиттия – на дне водоема при увеличении глубина (и повышении уровня в данной зоне). Перекрывающий торф в приповерхностном метре маркирует возобновление субаэральных условий, и вероятно, понижение уровня озера или заполнение котловины осадками до высоты уреза воды. Опесчаненность торфа обусловлена сносом по склону гряды и антропогенной деятельностью (отсыпка дорог, строительство и пр.)

Судя по радиоуглеродной дате из кровли погребенной почвы, этот уровень был дневной поверхностью  $10925 \pm 105$  кал. л.н. (IGANams11167, табл. 4.1.2). Начало озерного осадконакопления соответствует времени  $10915 \pm 110$  кал. л.н. (IGANams11166, табл. 4.1.2). Кровля погребенной почвы и подошва озерных отложений, с учетом погрешности полученных дат, показывают время смены режима осадконакопления с субаэрального на субаквальный. Эта смена приурочена к абсолютному уровню 174 м н. у.м. Смена условия осадконакопления от субаквальных к субаэральным произошла между  $3573 \pm 105$  кал. л.н. (дата IGAN11230 кровли озерной гиттии) и  $4258 \pm 125$  кал. л.н. (дата IGAN11230 подошвы торфа). Урез воды в этом время был на высоте 175,1 м.

В строении озерного дна так же, как в пойме, прослеживаются черты разных условий осадконакопления. Описание опорной донной скважины Тор-3:

1. 0-3,0 м: гиттия темно-коричневая, с глубиной становится плотнее, после 1 м оливковый оттенок, с 1,7 м – серо-оливковый (светлее от карбонатов?), переход к нижележащему слою постепенный;
2. 3,0-3,75 м: гиттия оливково-серая, горизонтально-слоистая, на 3,60-3,75 м осадок темнее (темно-оливковый) и слоистость четче;
3. 3,75-3,80 м: торф с древесными органическими остатками, кровля и подошва слоя четкие;
4. 3,80-3,90 м: ил/суглинок темно-оливковый, массивный или неясно-слоистый, плотный;
5. 3,90-4,00 м: песок крупнозернистый, не отмытый, с мелким гравием.

По совокупности признаков, слои 1-2 можно отнести к озерным. Слой 5 – это флювиогляциальные отложения, возможно перемытые, соответствующие пескам в забоях других скважин на профиле (Тог-1, Тог-2 и 24112...14). Для уточнения генезиса слоев 3 и 4 был выполнен комплексный анализа биологического состава четырех образцов из скв. Тог-3. Согласно результатам биоанализа, изученные отложения могут быть соотнесены со следующими зонами (местообитаниями):

- 360-374 см (слой 2): мелкий водоем;
- 374-378 см (слой 3): пойма в зоне приливов;
- 378-385 см (слой 3-4): заболоченная пойма с застойной водой;
- 385-390 см (слой 4): пойма, биоостатков очень мало.

Переход от поймы к мелководному водоему в скв. Тог-3 диагностируется по возникновению водных организмов (главным образом, вольвоксовых водорослей). Судя по строению скв. Тог-3 современная озёрная перемычка, как и озёрные отложения в ней, образована на месте затопленной поймы. Некогда на месте скважины было и русло, и пески слоя 5 могут быть интерпретированы как пески берегового/руслового размыва флювиогляциальных отложений гряды. В настоящее время русловая деятельность сохраняется на перемычке в стрелке к северу от изученного участка, и там, возможно, откладывается современный аллювий.

Возраст кровли торфа составляет  $11455 \pm 105$  кал. л.н., а возраст подошвы озерных –  $11245 \pm 25$  кал. л.н. Это означает, что смена субаэральных условий на субаквальные на уровне 171,6 м над у.м. произошла около 11,4-11,3 тыс. кал. л.н.

На радиолокационных разрезах, выполненных с перекрытием, но при разных условиях, четко выделяется кровля флювиогляциальных отложений – песков с гравием (рис. 4.1.15). Эта граница становится нечёткой в пределах акватории озера, так как радиосигнал интенсивно затухает в воде и гиттии и не доходит до границы озерных осадков с флювиогляциальными. Тем не менее, подошва озерных на геолого-геоморфологическом профиле может быть проведена по совокупности описания скважин и данных георадиолокации.

На радарограммах в районе скв. 241112 читается и граница между торфом и озерными отложениями, или между гиттией и песком, как самая контрастная литологическая граница (рис. 4.1.15).

## **4.2. Озеро Каспля и долины рр. Каспля и Клёц**

### ***4.2.1. Рельеф бассейна оз. Каспля и долины р. Каспля***

Рельеф, окружающий озеро Каспля, – это холмистый, холмисто-грядовый моренный (в т.ч. конечный) и водно-ледниковый рельеф, сформированный в период максимального продвижения последнего оледенения (рис. 4.2.1–4.2.3).

Конечно-моренные холмы и гряды выражены к северу и северо-западу от озера, у истока из него одноименной реки. Между с. Каспля и д. Лакисы при геологической съемке для ГГК-200 была описана напорная морена с отторженцами девонских известняков. Она образует три гряды меридионального направления протяженностью до 2,5 км (Столярова и др., 1964).

Котловина оз. Каспля глубокая, с выпуклыми или волнистыми склонами, высотой до 35 м, что показано на профилях П2-П6, рис 4.2.2. Склоны почти не расчленены оврагами. В северной и средней части озерная котловина наиболее крутосклонная, зажата между моренными и водно-ледниковыми холмами (рис. 4.2.3.). К истоку р. Каспля берега в целом снижаются, но отдельно в акваторию вдаются холмы (в т.ч. камы). Южные берега более пологосклонные и террасированные, особенно юго-восточный берег. На профиле П6 выражены две террасы: первая высотой 2-2,5 м над урезом озера и шириной до 100 м и вторая высотой 3,5-4 м над урезом и шириной 60 м (рис. 4.2.2). Эти террасы отсутствуют на других гипсометрических профилях берегов, таким образом они локальны, и не прослеживаются по всему периметру озера.

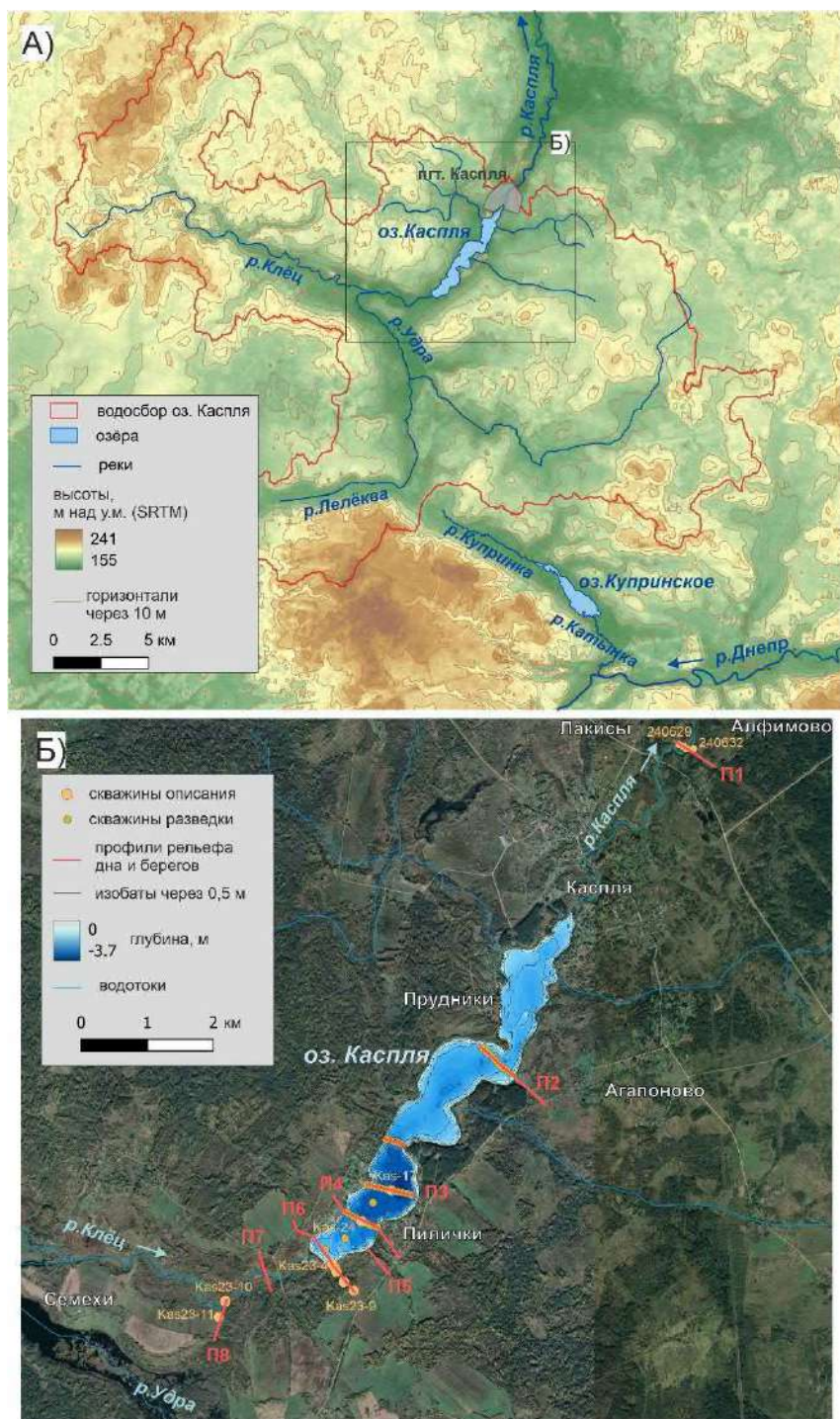


Рис. 4.2.1. Озеро Каспля: а) орогидрография водосборного бассейна (SRTM30, FABDEM), б) участок полевых работ (Google Satellite и ЦМР дна оз. Каспля по данным эхолотирования) с расположением гипсометрических профилей и скважин.

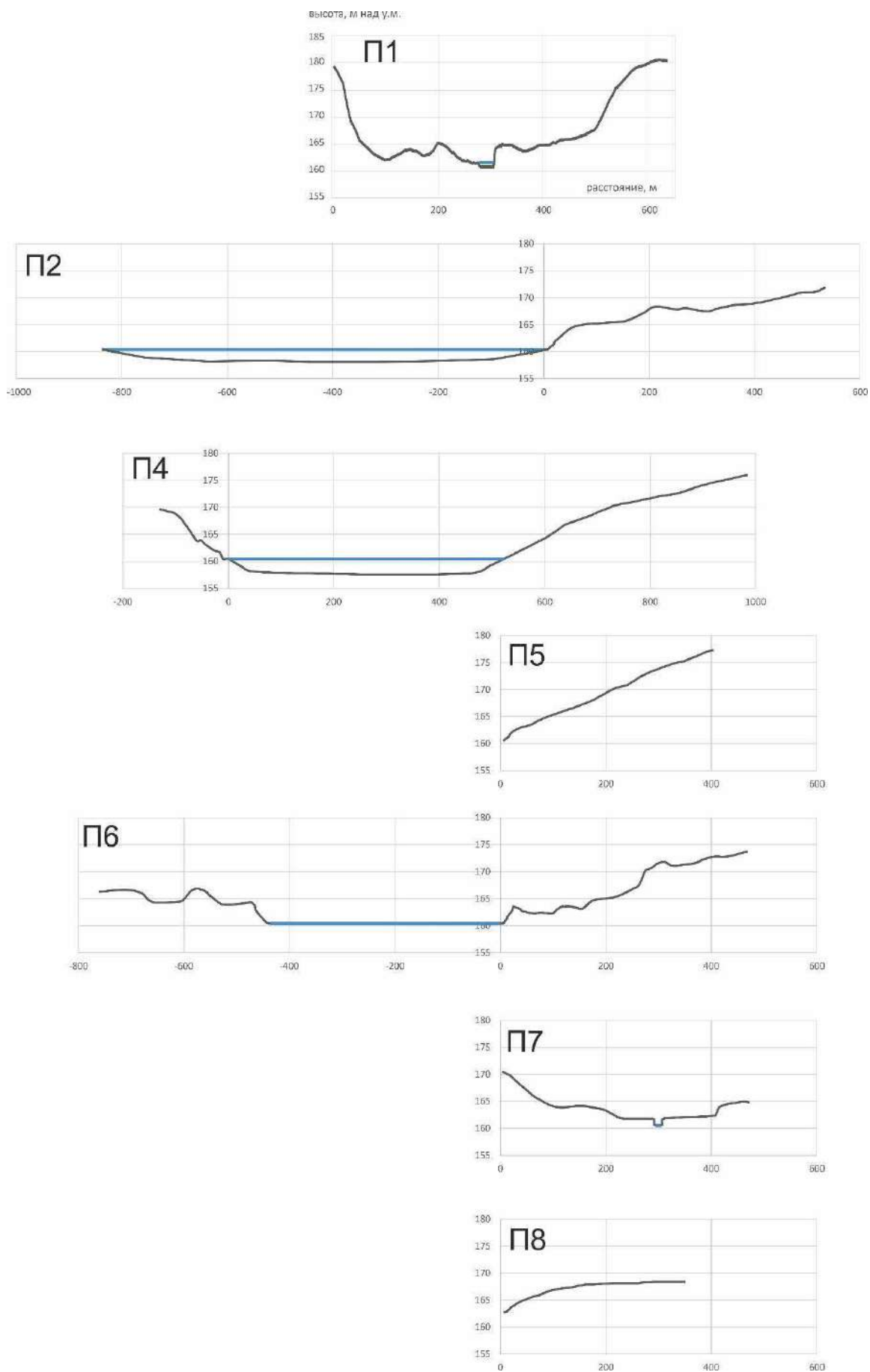


Рис. 4.2.2. Гипсометрические профили через дно и берега оз. Каспля, и долину р. Клец по полевым геодезическим измерениям. Расположение профилей см. рис.4.2.1.

Малые реки и ручьи впадают в озеро с образованием дельт, что подчеркивает волнистость береговой линии.

К северу от д. Пилички и севернее д. Прудники к берегу озера подходят песчаные озы (Кремень 1977). Нами так же предполагается озовое происхождение гряды, параллельной берегу Каспли, расположенной к юго-западу от д. Пелички (П6 на рис. 4.2.2, рис. 4.2.3).

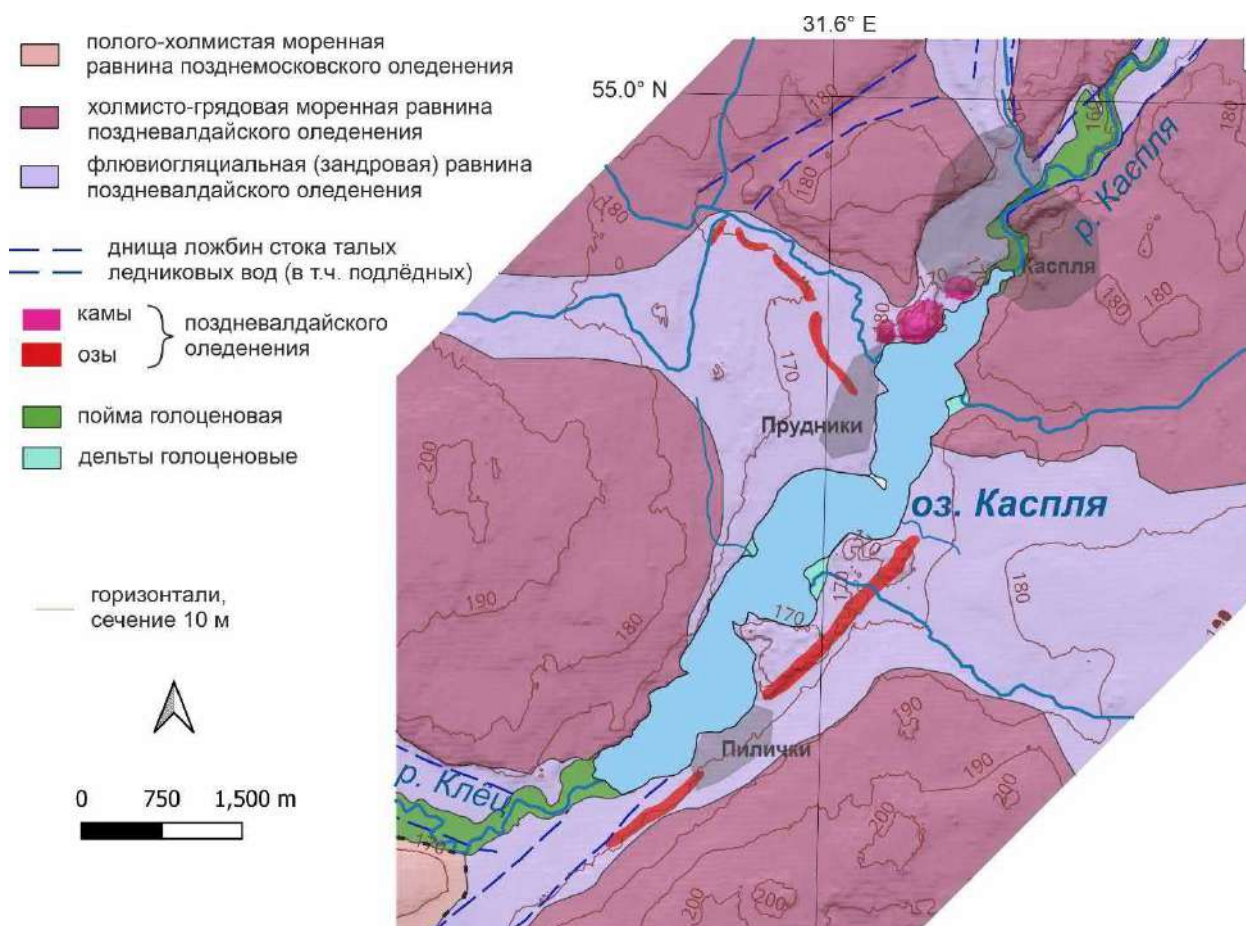


Рис. 4.2.3. Геоморфологическая карта окрестностей оз. Каспля.

Долина р. Клец, так же, как и впадающие в нее долины рр. Удра и Лелеква унаследовали ложбины стока талых ледниковых вод. Эти ложбины, имеют в профиле корытообразную форму, с двумя уровнями: долинный зандр на высоте около 164-165 м над у.м. и современная пойма реки на уровне до 162 м над у.м. (профиль П7 рис. 4.2.2). По р. Клец западнее территории, представленной на рис. 4.2.3., поверхность ложбины осложняется формами мертвого льда – камами, озами и термокарстовыми котловинами (Столярова и др., 1964). От устья Клеца на юго-

запад долины и берег озера сливаются в ложбину с высотой дна около 164 м, по видимому, так же являющуюся долиной стока талых вод ледника (рис. 4.2.3.).

Небольшие ложбины стока расчленивают моренные и водно-ледниковые равнины к западу и к востоку от оз. Каспля, они заняты современными мелкими речками и ручьями, либо заболочены (рис. 4.2.1 и 4.2.3).

В нескольких источниках (Кремень, 1977; Шкаликов, 2005) высказывается предположение, что озеро Каспля имеет ледниковое ложбинное, или ринновое (ринны – гляцигенные рытвины), происхождение.

Дно оз. Каспля относительно ровное, с несколькими плесами в средней и юго-западной части (рис. 4.1.3.). Наибольшая глубина 3,3 м приурочена к юго-западному берегу в районе д. Пилички (измерена при абсолютной высоте зеркала воды 160,4 м над у.м.). Дно озера постепенно повышается к устью р. Клец.

Дно долины Клеца состоит из поймы шириной до 300 м и русла шириной 20 м. В приустьевой части долина расширяется до 400 м, её дно заболочено. Устье Клёца простое, дельту не образует.

У вытекающей из озера реки Каспли долина узкая (до 100 м), сначала с широким (переход от озера), но вниз по течению сужающимся руслом. Коренные берега высокие и крутые, так как на протяжении около 2 км после выхода из озера русло пересекает холмистый конечно-моренный пояс (профиль П1, рис. 4.2.2., рис. 4.2.4). Ниже по течению, выходя на озерно-ледниковую равнину (т.н. Демидово-Касплянскую низину), долина расширяется, пойма и берега часто заболочены, русло свободно меандрирующее, с многочисленными затонами.

Участок полевых работ на р. Каспля расположен у с. Алфимово в 400 м к северу от поселка Каспля. Долина в данном месте широкая, около 450 м, унаследованная от ложбины стока. Среди элементов долины выделяются: эрозионная терраса, высотой 4-6 м над урезом, и пойма, высотой 1-2 м над урезом (рис. 4.2.3 П1). При этом пойма, шириной не превышающая 70 м, развита только на выпуклых частях излучин.

На участке исследования террасы по обе стороны от русла переходят в высокие и крутые склоны моренного междуречья, высотой около 15 м. Правый берег реки прорезан оврагом (рис. 4.2.4., 4.2.8.).

#### 4.2.2. Геолого-геоморфологическое строение котловины оз. Каспля Строение берегов оз. Каспля

Согласно карте четвертичных отложения ГГК-200, берега оз. Каспля сложены песками и суглинками поздневалдайского возраста (Столярова и др., 1964). На профиле Пб через юго-западный (южный) берег озера пробурены две террасы: первая высотой 2-2,5 м 3,5-4 м над урезом озера (рис. 4.2.4).

Первая терраса сложена мелкозернистым песком и алевритом (скв. Kas23-4). Вторая терраса сложена 1-м слоем мелкозернистого песком, подстилаемым гравием, супесью и суглинком с гравием (скв. Kas23-7).

По данным геологического картографирования для ГГК-200, учитывавшим границу LGM к северу от Каспли, терраса считалась надпойменной (Столярова и др., 1964). Но при актуальных границах (рис. 2.1.1., рис. 2.1.4., 2.1.5.) все террасовидные поверхности, в долинах рек и озер изучаемой территории, скорее всего, являются водно-ледниковыми: уровнями долинного зандра ложбин стока или камовыми. Тем более что абсолютная высотная отметка второй террасы около 164 м – близка к уровню ложбины стока на юго-западе от озера (рис. 4.2.3).

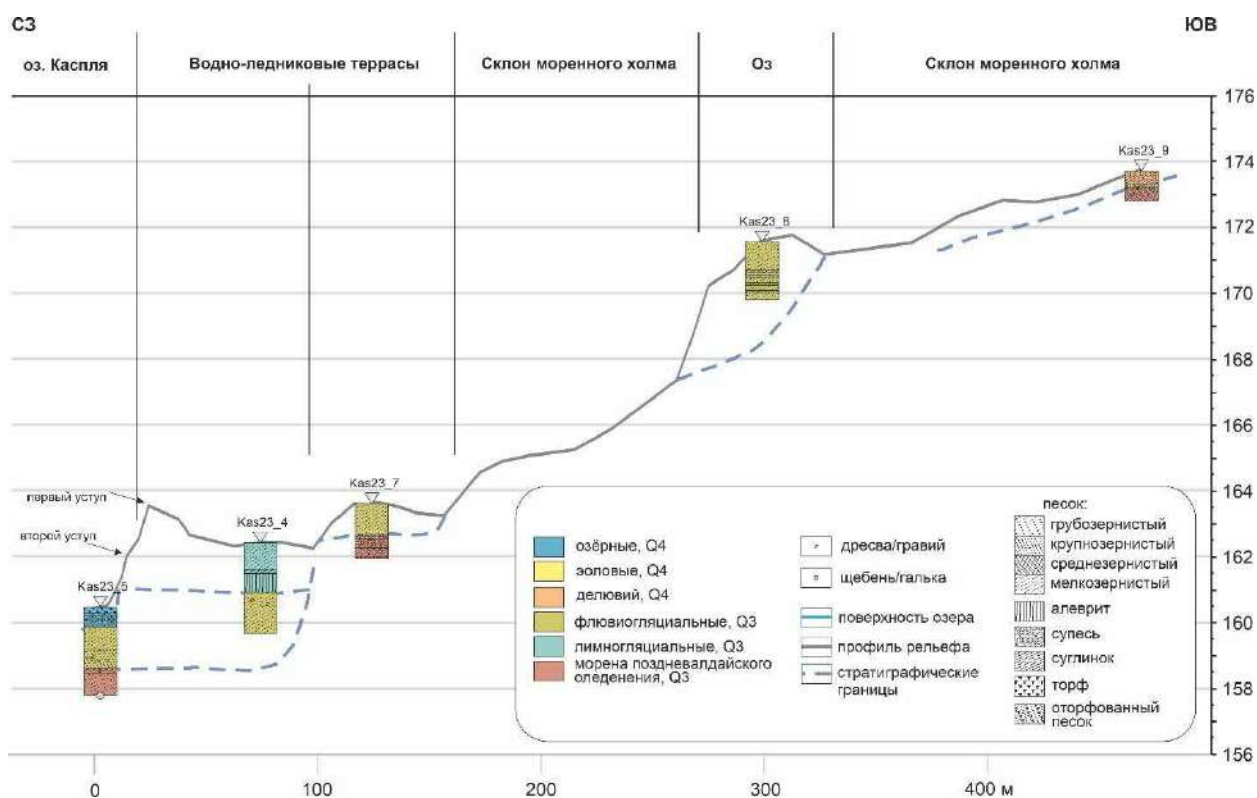
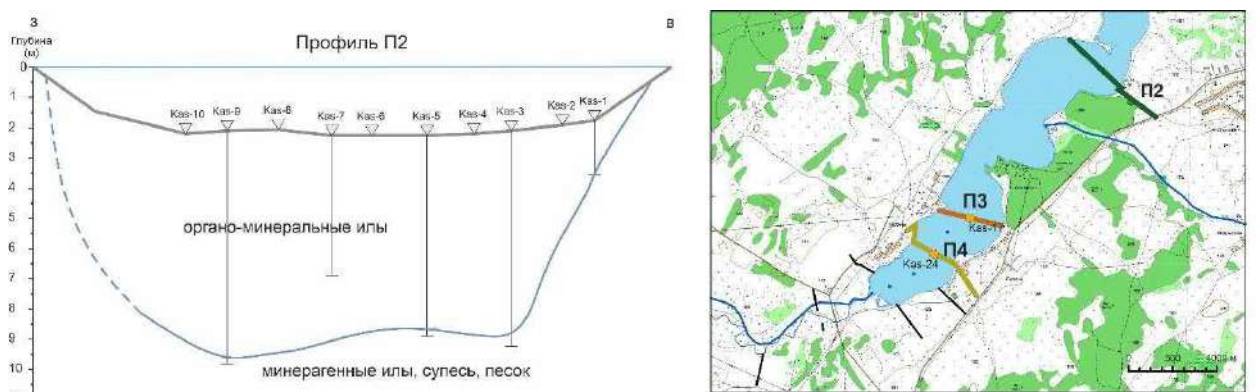


Рис. 4.2.4. Геолого-геоморфологический профиль юго-восточного берега оз. Каспля (профиль Пб на рис. 4.2.1 и 4.2.2).

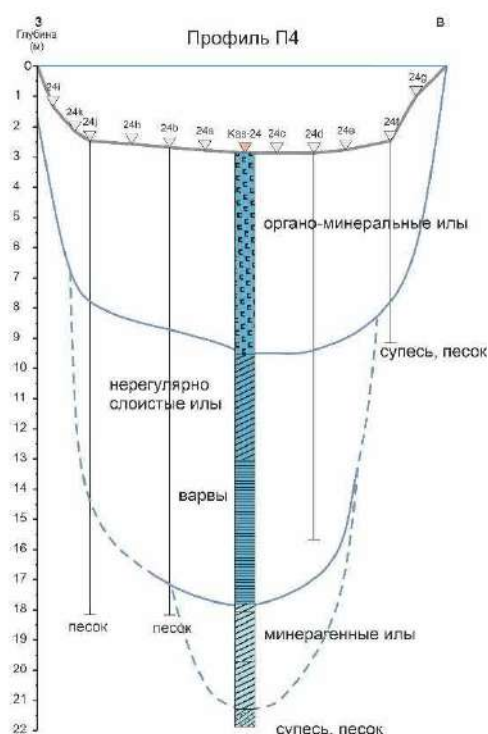
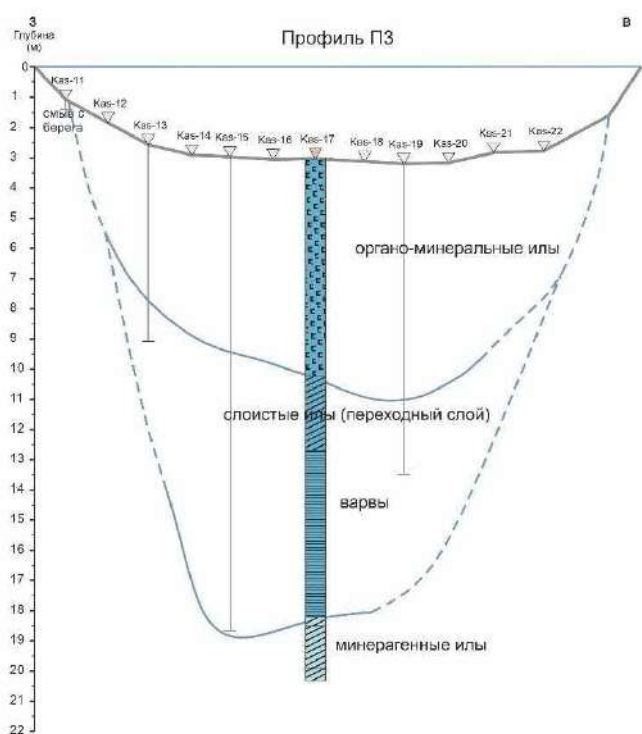
Террасы плавно переходят в склон моренного холма, осложненный озом. Оз пробурен скв. Kas23-8, вскрывшей сортированный мелкозернистый песок, местами переслаивающимся с песком крупнозернистым.

### Строение донных отложений

По результатам бурения дна оз. Каспля мощность сапропеля и органо-минеральных илов (озерных отложений) в котловине составляет 18,5 м в южной части и 7 м в северной части (рис. 4.2.5.). Озерные отложения подстилаются слоистыми супесями и песками, которые, вероятнее всего, имеют водно-ледниковое происхождение. В прибрежной части дно песчаное, вследствие размыва песчаных и супесчаных берегов.



- |             |                                   |  |
|-------------|-----------------------------------|--|
| озерные, Q4 | органо-минеральный массивный ил   | переслаивание песка и алеврита           |
| озерные, Q3 | минеральный слоистый ил           | стратиграфические границы точные         |
|             | ритмы биогенно-хемогенные (варвы) | стратиграфические границы предполагаемые |



*Рис. 4.2.5. Геологическое строение дна оз. Каспля. Литолого-батиметрические профили.*

Строение дна по опорной скважине Kas-17 сверху вниз, м от дна:

1. 0–0,6: ил органоминеральный (гиттия) слабо консолидированный, черный, после окисления становится ржаво-коричневым;
2. 0,9–7,2 ил органоминеральный (гиттия) оливково-черный, плотный, визуальнo на два подслоя по цветовому тону:
  - а. 0,9–2,9: ил органоминеральный (гиттия) оливково-черный, коричневатый, при окислении немного темнел;
  - б. 2,9–7,2: ил органоминеральный оливково-черный, чуть темнее вышележащего, при окислении приобрел бурый тон;
3. 7,2–9,6: ил органоминеральный оливково-темно-коричневый с редкими белесыми прослойками; переходный слой от массивного ила к ритмитам, выделен по появлению белых прослоев, границы нечеткие;
4. 9,6–15,2: ритмиты горизонтально слоистые, один слой от 0,5 мм до 3 мм. Светлые слои - желтовато-бледно-серые, темные слои до глубины 13,45 – коричневатые, а далее более оливково-серые; по описанию из поля после 13,25 м слоистость становится светлее и ярче;
5. 15,2–15,45: ил почти черный, первые 10 см – массивный и разуплотненный, с порами, выполненными изнутри железистой коркой; ниже – плотный и слоистый, при засыхании стал ярко-рыжим, и слоистость стала видна лучше;
6. 15,45–16,85: ил черно-серый, маслянистый на ощупь, минеральный, слоистый (с более редкими светло-серыми прослоями, но не регулярными) турбированный. После высыхания посветлел, порыжел и слоистость стала четче. Осадок, в целом, тонкослоистый, но слоистость отличается от ритмитов на глубине 9,6–15,05 м. Здесь осадок более тонкий, пластичный, не трескается и рисунок пропадает при окислении поверхности керна; на 16,85 четкая граница смены цвет;
7. 16,85–17,35: ил черноватый, слоистый, темнее вышележащего. после окисления стал гомогенным (массивным) рыжевато-коричневым, на 17,0 м видимый прослой вивианита.

Скважина Kas-24 в целом повторяет строение скважины Kas-17, но вскрывает подошву илов, на глубине 18,35-18,8 м описано переслаивание тонко-мелкозернистого песка и алевроита, коричневых (по цвету не отличаются), слойки по 2-3 мм.

Ритмиты, описанные в толще донных осадков Каспи на глубине 9,6–15,2 м (слой 4) интерпретируются как голоценовые органогенно-хемогенные варвы. Интересно, что они распространены не по всей площади озера, например, на профиле П2 их слой отсутствует. Причина разного строения осадочной толщи озера, видимо, в различных палеолимнологических условиях.

### Стратиграфия, состав и возраст донных отложений

Результаты комплекса лабораторных анализов колонки Kas-17 представлены на рис. 4.2.6. По всей совокупности анализов и описанию скважины можно выделить 7 основных некоторые из которых можно подразделить на литологические горизонты.

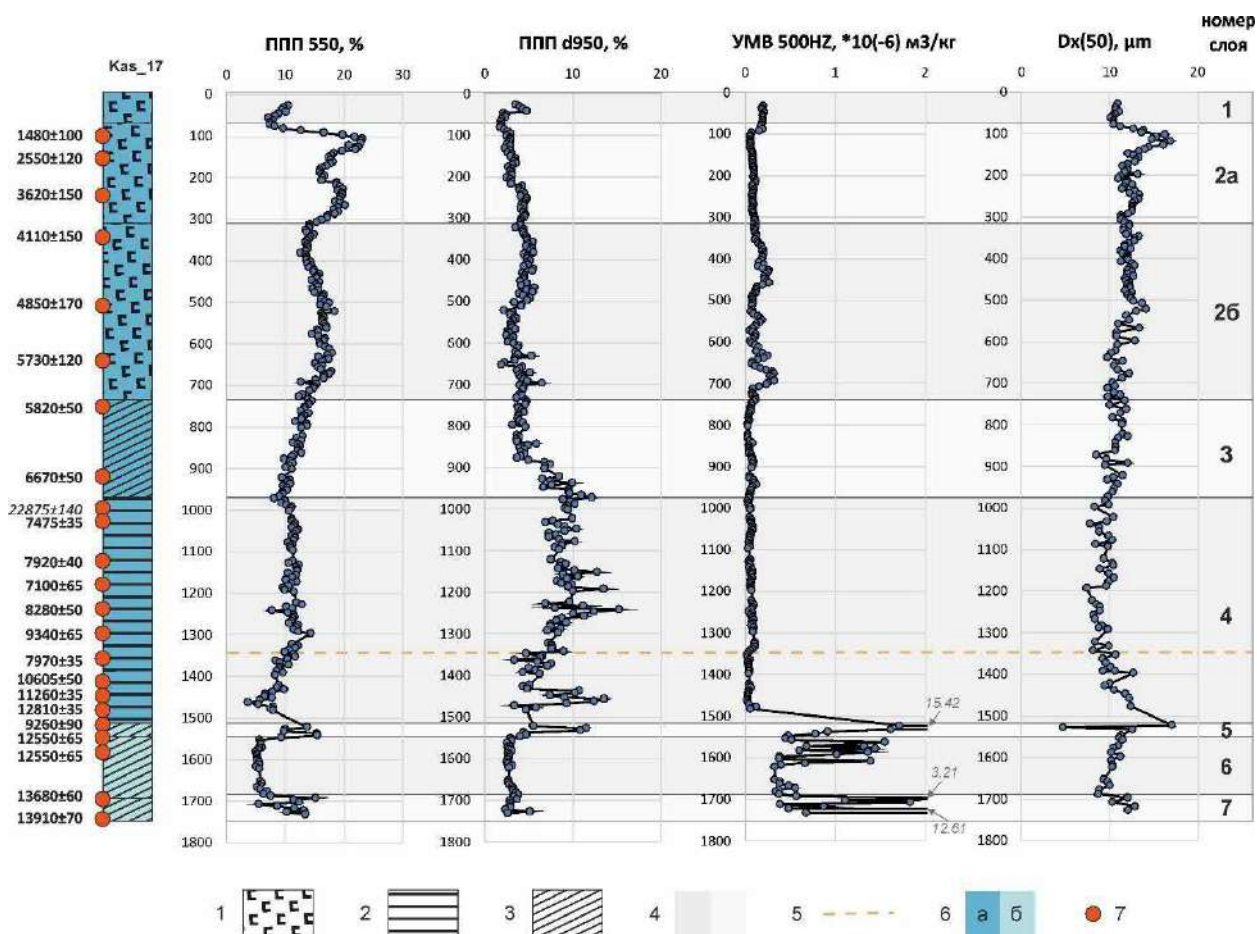


Рис. 4.2.6. Результаты литологических анализов отложений колонки KAS-17: 1 – гиттия, 2 – ритмиты (варвы), 3 – суглинок(ил) слоистый, 4 – литологические слои, 5 – граница

*между типами варв, б – возраст осадка (а – голоценовый, б – позднеледниковый), 7 – результаты  $^{14}\text{C}$  датирования.; ППП – потери при прокаливании, УМВ – удельная магнитная восприимчивость,  $D_x(50)$  – медианный диаметр частиц.*

Наиболее четко разделить слои позволили потери при прокаливании (ППП) и удельная магнитная восприимчивость (УМВ). По гранулометрическому составу выделить отдельные подгоризонты практически невозможно.

ППП550 изменяются по всей колонке в диапазоне 3-23%. Максимумы показателя ППП550 – это верхняя часть колонки на глубинах 0,8-2,9 м (слой 2а), небольшое повышение наблюдается на 4,9-6,9 м, а также два резких пика (до 15%) на глубинах 15,2 и 16,85 м. Последние два пика, могут быть связаны не только с повышением содержания органического вещества, но и с разрушением минералов, содержащих связанную воду. Эти минералы (в основном, это глинистые минералы) так же разрушаются при прокаливании на 550°C (Heiri et al., 2001).

ППП950 – индикатор содержания  $\text{CO}_2$  в карбонатах. Самым насыщенным оказался слой ритмитов – до 15% (при пересчете на  $\text{CaCO}_3$  – 35%). Стоит учитывать, что данный показатель зависит не только от содержания карбонат кальция, но и от соединений  $\text{CO}_2$  с другими элементами.

Удельная магнитная восприимчивость в фоновых значениях около 0,1-0,2\*10<sup>(-6)</sup> мЗ/кг. Область с резко повышенной УМВ – это низ скважины, интервал 7,1-15,05 м. На глубине 15,2 м (граница между ритмитами и массивным черным илом) измерен образец с самой высокой УМВ (15\*10<sup>(-6)</sup> мЗ/кг) и самым тонким гранулометрическим составом. Возможно, на данной глубине существовал геохимический барьер и образовывались соединения железа.

На глубине 17,0 м при визуальном осмотре были обнаружены конкреции вивианита; на 17,2 могли так же быть зерна вивианита, не различимые в керне.

Более подробные результаты гранулометрического анализа представлены на рис. 4.2.7. Медианный размер частиц варьируется в диапазоне 4,2-19,6 мкм. Согласно классификации Gradistat, почти все образцы попадают в категорию алеврита (Silt), и несколько – в опесчаненный алеврит (Sandy silt), где доля песчаной фракции превышает 10% (рис. 4.2.7а). Распределение песчаной фракции в озерном осадке содержит две области повышенного (6-12%) содержания песка –

это интервалы 0,8-1,2 м и 14-16 м (рис. 4.2.7б) Локальное повышение доли песка может указывать на усиление стока наносов с водосборного бассейна.

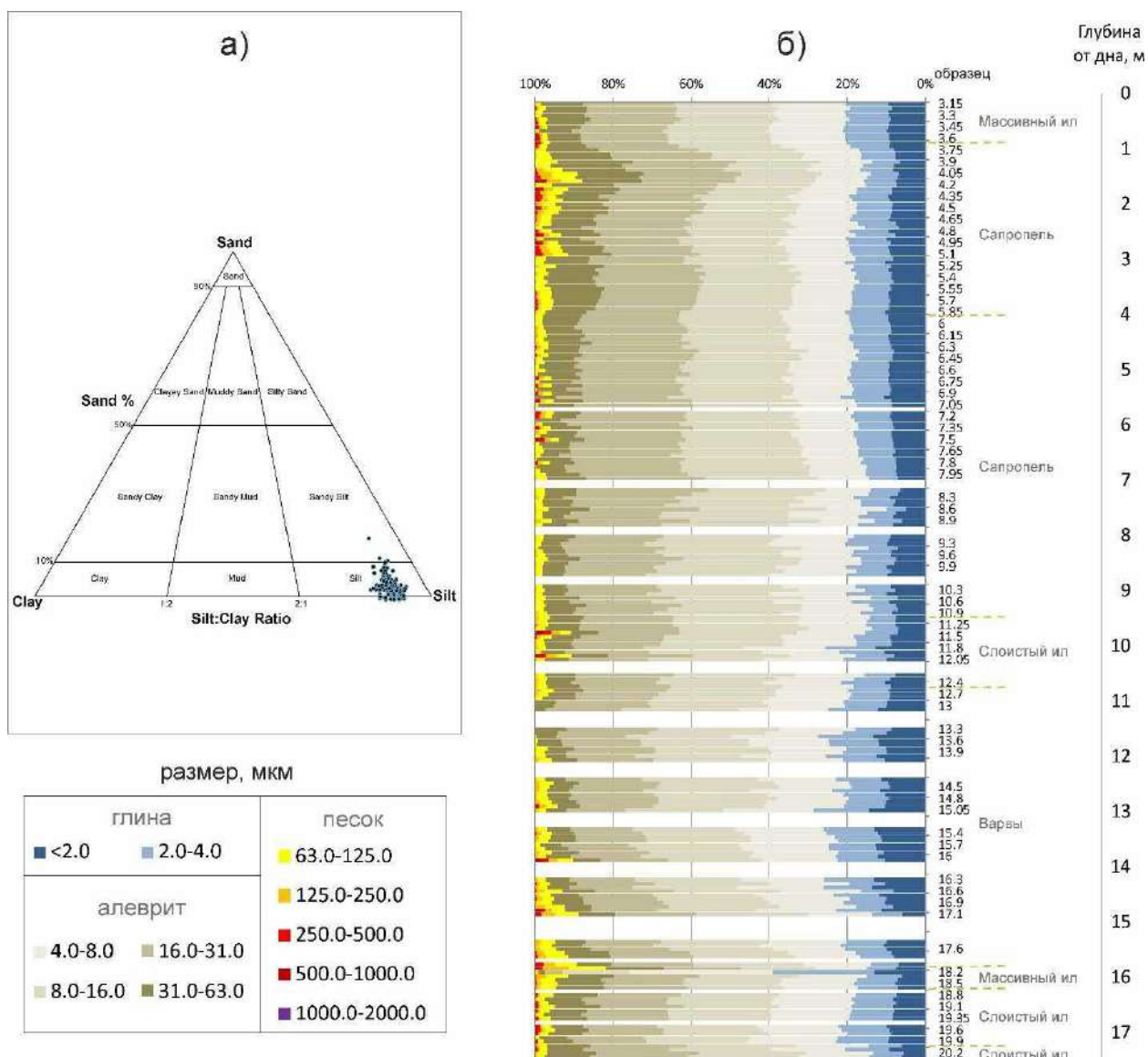


Рис. 4.2.7. Гранулометрический состав отложений колонки KAS-17: а) результаты классификации Gradistat, б) распределение состава по глубине.

Возраст осадков оз. Каспия определен радиоуглеродным методом (табл. 4.2.1.). Среди полученных дат только одна не соответствует стратиграфической последовательности -  $22875 \pm 140$  (IGANams10641), остальные даты были использованы для построения модели осадконакопления (рис. 4.2.8.). Некоторые даты были расценены алгоритмом как не соответствующие модели осадконакопления.

Самый нижний продатированный образец имеет возраст  $13910 \pm 70$  кал. л.н. Но осадконакопление, вероятно, началось раньше, так как подошва озерных отложений, которая залегает на метр глубже забоя скв. Kas-17, нами не продатирована. Возраст границ смены типов осадков: между гиттией и ритмитами смена происходила в промежуток 7-7,4 тыс. л.н., между ритмитами и минерагенными илами смена была резкой около 12,3 тыс. л.н.

Табл. 4.2.1. Радиоуглеродные даты по скважине Kas-17 (Shasherina et al., 2026b). Все образцы датированы по фракции рассеянного органического вещества (ТОС).

	Лаб. номер	Метод	Глубина, см	Материал	$^{14}\text{C}$ возраст, л.н. ( $\pm 1\sigma$ )	Календарный возраст, л.н. ( $\pm 1\sigma$ ) (Intcal-20)
1	LU-11175	LSC	100-120	гиттия	$1580 \pm 100$	$1480 \pm 100$
2	LU-11176	LSC	150-170	гиттия	$2470 \pm 90$	$2550 \pm 120$
3	LU-11177	LSC	240-160	гиттия	$3360 \pm 120$	$3620 \pm 150$
4	LU-11178	LSC	340-360	гиттия	$3740 \pm 100$	$4110 \pm 150$
5	LU-11179	LSC	495-515	гиттия	$4280 \pm 100$	$4850 \pm 170$
6	LU-11180	LSC	635-655	ил	$4980 \pm 110$	$5730 \pm 120$
7	IGAN <sub>AMS</sub> 10639	AMS	725	ил	$5050 \pm 30$	$5820 \pm 50$
8	IGAN <sub>AMS</sub> 10640	AMS	885	ил	$5850 \pm 30$	$6670 \pm 50$
9	IGAN <sub>AMS</sub> 10641	AMS	963	ил	$18980 \pm 100$	$22875 \pm 140$
10	IGAN <sub>AMS</sub> 10657	AMS	964	ил	$6565 \pm 30$	$7475 \pm 35$
11	IGAN <sub>AMS</sub> 10658	AMS	1095	ил	$7100 \pm 30$	$7920 \pm 40$
12	IGAN <sub>AMS</sub> 10642	AMS	1155	ил	$6210 \pm 35$	$7100 \pm 65$
13	IGAN <sub>AMS</sub> 10659	AMS	1231	ил	$7470 \pm 30$	$8280 \pm 50$
14	IGAN <sub>AMS</sub> 10660	AMS	1290	ил	$8320 \pm 30$	$9340 \pm 65$
15	IGAN <sub>AMS</sub> 10643	AMS	1340	ил	$7155 \pm 30$	$7970 \pm 35$
16	IGAN <sub>AMS</sub> 10661	AMS	1425	ил	$9380 \pm 30$	$10605 \pm 50$
17	IGAN <sub>AMS</sub> 10662	AMS	1450	ил	$9860 \pm 30$	$11260 \pm 35$
18	IGAN <sub>AMS</sub> 10663	AMS	1480	ил	$10915 \pm 30$	$12810 \pm 35$
19	IGAN <sub>AMS</sub> 10644	AMS	1524	ил	$8270 \pm 35$	$9260 \pm 90$
20	IGAN <sub>AMS</sub> 10645	AMS	1529	ил	$10520 \pm 35$	$12550 \pm 65$
21	IGAN <sub>AMS</sub> 10646	AMS	1560	ил	$10520 \pm 35$	$12550 \pm 65$
22	IGAN <sub>AMS</sub> 10647	AMS	1650	ил	$11825 \pm 40$	$13680 \pm 60$
23	IGAN <sub>AMS</sub> 10648	AMS	1735	ил	$12015 \pm 40$	$13910 \pm 70$

Согласно построенной модели, скорость осадконакопления изменялась в течении истории озера несколько раз (рис. 4.2.8). Увеличение скорость произошло около 9,7 тыс. кал. л.н. на этапе накопления варв. Затем, около 2,5 тыс. кал. л.н., скорость замедлилась. Тем не менее, в историческое время скорость опять увеличилась, что более подробно показано в исследовании верхушки керна Kas-17 по радиоизотопам цезия и свинца (Andreev et al., 2026).

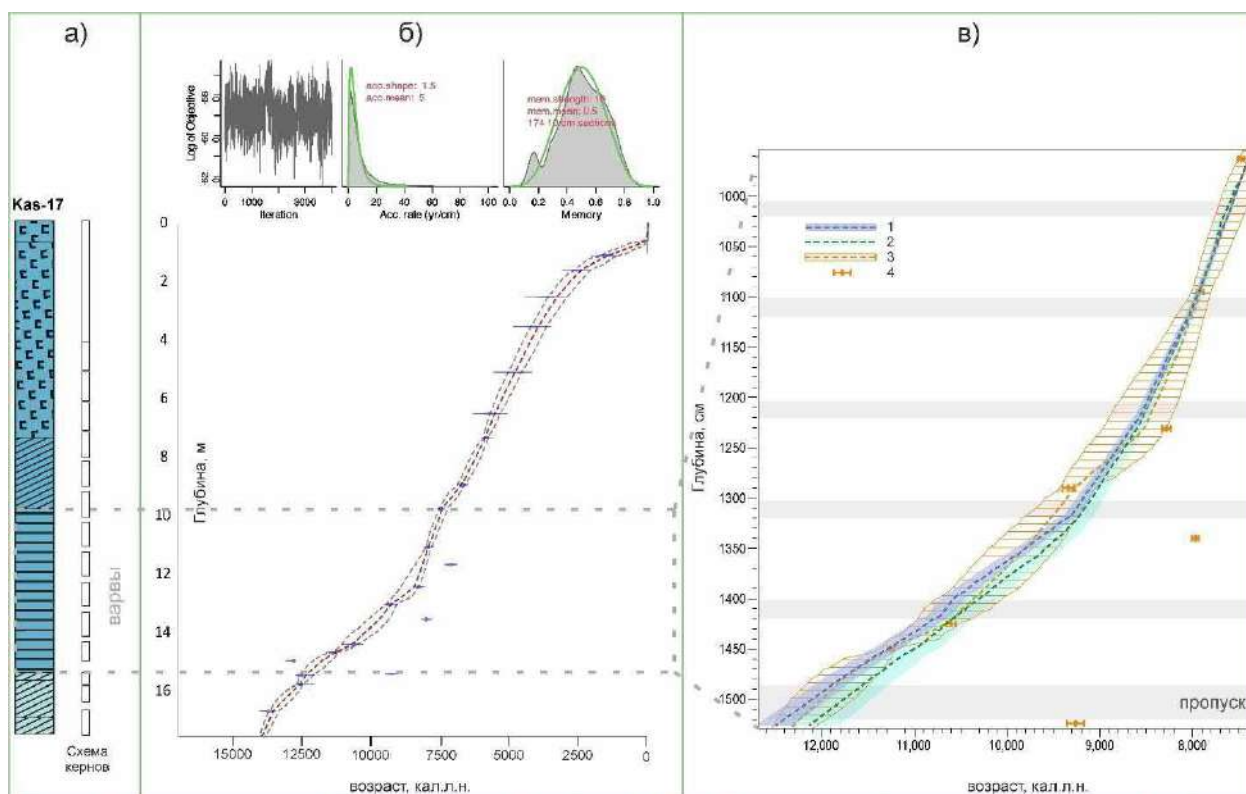


Рис. 4.2.8. Возраст опорной колонки Kas-17: а) строение разреза, условные обозначения см рис. 4.2.6; б) модель возраст-глубина для опорной колонки (на основе  $^{14}\text{C}$  дат, гВасон); в) сравнение варвохронологий, основанных на: автоматическом подсчете варв (1), ручном подсчете варв (2) и  $^{14}\text{C}$  модели (3 – модель с доверительным интервалом 95%, 4 – отдельные даты). Схема в) построена М.Ю. Александриным (ИГ РАН).

### 4.2.3. Возраст и микростроение толщи варв оз. Каспля

Количество пар слоев в интервале глубин 9,6–15,2 м (с интерполяцией недостающих частей кернов) трех независимых ручных подсчетов составило 4468, 4563 и 5203 (рис. 4.2.8.в). Среднее значение, рассчитанное с использованием стандартного отклонения в качестве оценки погрешности, составляет  $4745 \pm 325$  единиц. Кумулятивная ошибка составляет 6,84%. Результат автоматического

подсчета ритмитов – 5106 [+211 -184], что на 7% больше результата ручного подсчета.

Нечеткие границы варв приводят к ошибкам при ручном подсчете, особенно в интервалах с плохим качеством варв. Варвы были оценены по индексу качества Varve Quality Index (VQI). Фотографии, по которым проводился подсчет и оценка качества варв, представлены в Приложении 6. Результаты оценки представлены в Приложении 7. К классу Q1 принадлежат 9,5% варв (плохая сохранность), к Q2 – 20,1%, к Q3 – 70,4% (хорошая сохранность).

Если сравнить «ручную» и «автоматическую» варвохронологии, то можно отметить одну закономерность. В самом верхнем интервале, 9,6-10,7 м, где мощность годовых пар увеличивается до 2-4 мм, автоматический метод подсчета привел к занижению количества слоев по сравнению с ручным подсчетом. Напротив, в интервале 13,2-15,2 м, где мощность слоев менее 0,8 мм, автоматический метод завысил количество слоев по сравнению с ручным подсчетом (рис. 4.2.8.в).

Привязывая варвохронологию к среднему возрасту окончания варвонакопления 7388 кал л.н. (начало отсчета варв на 9,6 м), определено, что накопления варв началось 12133±325 кал. л.н. (окончание подсчета на 15,2 м). В то же время, согласно радиоуглеродной модели, возраст подошвы варв на глубине 15,2 м находится в диапазоне 12057–12516 кал. л.н.

Соотношение результатов разных методов варвохронологии и <sup>14</sup>C датирования подтверждает годовую закономерность в строении ритмитов, точность варвохронологии в пределах 10% и согласованность начала варвонакопления в оз. Каспля в конце позднего дриаса.

Причины несоответствия радиоуглеродной и варвометрической моделей:

1. потеря части осадка при бурении стык в стык, необходимость интерполяции пропущенных интервалов;
2. неточности в ручном подсчете (пропуск варв, нечеткие варвы);
3. неточность <sup>14</sup>C модели, потенциальное удревание органического вещества, т.к. даты выполнены по фракции ТОС, источник углерода точно не известен, возможен резервуарный эффект.

Оценка времени начала накопления варв по варвохронологии скорее всего более достоверна из-за потенциального удревления радиоуглеродных дат вследствие резервуарного эффекта.

На основании сопоставления моделей, ритмиты оз. Каспля можно считать годовичными и использовать для палеореконструкций высокого разрешения.

Микростроение варв меняется согласно наблюдениям зачищенной поверхности кернов. Ниже 13,4 м варвы тонкие – 0,7 мм в среднем – состоят: светлый слой состоит из тонкого прослоя диатомовых (пеннатных и центрических видов) и более толстого кальцитового, темный слой – органоминеральный детрит со сферическими конкрециями пирита (фромбоидами) (рис. 4.2.9).

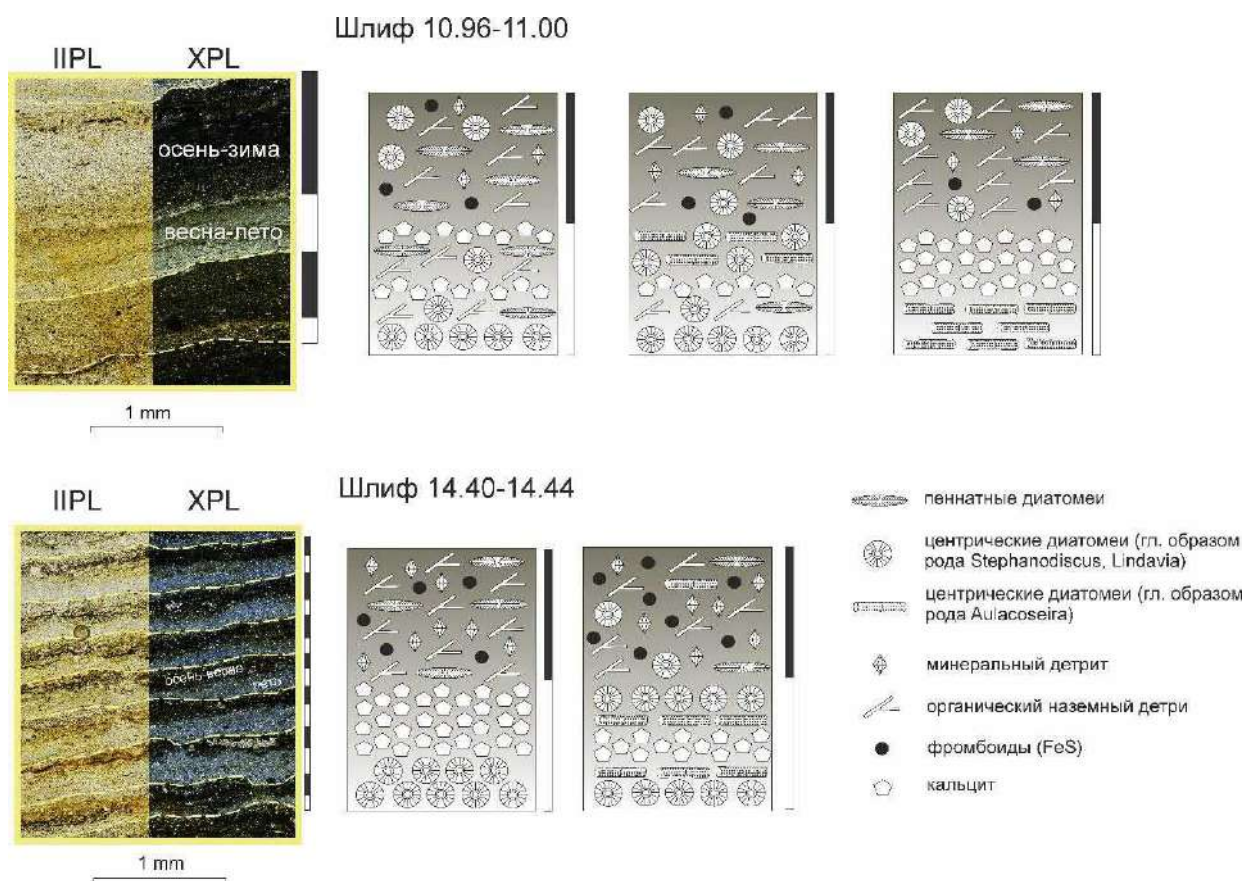


Рис. 4.2.9. Сканы шлифов и схемы строения варв на глубинах 10,96-11,00 м и 14,40-14,44 м. Схемы составлены А.И. Рудинской (ИГ РАН).

Выше 13,4 м (соответствует 9,7 тыс. кал. л.н.) варвы постепенно утолщаются, в среднем до 1,85 мм, становятся сложнее по структуре. В светлых весенне-летних слоях прослой диатомита становятся толще, состав панцирей – разнообразнее, а кальцита – тоньше и порой вовсе исчезают. Часто встречаются

пары с двумя диатомовыми или двумя кальцитовыми прослоями, либо смешанные диатомово-кальцитовые слои. В темных осенне-зимних прослоях содержание органического детрита возрастает, а минерального вещества – падает (рис. 4.2.9). Более подробная структура годичных слоев показана в Приложении 7.

Повторное осаждение кальцита в течение одного сезона может приводить к завышению количества годичных пар при подсчете по сравнению с радиоуглеродным датированием.

Выше глубины 9,6 м осадок становится массивным, состоящим в основном из панцирей диатомовых водорослей и микрокристаллического кальцита, с редкими тонкими линзами крупнокристаллического кальцита. Равномерно встречаются конкреции пирита и растительно-минеральный детрит.

Сравнивая строение вар оз. Каспля со строением аналогичных осадков озер умеренного пояса Европы (Zolitschka, 2015; Z'arczyn'ski et al., 2019; Roeser et al., 2021), светлый кальцитовый слой – осенне-летний (май-июль), а темный слой – осенне-зимний (август-апрель).

По результатам изучения варвы оз. Каспля можно разделить на два основных типа:

1. тонкие (0,7 мм), возрастом 12,1 – 9,7 тыс. л.н.
2. утолщенные (1,85 мм), возрастом 9,7 – 7,4 тыс. л.н.

Именно между двумя типами варв отмечается измерение скоростей осадконакопления, зафиксированное в модели возраст-глубина (рис. 4.2.8. б,в). Изменения характера ритмов может быть связано со сменой лимнологических условий в озере.

#### ***4.2.4. Геолого-геоморфологическое строение долин рр. Каспля и Клѣц***

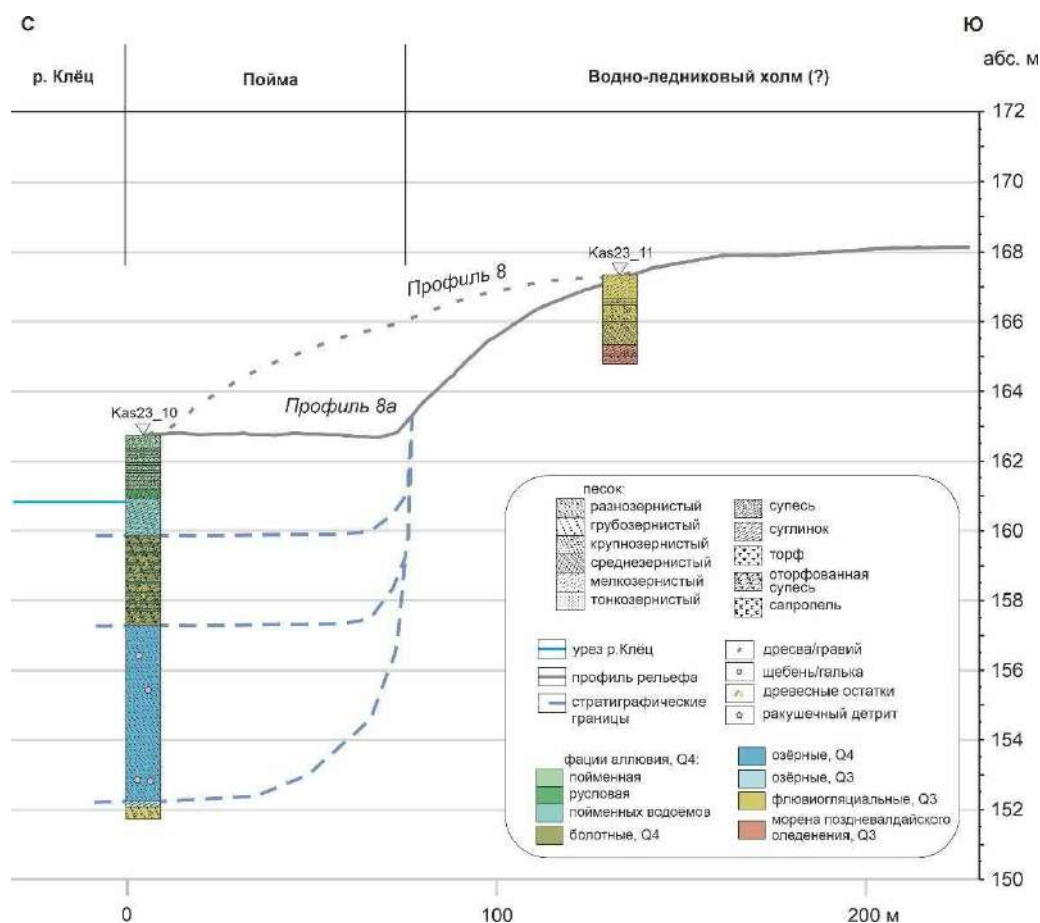
##### ***4.2.4.1. Строение рельефа долины р. Клѣц***

В долине р. Клѣц и на междуречье её правого берега были пробурены две скважины (профиль П8, рис. 4.2.10). Скважина Kas23-10 на пойме р. Клѣц демонстрирует следующее строение:

1. 0-1,5 м: переслаивание горизонтальное супеси песка мелко-среднезернистого (аллювий пойменной фации);
2. 1,5-1,8 м: переслаивание песка средне-крупнозернистого и супеси, преобладает песок. Нижний контакт резкий (русловой аллювий);

3. 1,8-3,1 м: суглинок темно-серый песчанистый с сизоватым оттенком с рассеянной органикой и фрагментами древесины, ниже 2,9 опесчаненый (старичная фация аллювия);
4. 3.1-5,45 м: переслаивание песка средне- и крупнозернистого с супесью оторфованной, с включениями древесных фрагментов (фация дельты);
5. 5,45-10,5 м: гиттия темно бурая неяснослоистая с ракушечным детритом, следами ходов донной фауны (озерные отложения); нижний контакт резкий;
6. 10,5-10,65 м: суглинок опесчаненый коричневый массивный; нижний контакт резкий;
7. 10,65-11 м: песок разнозернистый глинистый с гравием.

Такое строение указывает на то, что на месте поймы реки некогда были озерные обстановки осадконакопления, в результате которых накопились гиттия и суглинки на глубине 10,65-5,45 м. Можно предположить, что этот участок долины был частью озерной котловины Каспли, и площадь озера уменьшилась из-за выдвигания устья р. Клец.



*Рис. 4.2.10. Геолого-геоморфологический профиль правого берега долины р. Клец (профиль П8 на рис. 4.2.2).*

Скважина Kas23-11 на междуречье вскрыла последовательность песков различной зернистости от мелкозернистых хорошо сортированных, до крупнозернистых с гравием. На глубине 2 м от поверхности песок контактирует с опесчаненным суглинком с гравием, коричневого цвета – ледниковым диамиктоном.

#### **4.2.4.2. Строение рельефа долины р. Каспля**

Строение долины р. Каспля у с. Алфимово показано на рис. 4.2.11. Строение эрозионных террас на обоих берегах (скв. 240630-32) одинаково: сверху залегает маломощный песчаный покров (0,5-1,5 м), скорее всего, водно-ледникового генезиса; ниже – диамиктон (опесчаненный суглинок с гравием). Это морена поздневалдайского возраста.

Пойма реки Каспли (скв. 240629) состоит из суглинисто-алевритового аллювия мощностью около 2 м (пойменной фации), резко сменяющийся подстилаемой мореной – той же, что описана в скважинах на террасах.

В разрезе поймы нет следов перерыва накопления аллювия (например, палеопочв), а также нет русловой фации, что свидетельствует о непрерывном нарастании пойменной поверхности за все ее существование. Кроме того, не обнаружены и следы более высокого уровня, которые могли бы выражаться в аллювии, залегающем выше, чем современная затапливаемая пойма. Таким образом, периоды врезания реки в прошлом нем не известны.

К поверхности эрозионной террасы правого берега приурочено поселение неолитического времени Алфимово (Краснов и др., 1997). Культурный слой залегает на высоте 2-6 м над рекой, и имеет мощностью до 1,4 м. В ходе недавних полевых работ КС с находками середины первого тысячелетия н.э. (эпохи переселения народов, РЖВ) был найден в прорезающем террасу овраге (Кренке, 2018) (рис. 4.2.12). Этот культурный слой имеет большую мощность (0,5 м) в прирвовочной части оврага, возможно из-за частичного смыва. В тальвеге и на конусе выноса КС, скорее всего, переотложен. Тем не менее КС в скважинах 3, 4, залегает ниже современного меженного уровня реки приблизительно на полметра.

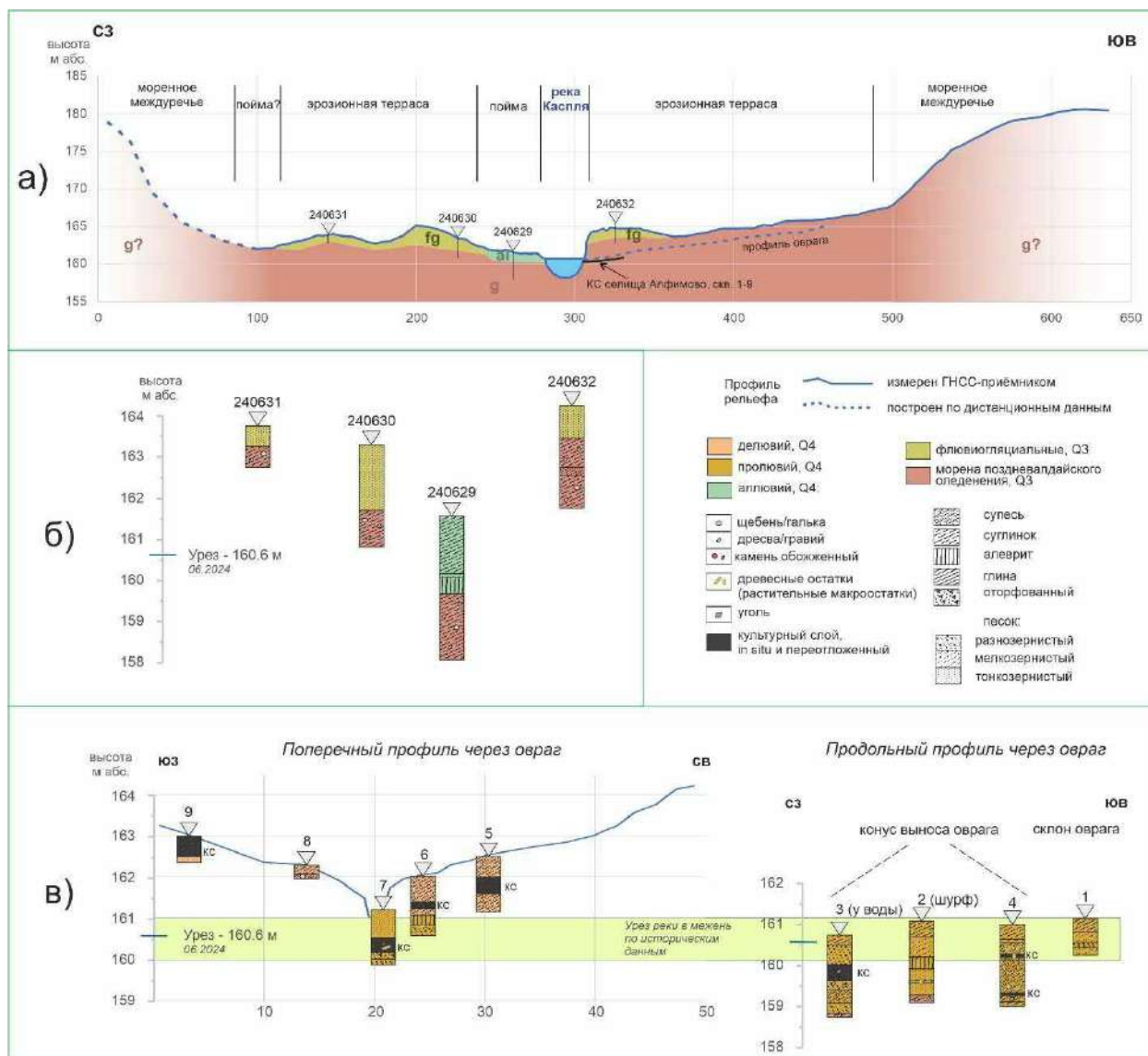


Рис. 4.2.11. Строение долины р. Каспля у села Алфимово: а) геолого-геоморфологический профиль долины (профиль П1 на рис. 4.2.1.). б) скважины на профиле П1, в) продольный и поперечный профили через овраг у местонахождения Алфимово.

### 4.3. Озеро Купринское и долины рр. Катынка и Днепр

#### 4.3.1. Рельеф Купринской ложбины и долин рр. Катынка и Днепр

Озеро Купринское окружено холмистым ледниковым рельефом разного возраста: к западу от озера расположен московский рельеф, а к востоку — поздневалдайский (осташковский) (рис. 2.1.4, рис. 2.1.5.). Границу последнего оледенения, по одной из версий, проводят южнее озера, на противоположном берегу Днепра (Astakhov et al., 2016), по другой версии — севернее озера, в районе оз. Каспля (Kalm, 2012) (рис. 2.1.). Промежуточная версия — карта четвертичных

отложений Смоленской области под редакцией С.М. Шика (1998), где граница проходит по восточному склону долины Купринского озера и, не доходя до современной долины Днепра, поворачивает на север (рис. 2.1.5.).

Купринское озеро располагается в полузамкнутой заболоченной ложбине, имеющей ширину дна 1-1,5 км (до 2,5 км по бровкам) и длину около 15 км (профиль k1-k2 на рис. 4.3.1.). В эту же ложбину также вложены долины рек Купринки и Катynки. Поймы этих рек выделяются в рельефе относительно слабо, особенно вблизи озера.

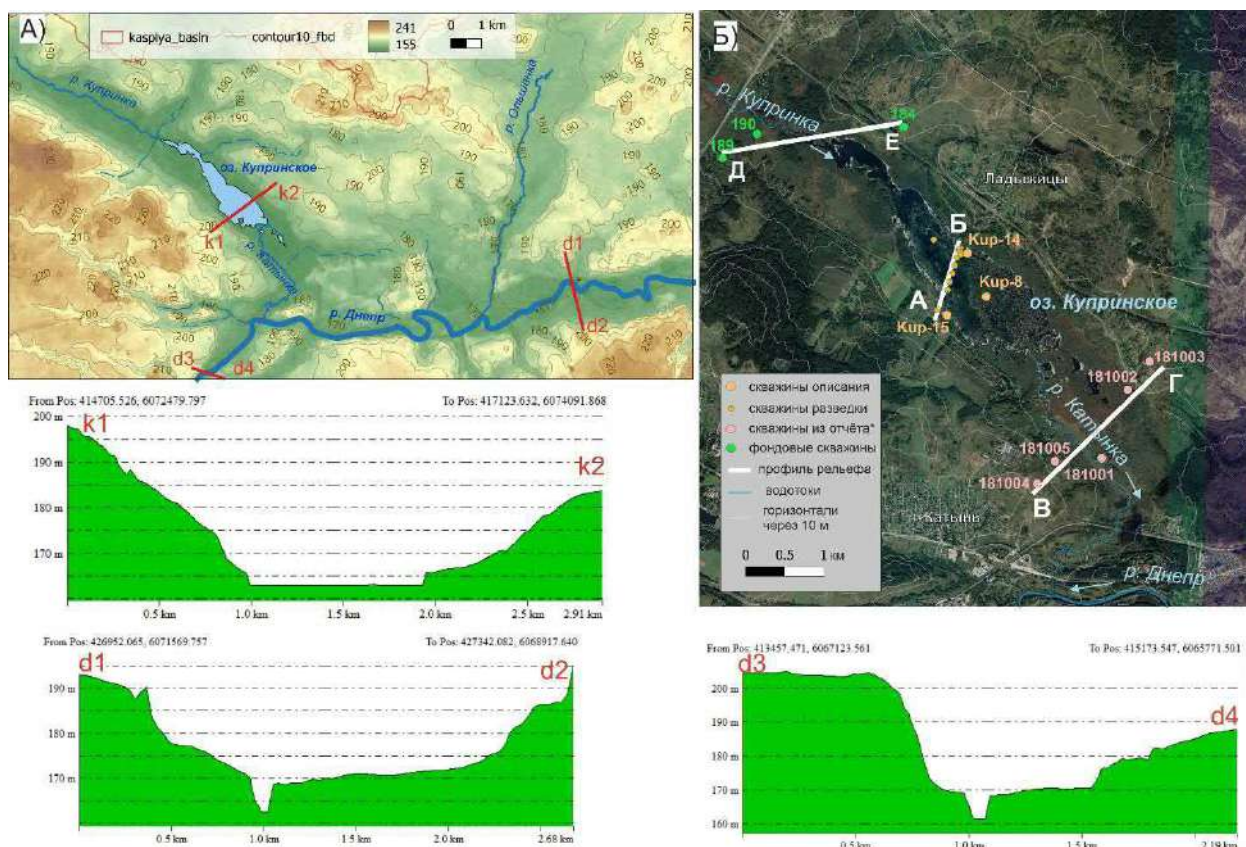


Рис. 4.3.1. Расположение полевых работ и использованных материалов: а) орогидрография водосборного бассейна (SRTM30, FABDEM) и профили рельефа по модели FABDEM; б) расположение скважин собственных полевых работ, а также скважин из фондового отчета о геолого-съёмочных работах (Столярова и др., 1964) и скважин из отчета по проекту РНФ 17-17-01289 (личное сообщение А.В. Панина)(подложка – Google Sattelite).

В районе пос. Катynь ложбина имеет карытообразный профиль, склоны не симметричные и волнистые, с пологими ступенями на профиле рельефа: на высоте 175 м на восточном склоне и на высоте 173 м на западном склоне (см.

геодезический профиль в Приложении 8). Дно долины плоское, а вблизи русла р. Катынка – волнистое. На космическом снимке в пределах два ложбины дешифрируется положение бывшей береговой линии озера, ставшее границей сплавины. Начиная именно от этой границы вдоль реки Катынки в дне долины наблюдаются староречья (рис. 4.3.2).

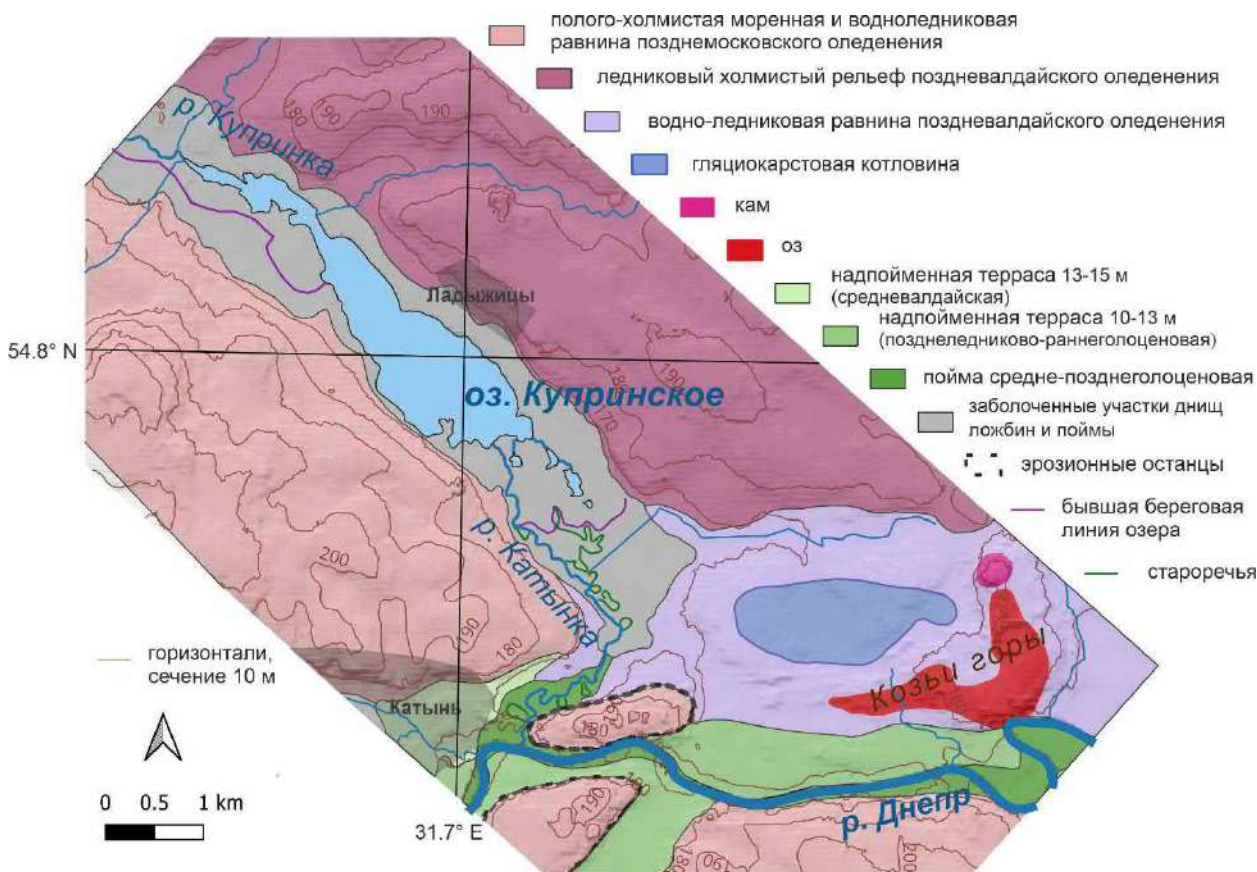


Рис. 4.3.2. Геоморфологическая карта окрестностей оз. Купринское. При составлении использованы дистанционные данные и геоморфологические карты из работ предшественников (Panin et al., 2015; Карпухина, Сизов, 2020).

Дно ложбины сопрягается с дном долины Днепра через долину р. Катынки и нескольким ложбинам параллельным современному устью реки – брошеным долинам Катынки (Panin et al., 2014). Поперек ложбины (и вдоль долины Днепра) расположен останец моренного рельефа, эродированными Днепром и Катынкой, и дугообразная гряда Козьи Горы (рис. 4.3.2.). Эта гряда интерпретируется как краевой зандр поздневалдайского оледенения (Panin et al., 2014) или маргинальный оз (Карпухина, Сизов, 2020). Первоначально комплекс форм в урочище «Козьи горы» описывался Н.И. Саловым как сложное аккумулятивное образование, в составе которого входят озы, камы, камовые террасы, отложения конусов выноса

ледниковых потоков, термокарстовые воронки, образованные в результате таяния Катинского ледникового языка (Салов, 1972).

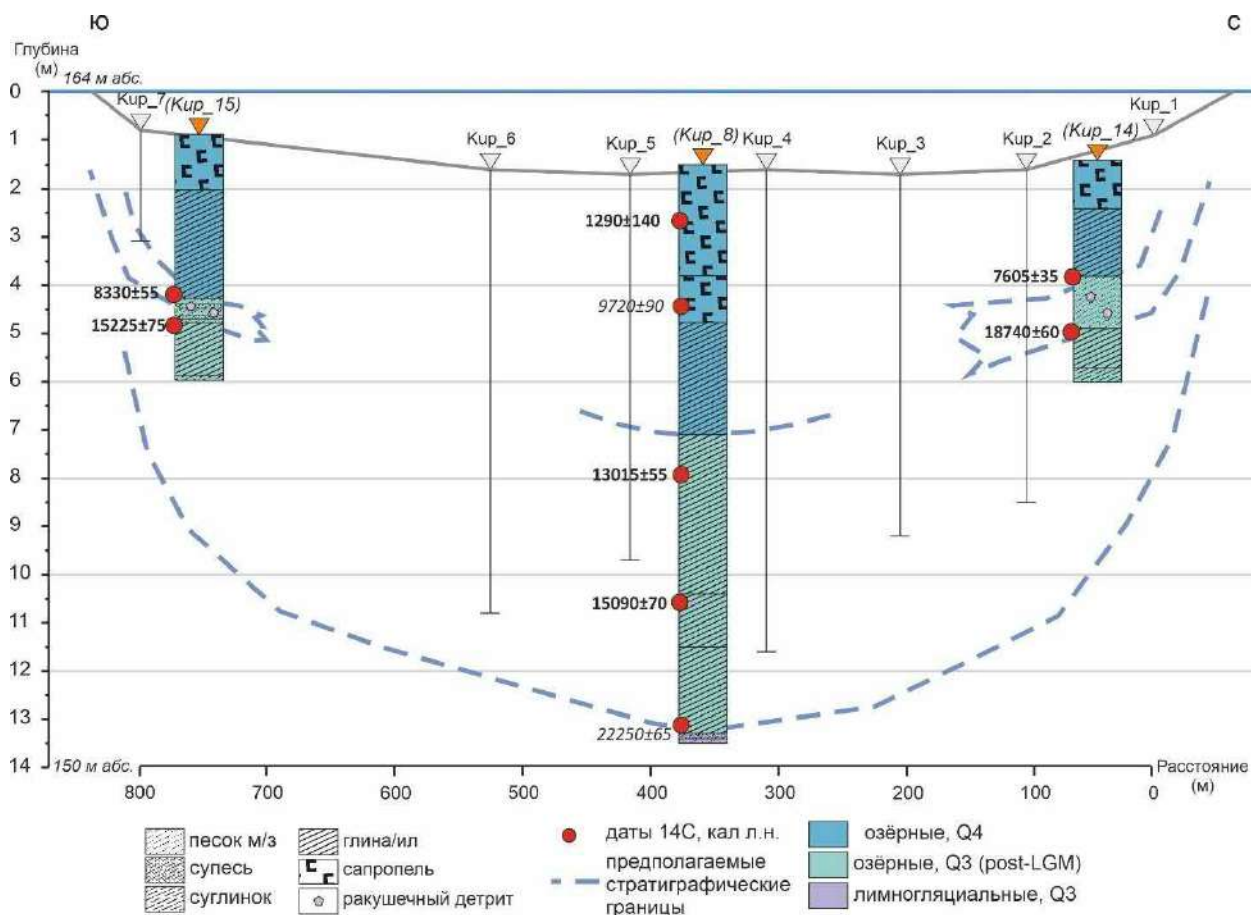
В нескольких источниках высказывается мнение, что долина Купринского озера унаследована от довалдайского рельефа (Кремень, 1977), а само озеро имеет ледниковое происхождение (Столярова и др., 1964; Кремень, 1977). В работе по гляциоморфологическому картографированию Купринская ложбина, как и долина рр. Клец, Удра и оз. Каспля, приведена в пример как ложбина стока талых ледниковых вод (Карпухина, Сизов, 2020).

По одной из точек зрения, ложбина, занятая озером, может быть правдолиной Днепра, измененной флювиогляциальными процессами в MIS 2 и оставленной рекой в результате подпруживания ледником и прорывом новой долины в юго-западном направлении. Это мнение озвучено в работах Panin et al., 2014, Бричева и др., 2020, Panin et al., 2020, где ложбина названа *Купринской палеодолиной*. Морфология долины Днепра выше и ниже от впадения Катинки сильно отличается. Выше по течению от места впадения реки Катинки долина Днепра имеет значительную ширину — около 1,5 км по днищу и 2,5–3 км по бровкам (профиль d1-d2 на рис. 4.3.1.). Здесь развиты обширные надпойменные террасы (до 500 м и более), сформировавшиеся до поздневалдайского оледенения (Panin et al., 2015), а сам Днепр свободно меандрирует. Ниже по течению долина становится заметно уже — не более 500 м по днищу и около 1 км по бровкам (профиль d3-d4 на рис. 4.3.1.). Её поперечный профиль приобретает U-образную форму; на дне выражена система уступов — террас врезания высотой 1–2 м, русло реки почти прямолинейное.

Предполагается, что долина Днепра у впадения Катинки и ниже по течению — это долина прорыва вод ледниково-подпрудного озера из долины Днепра (Panin et al., 2020).

#### **4.3.2. Стратиграфия, состав и возраст донных осадков оз. Купринское**

Строение донных осадков оз. Купринское изучено по трем скважинам - Кур-8 (h=1,5 м), и две скважины у берегов озера: Кур-14 (h=1,4 м), Кур-15 (h=0,9 м). Расположение скважин показано на рис. 4.2.1. На основе скважин с отбором и разведочных скважин построен поперечный профиль через озеро (рис. 4.3.3).



*4.3.3. Геолого-геоморфологический профиль дна оз. Купринское. Расположение скважин см. рис. 4.3.1. курсивом выделены даты, поставленные под сомнение.*

Строение дна по скв. Кур-8, по полевому описанию кернов, (скорректированному после разбора в лаборатории), сверху вниз, м:

1. 0-2,3: ил органоминеральный (сапрпель) коричневый, жидкий, верхние полметра – грубодетритовый;
2. 2,3-4,2: ил органоминеральный оливково-коричневый, массивный;
3. 4,2-8,9: ил органоминеральный, темно-серый, (черноватый), плотный, массивный, пористый, переход к нижележащему плавных;
4. 8,9-10: ил карбонатно-минеральный, серовато-оливковый, слоистый с черными суб-мм прослоями, переход плавный;
5. 10-11,8: суглинок буровато-серый (красноватый) с темно-серыми тонкими прослоями (ленточные глины?), граница с нижележащим слоем плавная;
6. 11,8-12: песок средне-мелкозернистый оглиненный буровато-серый, к низу песок укрупняется.

Скважины ближе к берегам демонстрируют иное строение донной толщи (рис. 4.3.2). В скважинах Кур-14, Кур-15 после верхних 2-2,5 м сапропеля вскрывается песчано-супесчаный слой, насыщенный ракушечным детритом, мощностью 0,5-1,2 м. Этот слой имеет резкие эрозионные границы и возможно. Ниже песчаного слоя залегают буровато-серые глины и суглинки, схожие по описанию с интервалом 10-12 м скважины Кур-8.

В целом, бурение подтвердило данные литературных источников, хотя мощности озерных осадков собственных разведок оказались меньше. Согласно (Кремень, 1977), в котловине накопились мощные толщи сапропелей; мощность илов в центре котловины достигает 16 м, к основанию илы известковистые.

Результаты комплекса лабораторных анализов колонки Кур-8 представлены на рис. 4.3.4 и 4.3.6. По результатам литологических анализов можно выделить четыре основных литологических слоя и два переходных. Выделенные слои примерно соответствуют морфологическому описанию керна. Лучше всего дифференциацию по слоям подчеркивают данные ППП, менее отчетливо – гранулометрический состав.

Строение скважины Кур-8 и результаты лабораторных анализов:

- Слой 1. 0-2,7 м: сапропель, содержание органики самое высоко во всей колонке, варьируется в пределах 25-56% с тенденцией к уменьшению с глубиной; 5 пиков ППП550 (локальные максимумы); показатель ПППd950 в диапазоне 2-4%; глинисто-алевритовый состав с примесью тонкого и мелкого песка (до 15%), УМВ низкая.
- Переходный слой 2,7-3,4 м: сапропель, в промежутке глубин содержание органического вещества резко возрастает от 13 до 30%, а содержание CO<sub>2</sub> из карбонатов резко падает от 20 до 5%; УМВ слегка возрастает по сравнению со слоем выше.
- Слой 2. 3,4-8,9 м: ил карбонатно-минеральный, слоистый (до 8,9 м) и массивный; содержание CO<sub>2</sub> из карбонатов в этом слое составляет от 18 до 33 % с максимумом на глубине 7,8 м (при пересчете CaCO<sub>3</sub> от 40 до 75%). К данному слою приурочены самые высокие значения магнитной восприимчивости (до  $1,48 \cdot 10^{-6}$ ) мЗ/кг на глубине 6,55 м), глинисто-алевритовый состав, вниз по слою ППП550 плавно уменьшается (от 15 до

4%), ПППd950 в целом плавно повышается от 20 до 33%; УМВ сначала повышается до максимального значения (1,48), затем уменьшается.

- Переходный слой 8,9-9,4 м: глинисто-алевритовый состав с незначительным включением песка (в среднем 7%), вниз по слою ППП550 однородны, а ПППd950 резко падают от 30 до 5%; УМВ уменьшается.

- Слой 3. Слой выражен в диапазоне глубин 9,4-11,6 м (верхняя граница плавная): минеральный слоистый ил, обедненный органическим веществом и карбонатами (до 5%); глинисто-алевритовый состав с примесью мелкого и тонкого песка (до 10%); показатели ППП550 и ПППd950 низкие (< 4 и 6% соответственно), УМВ низкая.

- Слой 4. 11,6-12,0 м: опесчаненная супесь с низким содержанием органического вещества и карбонатов (до 2%). Песчано-алевритовый состав, преобладание песка незначительное (45-60% от общего состава), содержание глинистых частиц <10%; показатели ППП550 и ПППd950 низкие (< 2%) УМВ низкая, но выше чем в слое 1.

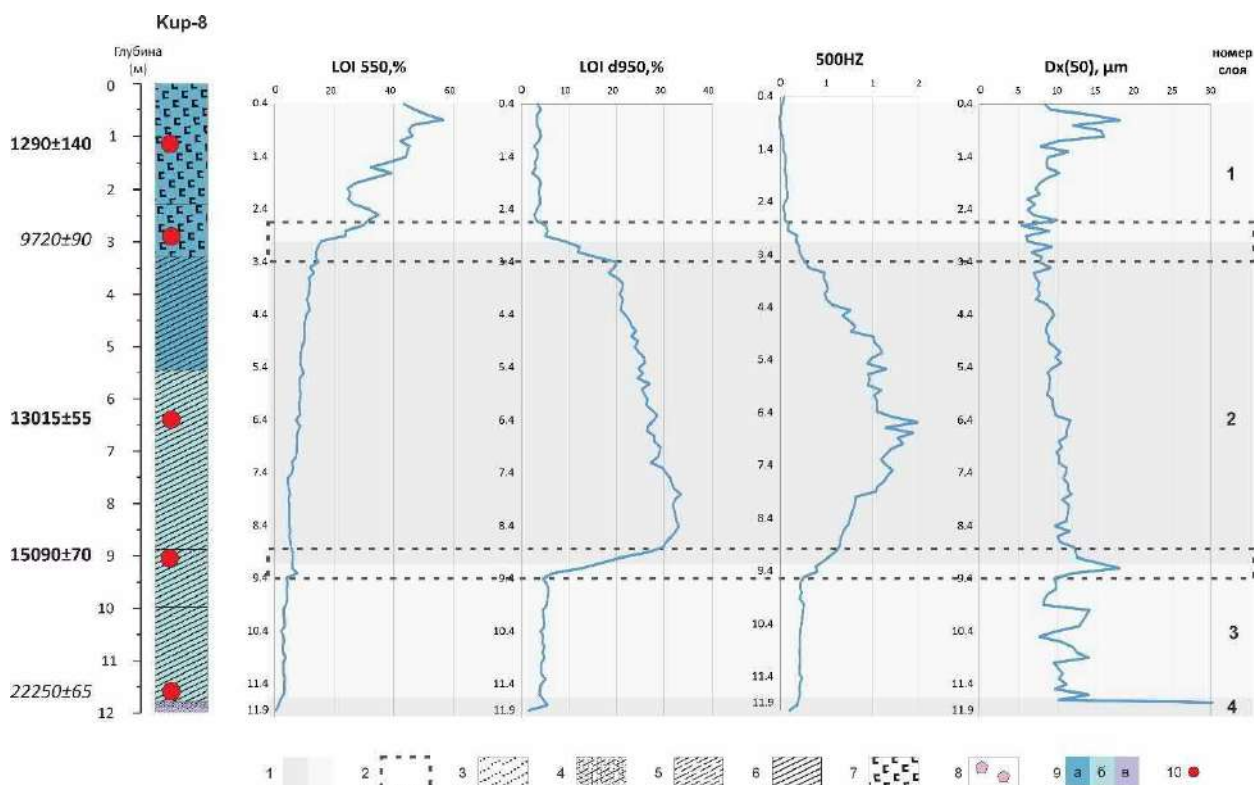


Рис. 4.3.4. Результаты литологических анализов по скважине Кур-8. Глубины от дна. 1 – литологические слои по совокупности выполненных анализов, 2 – переходные слои; строение скважин по описанию: 3 – песок мелко-зернистый, 4 – супесь, 5 – суглинок, 6 – ил/глина, 7 – сапрпель, 8 – ракушечный детрит, 9 –

*генезис и возраст отложений (а – орезные Q4, б - озерные Q3 post-LGM, в - лимногляциальные Q3), 10 – результаты 14С датирования; ППП – потери при прокаливании, УМВ – удельная магнитная восприимчивость, D<sub>x</sub>(50) – медианный диаметр.*

Скважина Кур-14 (рис. 4.3.5 и 4.3.6). Вскрытая последовательность отложений разделена на 5 литологических слоев:

- Слой 1. 1,0-0,0 м: сапропель глинисто-алевритовый, содержание органики, варьируется в пределах 21-56% с тенденцией к уменьшению с глубиной; 3 отчетливых пика ППП550 (локальные максимумы); показатель ПППd950 в диапазоне 2-4%; МВ низкая
- Слой 2. 2,2-1 м: ил серо-коричневый, органоминеральный глинисто-алевритовый, содержание органики, понижается содержание карбонатов растет (ППPd950 до 20%), МВ растет до максимального значения 0,47, которое соответствует максимуму ПППd950.
- Слой 3. 3,5-2,2 м: песок оглиненный темно-серый мелкозернистый; 2,7-3 м с черными орг. Прослоями, на 2,96 м прослой ракушечного детрита, к низу с единичными ракушками, резкий нижний контакт; Песчаный состав, низкое содержание органики и карбонатов (до 5%), низкая МВ, но с тенденцией к увеличению вниз по слою, коррелирует с уменьшением среднего диаметра частиц. Все характеристики резко меняются по сравнению с выше и нижележащими слоями.
- Слой 4. 4,3-3,5 м: глина красновато-коричневая слоистая, с тонкими черноватыми прослоями, плотная Глинисто- алевритовый состав, низкое содержание органики и карбонатов (до 5%), но карбонатов больше; низкая УМВ, но больше, чем в вышележащем слое.
- Слой 5. 4,6-4,3 м: суглинок с песком красно-коричневый плотный массивный Песчано-алевритовый состав, низкое содержание органики и карбонатов низкое содержание органики и карбонатов (до 5%), но карбонатов больше. Низкая УМВ.

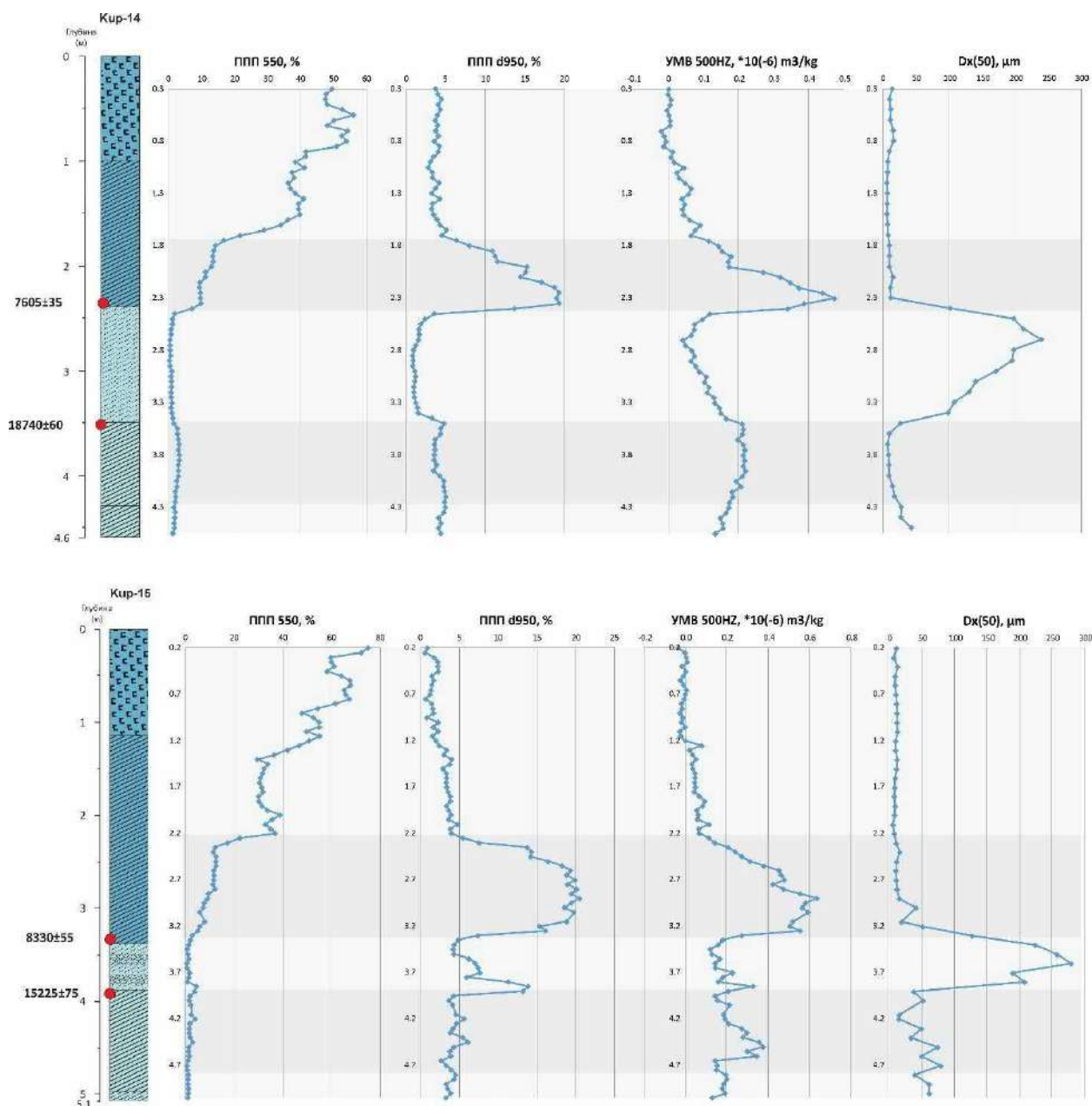


Рис. 4.3.5. Результаты литологических анализов по скважинам Кир-14 и Кир-15.

Условные обозначения см. рис. 4.3.3.

Скважина Кир-15 (рис. 4.3.5 и 4.3.6). Вскрытая последовательность отложений разделена на 5 литологических слоев:

- Слой 1. 1,15-0,0 (верхушка спрессована) м: сапропель грубодетритовый волокнистый, коричневой, на 0,6 м крупный фрагмент древесины, Глинисто-алевритовый состав с примесью тонко-мелкого песка (в среднем 15%, до 20%), содержание органики, варьируется в пределах 21-56% с тенденцией к уменьшению с глубиной; 3 отчетливых пика ППП550 (локальные максимумы); показатель ПППd950 в диапазоне 2-4%; УМВ низкая.

- Слой 2. 3,5-1,15 м: постепенный переход, коричнево-серый ил орг-мин массивный, с редким ракушечным детритом, ниже 3,0 м с пятнами серого суглинка; к низу плотнее и темнее; после 3,1 м темно-серый, нижняя половина становится опесчаненной, глинисто- алевритовый состав (в среднем 15%, до 20%), содержание органики понижается содержание карбонатов растет (ППPd950 до 20%), УМВ растет до максимального значения 0,6, которое соответствует максимуму ПППd950.
- Слой 3. 3,9-3,5 м: переслаивание песка крупного-грубого и супеси темно-серый с ракушечным детритом, самый нижний прослой песка насыщен обломками ракушек, Песчаный состав Песчаный состав с примесью мелкого гравия (до 10%), низкое содержание органики и карбонатов (до 5%), низкая УМВ, но с тенденцией к уменьшению вниз по слою, что коррелирует с укрупнением среднего размера частиц. Все характеристики резко меняются по сравнению с выше и нижележащими слоями.
- Слой 4. 5,0-3,9 м: глина сизовато-красна-коричневая слоистая плотная, глинисто-алевритовый состав, низкое содержание органики и карбонатов, но карбонатов больше, низкая УМВ.
- Слой 5. 5,1-5,0 м: суглинок с крупным и средним песком красновато-коричневый, Алевритово-песчаный состав, низкое содержание органики и карбонатов, но карбонатов больше. Низкая УМВ.

В прибрежных скважинах Кур-14, Кур-15 литологические характеристики в целом сходны и сильно отличаются от скв. Кур-8.

У всех трех скважин одинаковое строение верхней части, слои 1-2 в скважине Кур-8 соответствуют слоям 1-2 скважин Кур-14 и Кур-15. Рассматривая сверху вниз, это органоминеральный, постепенно переходящий в карбонатно-минеральный ил. Слой карбонатно-минерального ила в Кур-8 ненарушенный и наиболее мощный, в то время как в Кур-14 и 15 он неполный. Скорее всего, нижней частью, карбонатно-минерального ила из скв. Кур-8 накапливалась одновременно с песчано-супесчаными слоями в Кур-14 и 15.

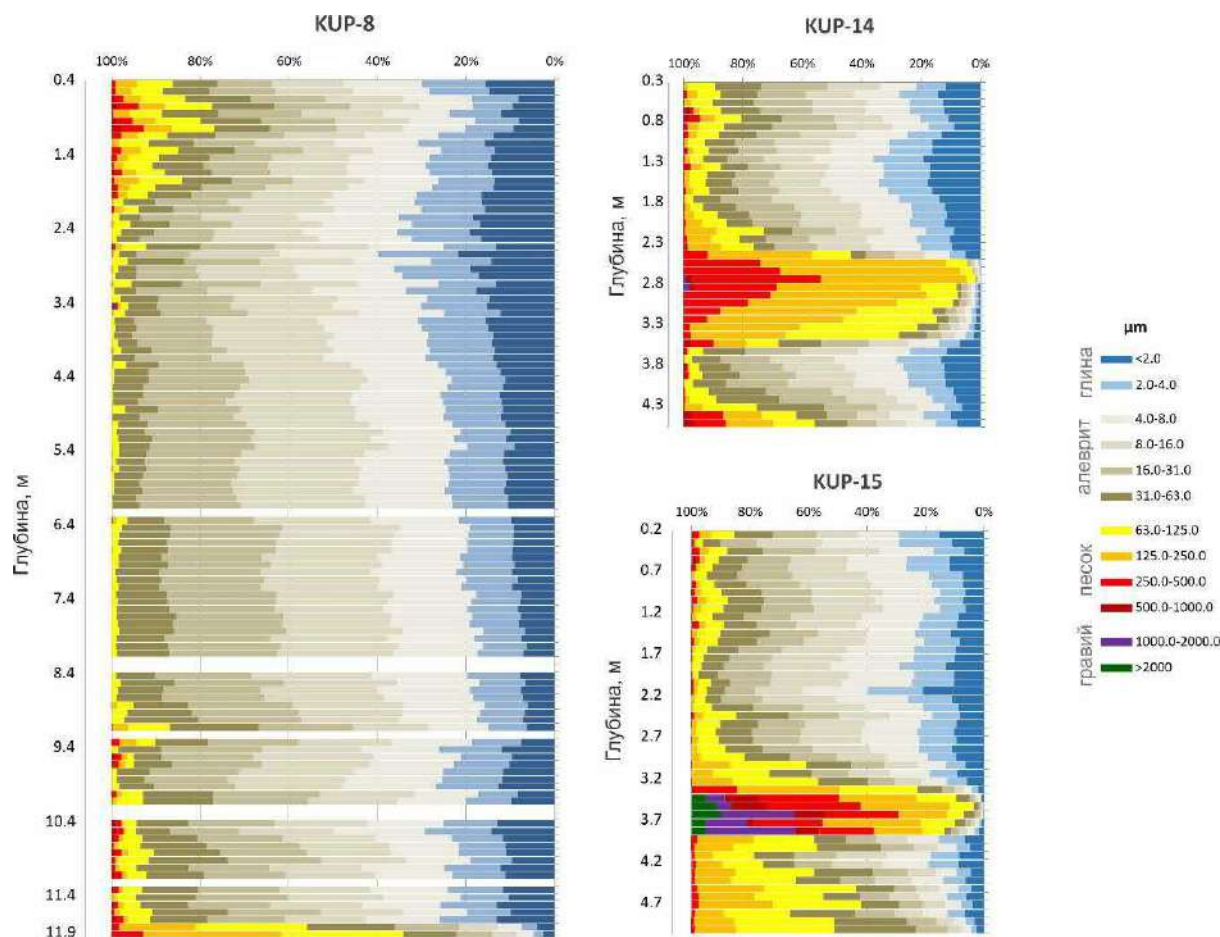


Рис. 4.3.6. Диаграммы гранулометрического состава отложений из скв. Кур-8, 14, 15.

Скважина Кур-14 расположена на полметра глубже, чем Кур-15, при этом песчаный слой в ней мощнее (80 см против 40 см), а слой карбонатно-минерального ила, наоборот, меньше. Песчано-супесчаные слои прерывают накопление карбонатно-минерального ила (слоя 3 в Кур-8), что лучше всего иллюстрируют кривые изменения ППП (рис. 4.3.7.).

В районе сапропеля и перехода от него к карбонатному илу в форме кривой ППП550 прослеживаются выраженные пик: 5 в скважине Кур-8, 15 и 3 в скважине Кур-14. Их можно визуальнo сопоставить друг с другом и предположить их синхронность.

Нижние части скважин могут быть сопоставлены с осторожностью. Так, слой 5 в скв. Кур-8 и слои 4 в скв. Кур-14 и 15 оказались немного разными по литологическим характеристикам. Скважина Кур-15 особенно выделяется на фоне остальных, так как изменение показателей в ней не плавное, а с отскоками. Так как

эта скважина пробурена в самом мелком месте, то, возможно, это результат перерывов или колебания уровня. Низы скв. Кур-14 и 15 неоднородны и не могут быть сопоставимы с Кур-8.

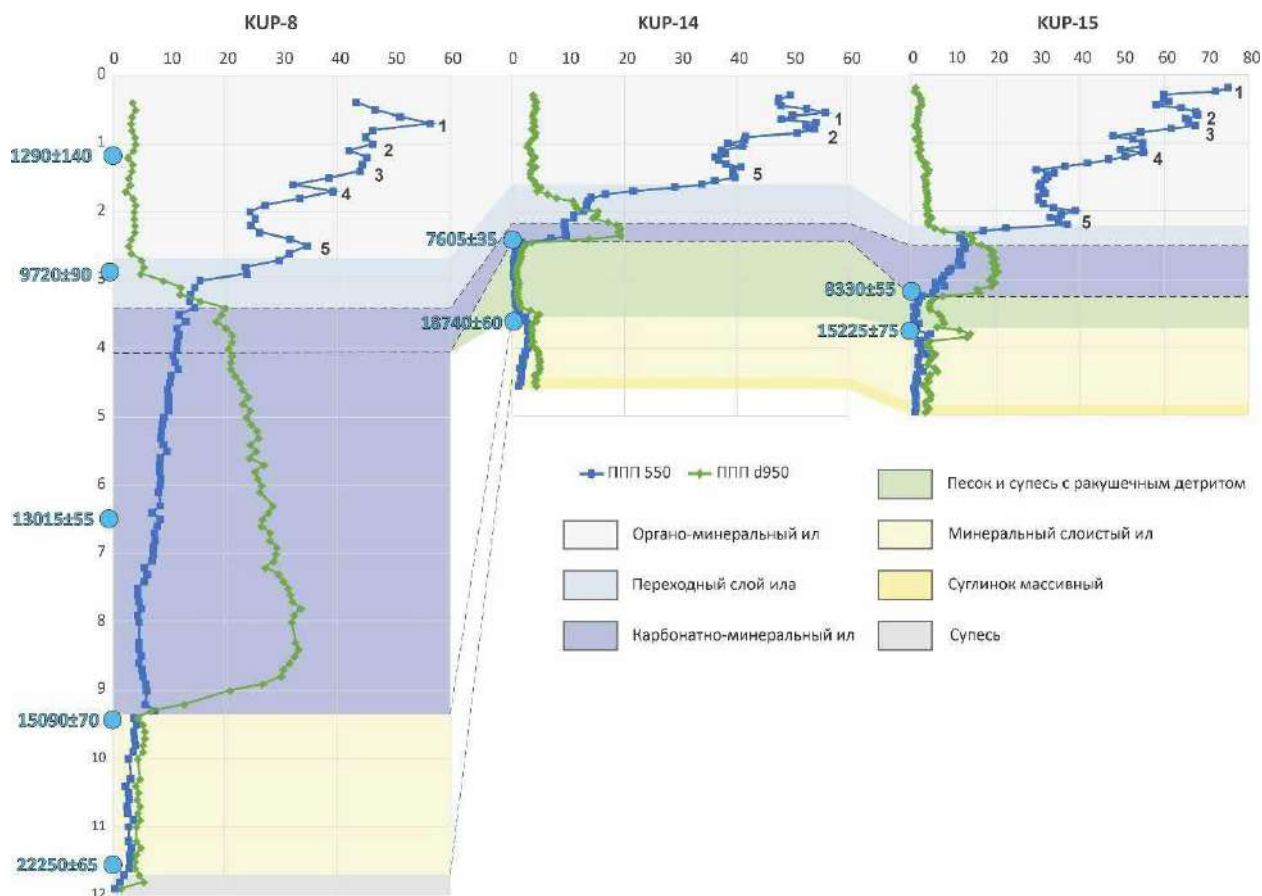


Рис. 4.3.7. Соотношение скважин Кур-8, Кур-14, Кур-15 по показателям ППП.

Максимумом содержания карбонатов и максимум УМВ прослеживаются во всех скважинах в одном и том же слое. Пересчитав значения ПППd950 (коэффициент 1,36) в карбонаты (по Dean, 1974), в скважине Кур-8 максимум 45%, Кур-14 – 26% и Кур-15 – 28%. Гранулометрический состав в карбонатном слое крупнее в скважинах Кур-14 и 15.

Магнитная восприимчивость в всех скважинах увеличивается при повышении содержания карбонатов и глинистой фракции. Возможно, это связано с концентрацией минералов железа в глинистой фракции, а также с геохимическими условиями осаждения. Скорее всего, слой карбонатно-минерального ила, в котором наблюдается максимум УМВ, насыщен гидротроиллитом ( $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ). На это указывает черный цвет осадка, пористость, запах  $\text{H}_2\text{S}$ , а также быстрое окисление осадка при контакте с кислородом. Накопление происходило в восстановительных

условиях, которые так же поспособствовали осаждению карбонатов. В верхних частях скважин, в наиболее насыщенных органикой илами УМВ близка к 0.

Согласно результатам датирования по скв. Кур-8 (табл. 4.3.1.) озерное осадконакопление началось  $22250 \pm 65$  кал. л.н. и продолжалось непрерывно до настоящего времени. Однако такой возраст противоречит оценкам максимума продвижения поздневалдайского ледника, оцениваемого в 21-18 тыс. кал. л.н. (Astakhov et al., 2016). Более того, по описанию продатированные осадки не похожи на лимногляциальные отложения (подобно найденным в долине Днепра выше по течению, подробнее в разделе 4.3.3.). Отложения с подобными литологическими характеристиками – ППП550, ПППd950 до 5 % и гранулометрического состав (алевроит глинистый с примесью мелкого песка) – в озерах Шниткино и Каспля накапливались именно в позднеледниковье. Скорее всего, дата уравнена вследствие резервуарного эффекта и отложения имеют более молодой возраст, приближенный к границе пенигляциала и позднеледниковья, когда дегляциация территории завершилась (условно 20-18 тыс. кал. л.н.).

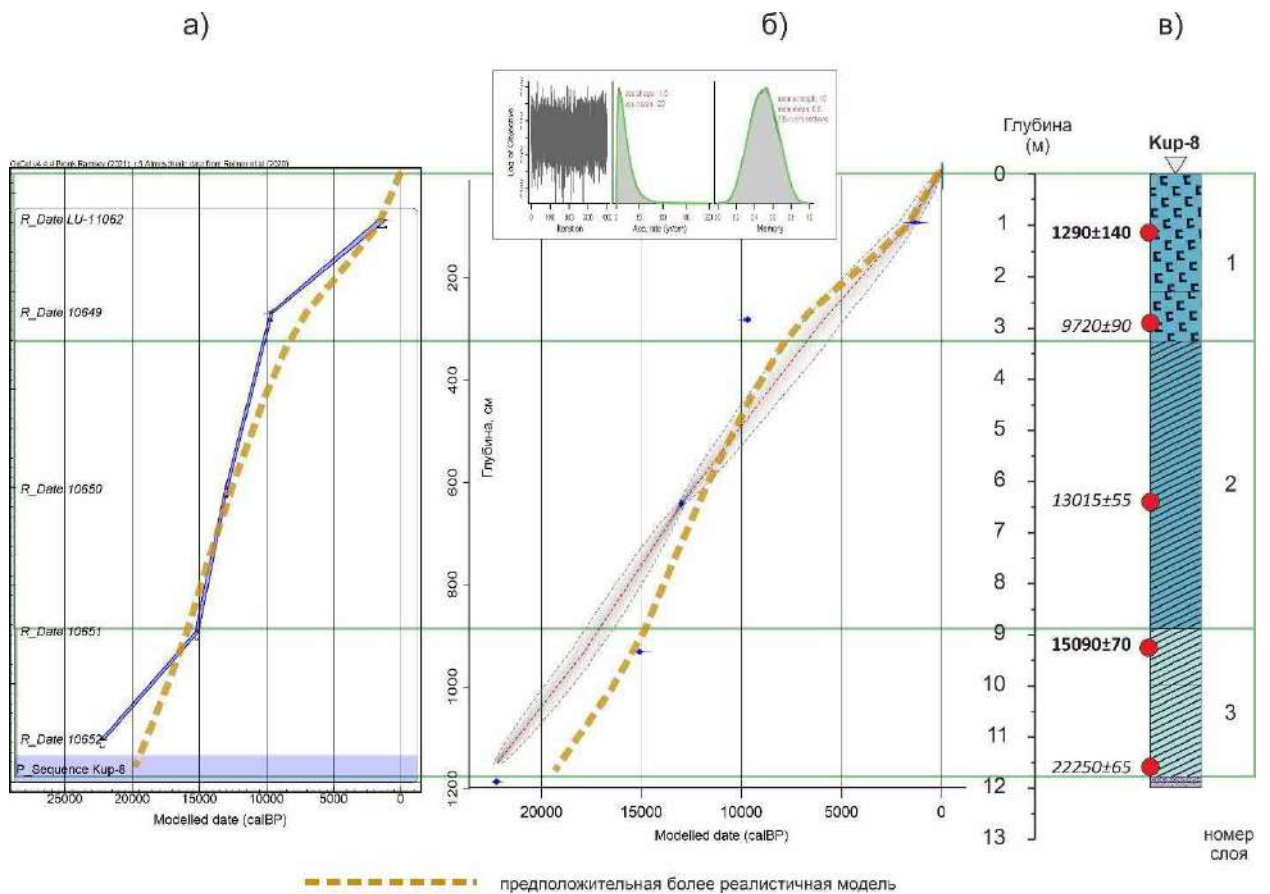
Табл. 4.3.1. Радиоуглеродные даты по скважинам Кур-8, 14, 15. Все образцы датированы по фракции рассеянного органического вещества.

	Лаб. номер	Скважина	Глубина, см	Материал	$^{14}\text{C}$ возраст, л.н. ( $\pm 1\sigma$ )	Календарный возраст, л.н. (Intcal-20)
1	LU-11062	Кур-8	100-260	сапропель	$1390 \pm 130$	$1290 \pm 140$
2	IGANams10649	KUP-8	295	сапропель	$8745 \pm 30$	$9720 \pm 90$
3	IGANams10650	KUP-8	655	ил	$11100 \pm 40$	$13015 \pm 55$
4	IGANams10651	KUP-8	945	ил	$12660 \pm 40$	$15090 \pm 70$
5	IGANams10652	KUP-8	1165	ил	$18295 \pm 50$	$22250 \pm 65$
6	IGANams10653	KUP-14	225	сапропель	$6740 \pm 30$	$7605 \pm 35$
7	IGANams10654	KUP-14	350	ил	$15410 \pm 45$	$18740 \pm 60$
8	IGANams10655	KUP-15	325	сапропель	$7525 \pm 35$	$8330 \pm 55$
9	IGANams10656	KUP-15	405	ил	$12765 \pm 40$	$15225 \pm 75$

Модель осадконакопления отложений Купринского озера построена в двух вариантах – линейная модель P-Sequence (OxCal) и байесовская модель, построенная в rBacon (рис. 4.3.8.). Первая модель плохо отражает фактические (априорные) данные об осадконакоплении и создает впечатление резкого

изменения скоростей осадконакопления между имеющимися датами. Вторая слишком сильно сглаживает скорость осадконакопления, предполагая её постоянство, и поэтому отбрасывает две даты –  $9720 \pm 90$  и  $15090 \pm 70$  кал. л.н. (алгоритм отвергает возможность разных скоростей осадконакопления в верхней и средней частях скважины).

Скорости осадконакопления в озерах не всегда бывают одинаковы на протяжении существования озера, и меняются из-за многих факторов, таких как изменение проточности/трофности/минерализации озера, изменение поступления аллохтонного вещества, уменьшение площади дна и пр. (Cohen, 2003). Согласно полученной модели, граница между плейстоценом и голоценом должна быть на глубине около 5 м от дна, но литологически она не выражена.



4.3.8. Возрастные модели для колонки Кир-8: а) построенная в OxCal (P-sequence), б) построенная в rBacon, в) литологическая колонка, соответствует рис. 4.3.4.

При сравнении результатов датирования по трем скважинам, не вполне достоверной кажется дата  $9720 \pm 90$  кал. л.н. (IGANams10649) из скв. Кир-8. Скорее всего, эта дата удревнена, так как стратиграфически не соответствует датам Кир-14

и 15, которые датирую нижележащий слой карбонатной гиттии более молодым возрастом ( $7605\pm35$  и  $8330\pm55$  кал. л.н. соответственно, рис. 4.3.7.)

Учитывая два факта: 1) удревненность дат  $9720\pm90$  и  $22250\pm65$  кал. л.н. и 2) разделение датированной толщи как минимум на три разных по составу литологических горизонта, плавно переходящих друг в друга, предложен свой вариант кривой возраст-глубина (рис. 4.3.8.). Он является чем-то средним между моделями OxCal и rBacon, и отражает три периода осадконакопления: 22 (20) -15 кал. тыс. л.н., 15-8 кал. тыс. л.н. (темпы накопления максимальны), 8-0 тыс. кал. л.н.

Пески в скважинах Кур-14 и Кур-15 зажаты между датами озерных илов: скв. Кур-14 между датами  $7605\pm35$  и  $18740\pm60$ , а в скв. Кур-15 между датами  $8330\pm55$  и  $15225\pm75$  кал. л.н. Судя по результатам датирования и ППП, песчано-супесчаные отложения скважин Кур-14 и 15 накапливались одновременно с карбонатно-минеральным илом из скв. Кур-8.

Нижние даты в скв. Кур-14 и 15 не относятся к окончанию накопления минерагенного ила (и точно не показывают время начала накопления песка!), а скорее демонстрируют возраст отложений, до которых кровля ила была размыты береговыми процессами и накоплением песка. Верхние даты скв. Кур-14 и 15, наоборот, точно отражают время начала накопления илов поверх песков. Логично, что пески из более мелководной скв. Кур-14, имеют кровлю стратиграфически выше нежели, пески из скв. Кур-15, а также позднее перекрылись илами.

### ***4.3.3. Геолого-геоморфологическое строение Купринской ложбины и долины Днепра***

Для уточнения истории Купринской ложбины, интересно нахождение лимногляциальных и озёрных отложений на других участках Купринской ложбины и в строении долин Днепра.

По данным предшественников, в долине Днепра были обнаружены озёрно-ледниковые отложения. Описаны слоистые глинистые алевроиты и тонкие пески на высотах 160-165 м над у.м. (до 5 м над урезом Днепра) в районе Гнездова (Panin et al., 2015). Эти отложения считаются следами ледникового подпруживания долины Днепра в MIS 2.

Строение Купринской ложбины изучено бурением в долине р. Купринка в ходе геологической съемки (Столярова и др., 1964) и в долине р. Катынка группой под руководством А.В. Панина (Panin et al., 2014; Бричева и др., 2020; неопубликованные данные - личное сообщение А.В. Панина). В средней части бурового профиля через Катынку (рис. 4.3.9.) установлена следующая последовательность отложений и генетическая интерпретация:

1. 0-4 м: переслаивание супеси и суглинка (аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения);
2. 4-6 м: пески с обломками раковин на (аллювиальные пески затона либо озёрная прибрежная фация);
3. 6,3-16 м: тонко-мелкозернистые пески, переслаивающимися с суглинком (лимногляциальные отложения);
4. 16-22 (видимая) м: пески с гравием. Этот слой интерпретирован как аллювий и датирован методом люминесцентного датирования ранневалдайским временем – 60-70 тыс. л.н. (МИС4).

Пески из слоя 2 по глубине и описанию похожи на пески в прибрежных скважинах Кур-14, 15 (Приложение 8). Скорее всего, эти пески одновозрастны и маркируют общее для гидросистемы состояние – низкий относительно современного уровень воды, возможно вызванный стоком из озера и его последующим обмелением.

Нижележащие слоистые пески и суглинки могут быть аналогами отложений в основании скважины Кур-8 (Приложение 8). Кроме того, судя по близким высотам и возрасту, к этому же этапу развития относятся лимногляциальные отложения LGM, обнаруженных в долине р. Днепр в районе д. Гнездова (Panin et al., 2014).

Пески в забое скв. 181001 маркируют врез водотока, протекавшего по ложбине в МИС4. Судя по схожести ширины долины Днепра выше Катыни и Купринской ложбины (профили k1-k1 и d1-d1 на рис. 4.3.1), врез был создан именно руслом пра-Днепра.

Строение ложбины в тыловых швах, а также бортов изучено как по скважинам на Катинской профиле, так и по скважинам из архивных данных геологической съёмки (рис. 4.3.9). Строение дна ложбины в тыловых швах вскрыто

в скв. 181002 и 190: верхние 3,5-4,5 – аллювиально-болотные отложения, под ними – суглинки с обломками гравийно-галечной размерности. Вероятно, это морена московского возраста. Юго-западный борт сложен мореной московского возраста, которую перекрывает маломощный (1-3 м) чехол пролювиально-склоновых отложений, что демонстрируют скв. 181004, 181005 и 189.

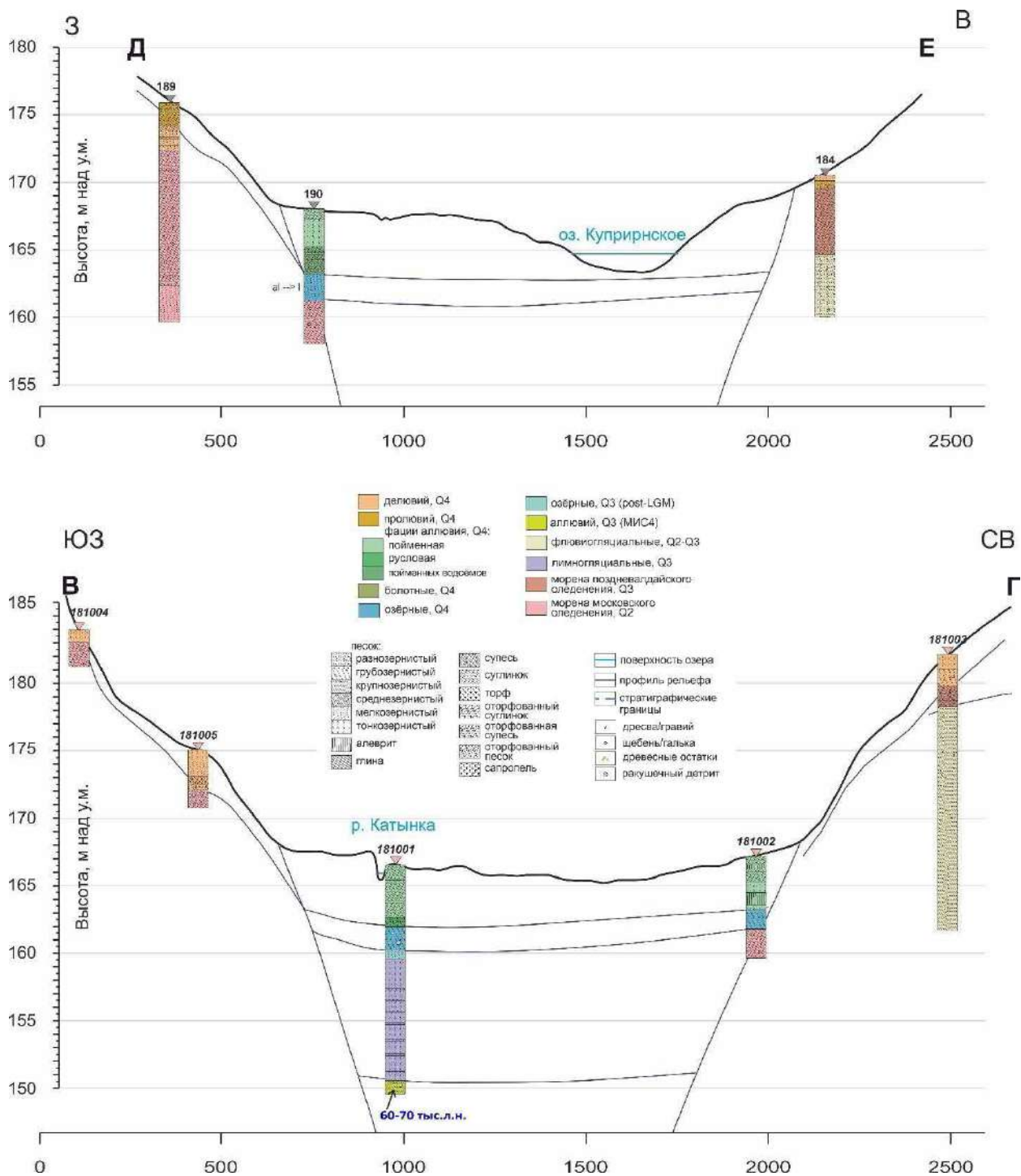


Рис. 4.3.9. Геолого-геоморфологические профили через Купринскую ложбину: профиль Д-Е (верхний) в районе впадения р. Купринки (Столярова и др., 1964) и

*профиль В-Г (нижний) в районе пос. Катынь (отчет по проекту РНФ 17-17-01289, личное сообщение А.В. Панина). Расположение скважин см. рис. 4.3.1.*

Северо-восточный борт ложбины изучен по скв. 184 и 181003, которые вскрывают разновозрастные морены и водно-ледниковые пески (рис. 4.3.9). Первоначально, суглинки из скв. 184 может интерпретировались как моренные московского возраста. При текущей принятой границе, весь северо-восточный борт ложбины должен был покрываться льдом, а значит в скв. 184 и 181003 морена должна быть поздневалдайского возраста.

По данным геофизических исследований на этом же участке – по линии А-В на рис. 4.1.9. (Бричева и др., 2020) – выделено 5 комплексов отложений:

1) пески поверхностные мощностью до 4 м, которые в зависимости от степени влажности и глинистости имеют электрическое сопротивление (Ом·м) от 100 до 800; *(аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения позднеледниковья и голоцена, вскрытые в скв. 190, 181001 и 181002);*

2) суглинки верхние мощностью от 10 до 25 м характеризуются электрическим сопротивлением 15–40; *(лимногляциальные отложения из скв. 181001, которые описаны как обводненный тонкий песок с прослоями суглинка);*

3) пески средние мощностью от 5 до 20 м залегают на глубине 15–20 м и имеют сопротивление 200–700; *(аллювиальные отложения МИС4 из скв. 181001);*

4) суглинки нижние мощностью от 20 до 45 м имеют сопротивление от 20 до 50; *(морена московского? оледенения, под средне валдайским аллювием, но в скв. 190 и 181002 эта морена выше – так как слагает борта долины);*

5) карбонатная толща верхнедевонских отложений с удельным сопротивлением от 60 до 1500.

## **Глава 5. Механизмы образования и история долинных озер Днепродвинского региона**

### **5.1. Механизмы образования котловин озер в краевой зоне последнего оледенения**

#### **5.1.1. Озеро Шниткино**

Полученные материалы, в совокупности с литературными данными, позволяют сделать вывод о происхождении озерной котловины. Озеро Шниткино находится в котловине гляциопросадочного генезиса (аккумулятивно-просадочного по А.А. Асееву), что подтверждают: 1) история дегляциации и структура постледникового рельефа бассейна среднего течения Торопы; 2) строение котловины озера и прилегающей к ней террасы.

Об ареальной дегляциации юго-восточного сектора ледникового покрова писали многие авторы (в том числе Чеботарева, 1977; Фаустова, 1994; Kalm, 2012; Astakhov et al., 2016; Карпухина, Сизов, 2020; Korsakova et al., 2023), выделяя характерные для такого типа признаки, а именно: озово-камовые ландшафты, заозеренные либо заболоченные гляциокарстовые депрессии, отсутствие ледниковых линеаментов на возвышенностях. Преимущественно ареальную дегляциацию подтверждают и выявленные нами гляциоморфологические особенности бассейна среднего течения Торопы: обилие заболоченных изометрических депрессий, камовые террасы, холмистые водно-ледниковые и ледниковые равнины, озово-камовые ландшафты и звонцы (рис. 4.1.3). Кроме того, на рассматриваемой территории отсутствуют четко выраженные конечные либо рецессионные моренные гряды.

Доледниковый рельеф территории, определяющий структуру и динамику ледникового покрова (Фаустова, 1994), благоприятен для застоя мертвого льда в понижениях. Одно из дочетвертичных долинообразных понижений как раз расположено в створе оз. Шниткино (рис. 4.1.1).

Рельеф и его строение непосредственно в окрестностях Шниткино указывает на формирование в условиях стагнирующего льда. Форма и строение крутосклонного холма, на котором стоит деревня Шниткино указывают на генетическое формирование по типу звонца.

Форма и строение террасы у оз. Шниткино указывают на ее формирование по типу камовых террас. Фациальный анализ отложений террасы позволяет заключить, что осадконакопление происходило в различных гидродинамических обстановках: от бурно текущих потоков талых вод (крупнозернистые пески с крупнообломочными включениями скв. 20768, 52) до стоячих вод (слоистые алевриты в скв. 20785). Такое строение характерно для камовых террас, формирующихся на контакте окраин мертвого льда (Flint, 1971; Татарников, 2018). При деградации мертвого льда часто возникает локальное проточное приледниковое озеро, зажатое между мертвым льдом и моренным/водно-ледниковым возвышающимся рельефом. После окончательной дегляциации и спуска водной массы осадки озера оформились в виде террасовидной ступени. Уступ такой террасы представляет собой склон ледникового контакта и в некоторой мере отражает информацию об очертании края тела мертвого льда, заполнявшего доледниковое понижение в данном месте (Татарников, 2018). Крутой склон, который отделяет камовую террасу оз. Шниткино от возвышающихся ледниковых и водно-ледниковых равнин, а также склон от террасы к пойме, являются склонами ледникового контакта (рис. 4.1.3). Второй склон не сохранился в первоначальном виде, и сильно переработан эрозией. Расширение долины, и наличие склонов ледникового контакта и террас – черты гляциокарстового понижения (Bennett, Glasser, 2010).

Люминесцентный (ОСЛ/ИКСЛ) возраст отложений террасы лежит в интервале 47–7 тыс. л. н. Расхождения между датами, полученными по кварцу и полевому шпату в пяти образцах, могут указывать на неполное обнуление люминесцентного сигнала в процессе переноса вещества. Для отложений, связанных с ледниковой деятельностью, характерно неполное обнуление люминесцентного сигнала (Thomas et al., 2006; Fuchs, Owen, 2008; Alexanderson, Murray, 2009; Thrasher et al., 2009). Этому способствуют несколько факторов: плохое проникновения света и кратковременный перенос. Результаты ОСЛ датирования террасы указывают на высокие скорости осадконакопления и/или обстановку осадконакопления, вероятно, близкую к источнику материала, например, на краю тающего активного или мертвого льда.

Завышенный возраст был получен для аналогичных отложений в соседних регионах. В качестве примеров можно привести озерно-ледниковые отложения террасы Изборско-Мальской долины (Karpukhina et al., 2022) и отложения камовых террас южного склона Видземской возвышенности (Raukas et al., 2010).

Модели седиментогенеза камовых террас разработаны и для других территорий Европы, например, Польши (Pisarska-Jamroży et al., 2010), Литвы (Bitinas et al., 2004; Bitinas, 2012; Dauškans, 2013), Великобритании (John, 1972), и могут быть применены к террасе у оз. Шниткино.

Водно-ледниковые террасы по их берегам некоторых озер в долине Торопы или ее притоков, в т.ч. Кудинское, Соломенное, Яссы, могли возникнуть таким же образом (т.е. в результате таяния блоков мертвого льда) на этапе дегляциации.

Наши данные показали, что ледника (или мертвого льда) уже не было 16,5 тыс. кал. л.н. (16425±80 кал. л.н. скв. 20766), и в котловине оз. Шниткино с этого времени откладывались озерные осадки (рис. 4.1.9., 4.1.11). Эти данные не противоречат существующим концепциями о времени дегляциации В. Калма (Kalm, 2012) и В.И. Астахова с соавт. (2016).

Тем не менее, есть противоречия, которые не позволяют считать дату 16425 ± 80 кал. лет н. (IGANams8875) состоятельной. Во-первых, этот образец был отобран из глинистого алеврита с прослоями мелкозернистого песка (контакт *слоёв Б и В*). Такие отложения накапливались в более динамичных условиях, нежели вышележащие, и поэтому не исключено попадание более древнего органического вещества или древнего углерода из карбонатных осадочных пород водосбора. Во-вторых, сравнение моделей осадконакопления скв. 20770 и скв. 20766 указывает на завышение оценки возраста основания *слоя В* во второй скважине. Предполагая стабильную скорость осадконакопления в скв. 20770 для отложения *слоя В* (0,8–0,9 мм/год, рис. 4.1.10), ожидается, что его подошва должна иметь возраст приблизительно 15–14,5 тыс. лет до н.э. Такой результат не согласуется с датой того же стратиграфического горизонта в скв. 20766 – 16425±80 кал. л.н.

Таким образом, можно предположить два сценария окончательного вытаявания глыб льда на месте озерной котловины Шниткино и начала озёрного осадконакопления: либо 16,5 тыс. кал. л.н., либо 14,5 тыс. кал. л.н.

Судя по аналогичным гляциокарстовым котловинам процесс полного вытаявания погребенного льда обычно занимает несколько тысяч лет. К примеру, в котловинах северной части Валдайской возвышенности (Новгородская область): в оз. Тербенское мертвый лед существовал на протяжении 4 тыс. лет. (Wohlfarth et al., 2007), в озёрах Пирос и Зван на протяжении 3 тыс. лет. (Fedorov et al., 2026). В соседствующей Псковской низменности получены данные о таянии мертвого льда в котловине оз. Черное за 3-4 тыс. лет (Карпухина и др., 2018).

С другой стороны, процесс таяния мертвого льда может протекать и быстрее. Активное таяние связывается с усиленной деятельностью текущих талых вод, являющихся наиболее активным агентом абляции (Татарников, 2018). Быстрый сценарий таяния льда в котловине оз. Шниткино, хоть и представляется менее вероятным, но возможен и косвенно подтверждается отсутствием базального торфа в основании полученных колонок донных отложений (рис. 4.1.9, 4.1.11).

На основе полученных данных реконструируется несколько стадий развития котловины оз. Шниткино, которые отразились в образовании определенных форм рельефа и смене типов донных отложений (рис. 5.1.1.).

Начальный интервал дегляциации 21-18 тыс. кал. л.н. не связан с образованием самой котловины, но в это время откладывались базальные морены – самые древние отложения, описанные под донными осадками озера Шниткино. После 18 тыс. кал. л.н. (вепсовской стадии дегляциации) началась постепенное освобождение рассматриваемой территории ото льда.

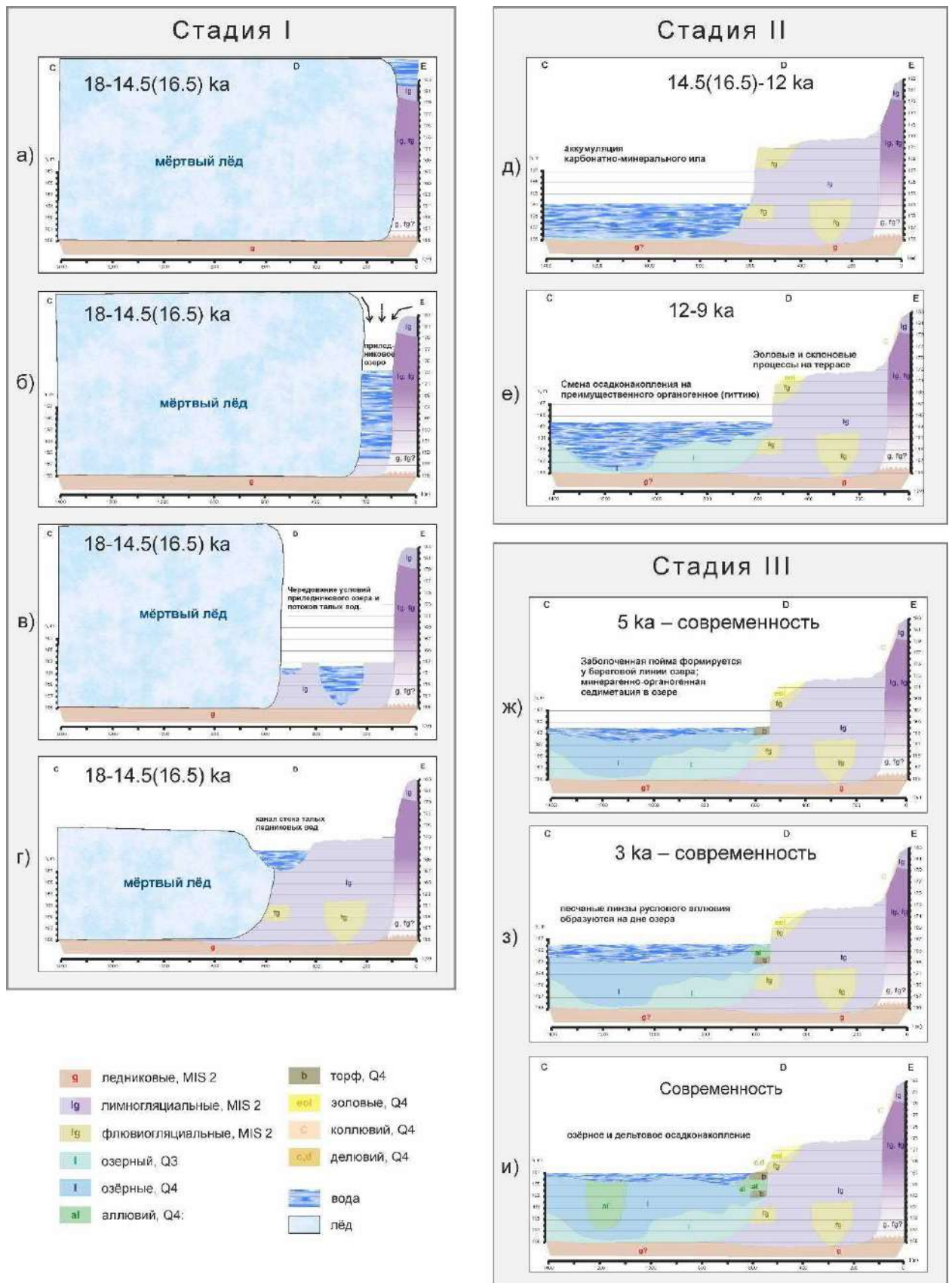


Рис. 5.1.1. Схема формирования камовой террасы и котловины оз. Шниткино.

Стадия 1. Ареальная дегляциация, окончательное вытаивание мертвого льда, формирование звонца, камовой террасы и озерной котловины (18 – 16.5 тыс. кал.

л.н. или 18 – 14.5 тыс. кал. л.н.) (рис. 5.1.1.а-г). Предлагаются два альтернативных сценария времени таяния мертвого льда: быстрый сценарий, длящийся не более 1,5 тыс. лет, и более продолжительный сценарий, длящийся около 3,5 тыс. лет.

1. Звонец, оконтуренный склонами ледникового контакта, был образован в ходе дезинтеграции и частичного ватаивания льда между котловинами озер Шниткино и Малое, и долиной р. Торопа (рис. 5.1.1.а).
2. В ходе последующего таяния льда область вдоль восточной и северной частей звонца (между тающими ледяными глыбами и склоном ледникового контакта) была занята приледниковым озером, периодически дренируемым до состояния каналами талых вод (рис. 5.1.1.б-г).
3. После того, как мертвый лед полностью растаял, и приледниковое озеро осушилось, образовалась поверхность камовой террасы её склон к котловине озера Шниткино. В самом глубоком месте гляциодепрессия заполнилась водой, и началось озерное осадконакопление (рис. 5.1.1. д).

В позднеледниковье и голоцене формирование общих черт рельефа завершилось, изменялись уровень и площадь озера, а также тип осадконакопления (подробнее в разделах 5.2 и 5.3).

Подобно озеру Шниткино, проточные озера распространены в ландшафтах, ранее покрывавшихся оледенением. Примеры можно найти в Центрально-Европейской низменности и Польской Померании, где такие речные долины часто формировались вдоль бывших подледниковых водосборных каналов. Эти долины состоят из чередующихся участков преимущественной эрозии и аккумуляции и содержат озерные расширения, образованные таянием мертвого льда (Kaiser et al., 2007, 2012; Właskiewicz et al., 2015). Можно говорить о генетической схожести оз. Шниткино с озерами Польской Померании: котловины гляциокарстового генезиса разного возраста от 15 до 9 тыс. кал. л.н. (Właskiewicz., 2011). Озера Псковской низменности в пределах зандровых и лимногляциальных равнин (оз. Черное, Большое, Белая Струга) образовались в аллерёде после таяния мертвого льда и, в ряде случаев, последующего понижения уровня приледниковых водоемов (Карпухина и др., 2018). История озер Молого-Шекснинской низменности связана с таянием полей мертвого ледяна в среднем аллерёде и последующим понижением

уровня палеозера, что привело к изоляции многочисленных мелких озерных котловин (Садоков, 2022). Огромные массивы мертвого льда и связанные с ними подпрудные озера существовали на территории Валдайской возвышенности примерно до 14 тыс. кал. л.н. (Fedorov et al., 2026).

### **5.1.2. Озеро Каспля**

Озеро Каспля располагается в котловине ложбинно-рытвинного (риннового) генезиса, что было уже показано в предшествующих работах (Кремень, 1972). При этом конкретный механизм образования котловины можно обоснованно назвать ложбинно-рытвинным, сформированным подледной эрозией ледниковых вод (по А.А. Асееву), что доказывают: 1) морфология и строение котловины озера, а также его берегов; 2) положение котловины относительно других форм ледникового рельефа и история дегляциации территории.

В литературе некоторые ложбины подледного стока называют туннельными долинами (tunnel valley). Они имеют форму вытянутых замкнутых каналов, параллельных бывшему движению ледника и часто наследуются современными реками и озерами (Kehew et al., 2012). Туннельные долины распространены по периферии зоны последнего оледенения в пределах Великобритании, Германии, Дании, Польши, странах Прибалтики, Беларуси и России, в зоне терригенных коренных пород и мощного чехла четвертичных отложений (Menzies, Shilts, 2002; Kehew et al., 2012; Кротова-Путинцева, 2024; Właskiewicz, Tylmann, 2024).

Согласно Kehew et al., (2012) набор признаков долин, выработанных подледными тальми водами, включает: а) ориентацию параллельно линиям бывшего ледникового потока (перпендикулярно краевым образованиям), б) волнистый, выпуклый вверх или противонаправленный (по отношению к уклону ледовой поверхности) продольный профиль долины, с) окончание на бывших границах льда или вблизи них, и d) наличие озв и/или связи с другими типами подледникового рельефа.

Долина оз. Каспля - р. Клѣц соответствует всем критериям:

а) долина перпендикулярна конечно-моренным образования у истока р. Каспля и по берегам озера в юго-западной части (рис. 2.2.1, рис. 4.2.3.);

б) профиль ложбины можно считать волнистым, так как в рельефе дна оз. Каспля есть несколько плёсов. Возможно, донный рельеф современного озера уже сильно сглажен, и первоначальная морфология подледной долины была другой.

с) в современном рельефе берегов оз. Каспля сохранились и другие индикаторы подледного стока – песчаные озовые гряды (в районе д. Борвиха-д. Пилички и д. Прудники) и террасовидные поверхности в западной части котловины (рис. 4.2.3. и рис. 4.2.5.).

Ложбинно-рытвинные озера, приуроченные к путям ледникового стока, встречаются среди озер краевых зон ошашковского оледенения. Ориентированные вкост простирацию краевых гряд, такие котловины закладывались чаще всего подо льдом и окончательно обособливались после таяния ледяных пломб в позднеледниковье. Образуют системы параллельного или дендровидного типа и сходятся в одну точку, называемую ледниковые ворота (Фаустова, 1998).

В краевых образованиях LGM в Смоленской области существуют и другие ложбины стока, например, долина оз. Большая Рутовечь-Березина, в 20 км к западу от Каспли (рис. 2.2.). Это крупная долина, наследующая подледную рытвину или канал стока, простирается в том же направлении, что и Каспля, перпендикулярна моренным грядам и окаймлена озами (рис. 2.2., рис. 2.1.4., 2.1.5.). К ложбинно-рытвинным А.С. Кремень (1977) относил озёра Б. Рутовечь, Щучье, Велесто и Сошно.

Однако термин «ложбинно-рытвинный» относится как к водной, так и к ледниковой подледной эрозии, поэтому без дополнительных исследований и выделения признаков подледного потока (по Kehew et al., 2012) нельзя утверждать, что все вытянутые проточные озера Днепро-Двинского региона сформированы таким же образом, как оз. Каспля.

Ложбину Каспли можно сравнить с ложбинными озерами Беларускаго Поозерья – группами озер Долгинская-Гиньково, Сорочанская, Ушачская, Браславская и др. Их строение и история развития описаны в работах Якушко (2006) и Новика (2005). На примере этих озёр была выделена и обоснована генетическая последовательность развития ложбинных котловин: тектонический разлом – погребенная ложбина ледникового выпахивания и размыва – гляцигенная

рытвина – ложбинное озеро. При этом, в формировании котловин ложбинного типа преобладала ледниковая экзарация (Новик, 2005; Якушко, 2006).

Возможно, сразу после освобождения из-под льда, озеро Каспля было подпрудным, на что указывают слоистые песчано-глинистые отложения в основании озерной колонки Kas-24 (рис. 4.2.7). Лишь продатируя нижний контакт данной толщи с песками, это будет понятно наверняка.

### **5.1.3. Озеро Купринское**

Позиция озера относительно границы LGM в случае оз. Купринского наиболее важная проблема по сравнению с другими объектами исследования. Так, по разным версиям Купринская ложбина либо покрывалась ледником (Салов, 1972; Шик, 1990; Вербицкий и др., 2012), либо нет (Kalm et al 2012.; Столярова, Константинова, 1972). С одной стороны, исследователями показаны признаки молодого ледникового рельефа (урочище «Козьи горы») и распространение морены валдайского оледенения (рис. 2.1.4., 2.1.5.). Согласно реконструкциям Н.С. Чеботаревой (1977) высокий довалдайский рельеф (моренная возвышенность московского возраста) к югу от оз. Каспля и к востоку от оз. Купринское обусловил существование ледниковых микроязыков в поздневалдайское оледенение. Один из таковых занимал Купринское понижение и имел мощность не более 100 м.

С другой стороны, в самой Купринской ложбине, согласно её геологическому строению, нет ледниковых отложений. Если по ней действительно продвигался ледник, то должна была сохраниться абляционная или оползневая морена. Интерпретацию осложняет и отсутствие точной датировки контакта между озерными и лимногляциальными отложениями в Купринской долине, нехватка сравнительных данных о вещественном составе отложений приледникового водоёма в долине Днепра у Гнёздово и сравнения их с отложениями из Купринской ложбины.

Принимая во внимание вышесказанное и учитывая границу последнего оледенения, предложенную С.М. Шиком (рис. 2.1.5.), озеро Купринское можно назвать остаточным. Однако поскольку под остаточными обычно понимают реликты от больших приледниковых водоемов, то лучше назвать котловину унаследованной со сложным механизмом формирования. Унаследованность котловины оз. Купринское доказывают: 1) морфология, строение и возраст

Купринской палеодолины; 2) рельеф окружающей территории в т.ч. долины р. Днепр.

Купринская долина имеет сложную историю развития, прослеживающуюся с МИС4. В то время, это была долина пра-Днепра, врезанная до высот 150 м над у.м., о чём свидетельствует аллювий, вскрытый на данных глубинах (рис. 4.3.9).

Ледниковый язык продвинулся по Купринской долине в LGM и перегородил сток Днепра льдом или конечными образованиями (в т.ч. грядой Козьи горы), вызвав образование локального приледникового озера (Салов, 1972; Panin et al., 2020). Осадки этого водоема, представленные слоистыми алевритами и мелкими песками, обнаружены в долине Днепра (Panin et al., 2014) и в скважинах дна Купринского озера (рис. 4.3.3) и датируются временем LGM. Между стадиями речной долины и ледниковой долины Купринская ложбина также могла быть ложбиной стока талых ледниковых вод. Современное озеро Купринское обосновалось в наиболее глубоком месте приледникового водоема после его окончательного спуска.

## 5.2. История изменения уровней озер

Данные о строении осадков озер и сопряженных с ними речных долин, свидетельствуют о том, что уровни (и связанные с ними размеры озер и формы береговой линии) менялись на протяжении позднеледниковья и голоцена. Так как все изученные озера являются долинными и проточными, то основным фактором изменения уровней является высота порога стока вытекающих рек.

Историю изменений уровня оз. Шниткино можно разделить на два этапа – позднеледниковье – 16,5-12,4 тыс. кал. л.н. – и голоцен (стадии 2 и 3, рис. 5.1.1д-и). Выше современного (167 м нам у.м.) уровень, скорее всего, не поднимался, так как террас, свидетельствующих о более высоком положении берега, не обнаружено. Тем не менее, в прошлом озеро могло быть более глубоким при уровне воды близком к современному или даже ниже, если учесть постепенное повышение дна за счет озерного осадконакопления (общая мощность озерных отложений 6-8 м).

Согласно полученным датам, накопление озерных илов поверх морены в озере Шниткино началось либо 16,5 либо 14,5 тыс. кал. л.н. и протекало в котловине размером больше, чем современное Шниткино. В створе профиля АВ на

пойме Торопы слоистые карбонатные илы и сапропель в скв. 20766 – это озерные осадки, аналогичные отложениям скв. 20770 (*слои Б-Г* на рис. 4.1.9., 4.1.11). Береговая линия позднеледникового времени не сохранилась, поскольку была погребена аллювием реки Торопы и затоплена при последующем подъеме уровня воды.

В позднеледниковье, около 12,4 тыс. кал. л.н., озеро было мелководным, о низком уровне на этапе накопления карбонатного ила свидетельствуют результаты биоанализа из скв. 20769.

В период 12–9 тыс. кал. л.н. уровень воды, вероятно, был все еще ниже современного. Из-за хиатуса в опорной скважине и некоторых других скважинах (резкая граница) можно предположить, что озеро не было высоким. В скв. 20766 хиатуса нет и накопление озерных продолжалось и, видимо, постепенно уменьшалась глубина. Наиболее вероятная причина хиатуса – размыв протоками р. Торопа. Даже современное дно озера местами прорезано руслоподобными каналами, углубленными до 3-4 м русловыми (рис. 4.1.16), что отражает эрозионную деятельность реки в приустьевой части.

Голоценовое развитие котловины озера ознаменовалось уменьшением ее размеров и повышением уровня вплоть до современного. Об уровне озера Шниткино в раннем голоцене (пребореале) фактические данные отсутствуют.

Около 9 тыс. кал. л.н. на месте современной поймы Торопы в районе впадения в Шниткино (профиль АВ, рис. 4.1.11) началось накопление торфа, переслаивающегося с песком (отложений внутренней дельты). Урез этого времени мог быть на уровне 163 м над у.м.

Около 5 тыс. кал. л.н., согласно дате кровли торфа в скважине 20763 (рис. 4.1.9), уровень озера находился на 3 м ниже современного на высоте ~164 м над у.м.

Около 3 тыс. кал. л.н. уровень озера был на 1 м ниже современного (~166 м над у.м.), о чем свидетельствуют дата торфа в скв. 20766 (рис. 4.1.8) и дата кровли аллювиальной линзы в скв. 20763 (рис. 4.1.9). Возможно, именно при более низком уровне воды после 3 тыс. кал. л.н. начали формироваться ложбины на дне озера. Например, кровля гиттии на контакте с аллювиальной линзой в скв. 20771 датируется около 2,6 тыс. кал. л.н. (рис. 4.1.9).

Около 1 тыс. кал. л.н., в период существования на берегу озера раннеславянского поселения, уровень был, вероятно, на 0,5 м ниже современного. Горизонты торфа, насыщенные находками данного исторического периода, перекрыты более поздними отложениями и залегают ниже современного уреза озера (рис. 4.1.9).

Об изменчивости уровня во всей озерно-речной системе можно судить по результатам исследования озерного берега в г. Торопец. Изменения уровней в долинных озёрах среднего течения Торопы должны были происходить синхронно.

Около 11,4 тыс. кал. л.н. долина реки Торопы между оз. Соломенное и Заликовское начала затапливаться, рос уровень воды, и на месте заболоченной поймы образовалось озеровидное расширение. Контакт между пойменными и озёрными отложениями в скв. Тог-3 находится на высоте 171,6 м над у.м., это и был уровень озерно-речной системы Соломенное-Заликовское в самом начале голоцена (на 4 м ниже современного).

Трансгрессия (озерное осадконакопление) прослеживается и в современной перемычке между оз. Соломенное и Заликовское и соответствует времени  $10915 \pm 110$  кал. л.н. (рис. 4.1.13). Кровля погребенной почвы и подошва озерных отложений, с учетом погрешности полученных дат, показывают четкое время смены режима осадконакопления с субаэрального на субаквальный. Таким образом, в районе 10,9 тыс. кал. л.н. урез воды озера был примерно на 1,5 м ниже современного (175,65 м над у.м), то есть в районе 174 м над у.м. Если принять, что уровень озера 11,4 тыс. кал. л.н. был на отметке 171,6 м над у.м., то оно поднялось почти на 2,5 м всего за 500 лет. Скорее всего, в пребореале и уровень оз. Шниткино был ниже современного.

Ещё одна смена условий осадконакопления – от субаквальных к субаэральным – в пойме озерной перемычки между оз. Соломенное и Заликовское произошла между  $4258 \pm 125$  кал. л.н. (возраст кровли озерной гиттии) и  $3573 \pm 105$  кал. л.н. (возраст подошвы торфа). Таким образом, около 4 тыс. л.н. урез воды в этом месте был на глубине 175,1 м, то есть всего на 0,5 м ниже современного.

Был ли уровень воды между оз. Соломенное и Заликовское выше современного в период между 10,9 и 4 тыс. кал. л.н. Геоморфологических свидетельств этого (озерных террас) не обнаружено. Тем не менее, уровень мог

колебаться между 175 и 176 м над у.м. Переход от озерных отложений к торфу на уровне 4 тыс. кал. л.н. может означать как регрессию, так и закономерную смену отложений в результате заполнения котловины (саморазвития).

Свидетельствами аккумуляции и повышения уровней всей озерно-речной системе среднего течения Торопы являются затопленные речные долины, наблюдаемые в месте впадения реки в озера Соломенное и Заликовское (4.1.3б), а также строение поймы на участке у д. Селяне (рис. 4.1.14).

Исходя из полученных данных, уровень озера Шниткино в течение последних 9 тыс. лет был на высотных отметках от 163 (или ниже) до 167 м над. у.м, с тенденцией к повышению в течение голоцена. С той же направленностью изменялся уровень озер в черте современного Торопца – от 171,6 до 176 м над. у.м за последние 11,4 тыс. кал. лет (рис. 5.2.1 а-б).

Озеро Каспля на первоначальном коротком этапе своего существования могло быть приледниковым глубоким озером, об уровне которого нам ничего не известно, но оно не затапливала водно-ледниковые террасы уровня 164 м над. у.м. Террасы с такой высотой выражены на юго-восточном берегу озера, в долине рр. Клёц и Каспля (рис. 4.2.3, 4.2.4). Других террас, в том числе распространенных по всему периметру озера, не обнаружено, что может быть связано с морфологией склонов котловины: для крутых выпуклых склонов обычно не характерна террасированность. Таким образом, высота 164 м над. у.м. принята как максимально возможная высота уреза озера за весь изучаемый период (рис. 5.2.1в). По археологическим данным (стоянки Алфимово, Каспля-1) максимальная высота в позднем неолите – около 4 тыс. кал. л.н. – вряд ли превышала 163-164 м, так как на таких уровнях расположены культурные слои стоянок на берегах оз. Каспля и р. Каспля. Культурный слой середины первого тысячелетия нашей эры (эпохи переселения народов) на стоянке Алфимово и вовсе расположен на уровне современного уреза реки Каспли (160 м).

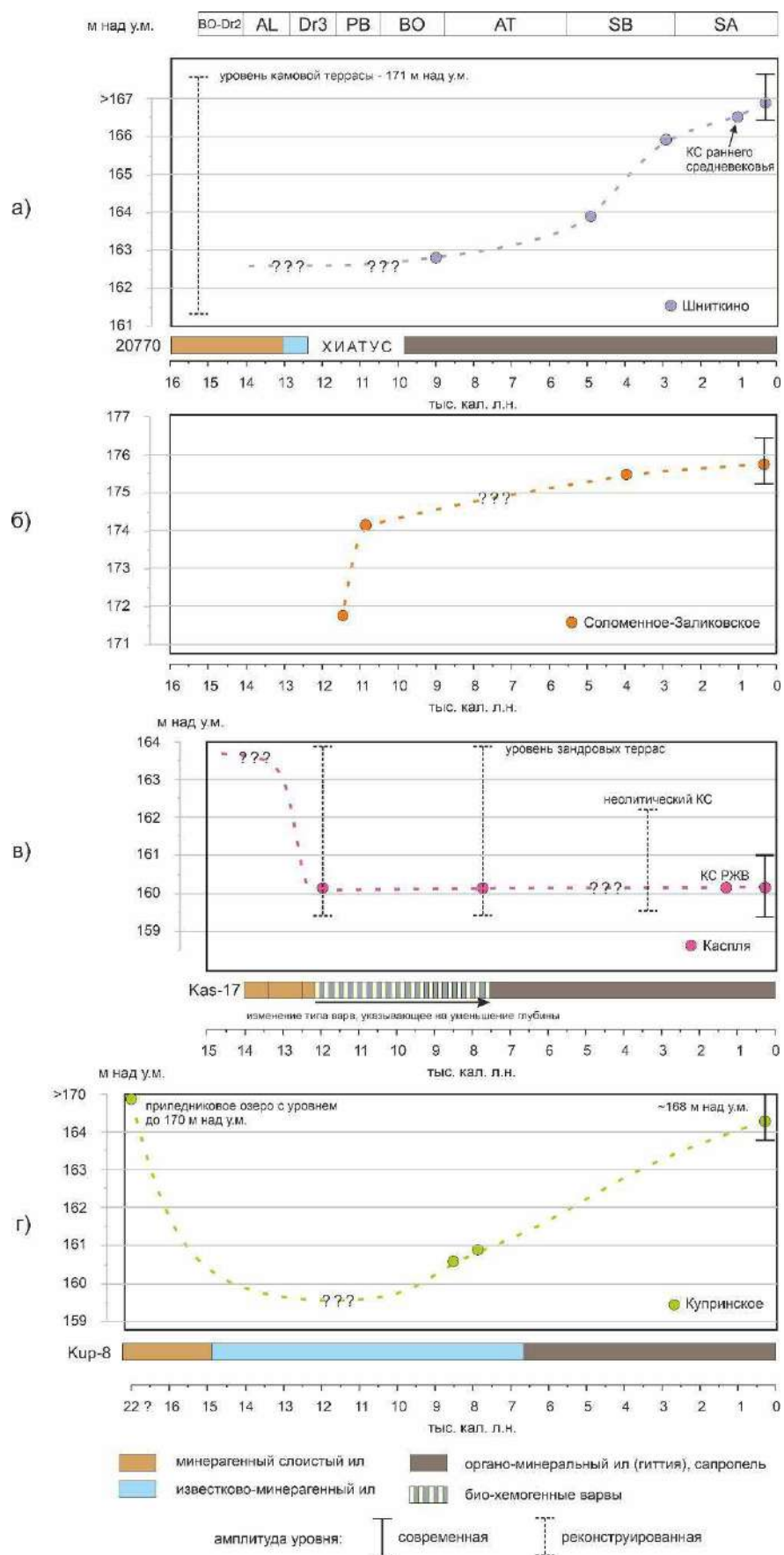


Рис. 5.2.1. Кривые уровней воды и схемы осадконакопления в оз. Шниткино (а), озерах Соломенное и Заликовское (б), оз. Каспля (в) и оз. Купринское (г) по данным фациального анализа и радиоуглеродного датирования отложений.

Наличие в строении донных осадков варв указывает на водную стратификацию, характерную для озер с относительно большой глубиной. Если сопоставить оз. Каспля с моделью соответствия площадь-максимальная глубина для озер с варвным типом осадконакопления в голоцене (Larsen et al., 1998, подтвержденная Zolitschka, 2015), то максимальная глубина озера (при площади поверхности, такой же как современная) должна превышать 15 м, чтобы в озере откладывались варвы. По данным Ojala et al., 2000 самые маленькие значения максимальной глубины для поддержания варвонакопления могут быть 8-10 м.

Таким образом, на протяжении периода 12,1-7,4 тыс. кал. л.н. глубина Каспли превышала или была равна 10-15 м. При этом подошва варв расположена на глубине 15,3 м от современного среднего уреза (160,2 м), а кровля – на глубине 9,6 м. Вероятнее всего, максимальная глубина на протяжении варвонакопления уменьшалась, а четкость варв снижалась вплоть до исчезновения ритмичности около 7,4 тыс. л.н. (Shasherina et al., 2026b). То есть нарушалась стратификация водной толщи, что может быть связано только с уменьшением глубины. Это вполне вероятный сценарий при условии, что уровень был стабильным, а дно повышалось за счёт аккумуляции. Стабильность уровня в голоцене отмечалась и для других проточных озёр (Cohen, 2003).

Строение пойм рек Клец и Каспля указывает на некоторые особенности динамики уровня озера. Подошва аллювия поймы Клеца у впадения в озеро залегает на высоте ~161 м (скв. Kas-23-10, рис. 4.2.10). Таким образом высота уреза Клеца, при которой данный участок трансформировался из озерного дна в пойму в пойменных режим была 161 м. Можно лишь предположить, что это произошло в среднем или позднем голоцене.

В строении долины р. Каспля, вытекающей из озера, нет свидетельств непрерывного нарастания поймы и повышении уреза реки (мощность поймы – первые метры, а подошва не уходит под дно русла). Кроме того, не обнаружены и следы более высокого уровня затопления (нет надпойменных террас). Сильное врезание реки привело бы к падению уровня озера. И наоборот, река Каспля как раз могла подпруживать озеро, так как сама на данном участке теряет уклон выходя на более пологий участок – Демидовско-Касплянскую низину.

В строении берегов и дна оз. Каспля (рис. 4.2.4) нет четких седиментационных свидетельств изменения уровня озера выше, чем на 1 м от современного уреза, то есть не выше 161 (161,2) м над у.м. (рис. 5.2.1в). По историческим данным известно, что уровень Каспли был выше на 1 м еще 100 лет назад и упал в связи с антропогенным регулированием (Шкаликов, 2005). Современные колебания уровня оз. Каспля связаны с водозаборами на реках Удра и Каспля.

Совсем другая тенденция изменения уровня обнаружена в оз. Купринское, чей уровень связан с эрозионно-аккумулятивными циклами Днепра как базиса эрозии.

В LGM Купринская долина была полностью занята льдом, а в долине Днепра формировалось приледниковое озеро. Лимногляциальные осадки распространены на коротком участке долины Днепра не более 20 км (не выше Смоленска) и датируются временем 24-21 тыс. кал. л.н. (Panin et al., 2015). В скв. Gn10-02 на гнездовском профиле эти отложения залегают на высоте 160-165 м над у.м. Уровень озера, в котором накапливались эти отложения, не превышал 173-175 м над у.м., судя по данным о строении террас Днепра.

В ходе таяния края ледника приледниковое озеро распространилось из долины Днепр в Купринскую ложбину, в которой также обнаружены соответствующие отложения. Осадки, подобные и одновозрастные обнаруженным у Гнездово, вскрыты в центральной части ложбины – в скв. 181001 и Кур-8. Кровля отложений в скв. Кур-8 залегают на высоте 153 м (рис. 4.3.3., 4.3.9, Приложение 8). В скважине 181001, а также в скв. Кур-14, 15 (их низы могут быть условно скоррелированы с лимногляциальными отложениями), расположенных ближе к бортам долины, кровля отложений – на 160 м над у.м. Контакт озерных и лимногляциальных осадков в скв. Кур-8 имеет возраст 22,2 тыс. кал. л.н., однако он вероятно завышен и не может быть древнее чем возраст фазы LGM (21-18 тыс. кал. л.н.). Судя по всему, в Купринской ложбине располагалась наиболее глубокая часть приледникового озера, и озёрные условия сохранились здесь непрерывно с LGM.

Но существуют факты в пользу того, что озеро в Купринской долине не было столь высоким, как в долине Днепра и, скорее всего, не было с ним соединено. Во-первых, на бортах Купринской палеодолины нет следов береговой линии уровня 173-175 м над у.м. Ступени на восточном и западном склонах катынского профиля разновысотны, и могли быть образованы склоновыми процессами. Во-вторых, озерно-ледниковые осадки отсутствуют в скв. 184, расположенной на северо-восточном склоне ложбины, на высоте 171 м над у.м., и в скв. 190 и 181002 – в днище долины на высотах 166 м над у.м. Отсутствие озерно-ледниковых и озёрных отложений в двух последних скважинах может быть объяснено тем, что в тыловой части котловины мощность их была не велика, и они были размыты последующим процессами. Учитывая все данные о положении лимногляциальных осадков, уровень приледникового озера в Купринской долине не мог превышать 170 м.

Скорее всего, прорывом Днепра в районе Чекулино около 21 тыс. кал. л.н. было спущено озеро в долине Днепра, но не озеро в Купринской долине. Приледниковое озеро в Купринской долине могло стать отдельным водоемом с более низким уровнем, не превышавшим 165-170 м (не выше скв. 184). Оно могло сохраняться из-за запруды с юга холмистым рельефом «Козьих гор» и моренными возвышенностями. Заболоченное и ровное днище Купринское долины, возможно, является бывшим дном подпрудного озера.

Снижение уровня оз. Купринского с предполагаемых 170 м до значений ниже современных произошло 15-18 тыс. кал. л.н. Это событие фиксируется резким контактом в скв. 190, 181002, Кур-15, 14, в прибрежных частях котловины. В центральной скважине Кур-8 начиная с 15 тыс. кал. л.н. наблюдается увеличение содержания карбонатов, так же связанное с понижением уровня озера в позднеледниковье. Это понижение могло произойти в результате врезания реки Катынки в водно-ледниковые и моренные массивы. Следы врезания видны по нескольким ложбинам параллельным современному устью реки. Скорее всего, врез Катынки связан с падением уровня Днепра, который реконструирован именно для времени 15 тыс. кал. л.н. по понижению подошвы руслового аллювия (Panin et al., 2015).

Насколько уровень озера Купринское был ниже современного 15 тыс. кал. л.н. и как он изменялся до 7-8 тыс. кал. л.н. оценить невозможно. Одно, если озеро

уже было связано с Днепром, то его уровень точно не мог быть ниже подошвы руслового аллювия Днепра, что составляет около 155 м над у.м. (Panin et al., 2015).

Около 8-9 тыс. кал. л.н., в долине Днепра сократился объем стока, преобладала аккумуляция и формирование поймы (Panin et al., 2015). С этого времени можно считать, что профиль реки достиг квазистабильного состояния и величина вреза/аккумуляции не превышала 1-2 м (Panin et al., 2015). Реки Купринка и Катинка так же заполняли свои долины аллювиальными отложениями, которые залегают в сочетании с озерными и болотными во всех скважинах в дне Купринской ложбины.

В Купринском озере после 7-8 тыс. кал. л.н. началась трансгрессия от уровня около 161 м (высоты кровли песков в береговых скважинах Кур-15, 14) до современного 164 м (рис. 5.2.1г).

В качестве обобщения следует отметить сходство выявленных закономерностей с общими представлениями об изменении уровней озер: регрессии в позднеледниковье и трансгрессии в раннем-среднем голоцене.

Повышение уровня озера Шниткино, по крайней мере, во второй половине голоцена, стабильность уровня Каспли на протяжении всего голоцена, повышение уровня озера Купринского в среднем голоцене согласуются с общей картиной эволюции проточных бассейнов под влиянием изменений порога стока (Harrison, Digerfeldt, 1993). Как правило, уменьшение речного стока приводит к аккумуляции наносов в дренирующих озера речных долинах и, соответственно, к повышению уровня воды в долинных озёрах.

Датировок маркеров конкретных уровней мало, так что выявленные закономерности в изменениях уровней оз. Каспля, Купринское и Шниткино очень общие и не учитывают возможные более мелкие колебания. Тем не менее, выполненные реконструкции хорошо соответствуют реконструкциям истории других озер на Северо-Западе Русской равнины, например, Селигер и Неро (рис. 1.2.1 Константинов и др., 2021; Константинов и др., 2023), а так же озер северной Германии, Польши, Эстонии и пр. (Wojciechowski, 1999; Kaiser et al., 2012; Punning et al., 2003; Theuerkauf et al., 2022).

Строение пойм рек Торопа, Клец, Катынка с подстиланием озерными отложениями – не редкость в краевой зоне последнего оледенения. Реки наследуют бывшие озерные котловины и заполняют их своими осадками, превращая в участки долин. Таким образом, в долинах остаются озёра или озеровидные расширения (Вербицкий и др., 2012; Włazkiewicz et al., 2015; Kittel et al., 2018).

Как было показано, вследствие интенсивной речной аккумуляции площадь озер сокращается, несмотря на трансгрессии в озерно-речных системах.

В долинах рек Торопа (у д. Селяне), Каспля (у с. Алфимово) и Катынка нет террас. Им присуща молодость и аккумулятивная динамика на протяжении всего голоцена – поступательное накопление аллювия и повышение за счет этого уровня русел и пойм.

### **5.3. Закономерности и история озерного осадконакопления**

Накопление осадка в рассматриваемых озерах имеет как общие закономерности, так и заметные отличия.

Осадконакопление в озере Шниткино можно разделить на два крупных этапа, связанных с развитием котловины: послеледниковье в интервале 16,4-12,4 тыс. кал. л.н. и голоцен – стадия 2 и стадия 3 на рис. 5.1.1.

Около 16,4 (либо 14,5) тыс. кал. л.н. в озере началось накопление минерагенного и карбонатно-минерального ила (гиттии). Данные осадки характеризуются высоким содержанием терригенной фракции, вследствие чего более высокой УМВ, а также повышенным содержанием  $\text{CaCO}_3$  (до 38%). Пик накопления карбонатов произошел в период 13-12,4 тыс. кал. л.н. (рис. 5.3.1). Скорее всего, известковых отложений было много также в позднем дриасе и пребореале, но осадки данного возраста проанализировать не удалось.

Временной интервал 12,4–9,8 тыс. кал. л.н. в колонке 20770 не сохранился, но в других скважинах котловины накопление отложений не прерывалось и, судя по полевому описанию колонок 20771, 207066 и др., карбонатный тип осадконакопления постепенно сменился органическим (рис. 4.1.4., 4.1.8.). Скорее всего, смена не была растянута на 2,5 тыс. лет, а произошла либо на рубеже пребореал-бореал.

На переходе от накопления карбонатного ила к органоминеральной гиттии произошло увеличение продуктивности озера и изменение трофности от олиготрофного к мезотрофному. Большое разнообразие водорослей и остатков высших растений в осадке (по результатам биоанализа) свидетельствует о притоке питательных веществ с водосбора.

На протяжении 9,8–9,2 тыс. кал. л.н. накопление имеет все же переходное, к органоминеральному типу с постепенным повышением доли органического вещества. Лишь с 9,2 тыс. кал. л.н. накопление в большой степени органическое вещество, характеризующееся повышением органического вещества по ППП550 до 40%, с максимумом в среднем и позднем голоцене.

В районе 9 тыс. кал. л.н. северная часть котловины (от с. Юшково) начала заполняться аллювиальными отложениями, в то время как в остальной части котловины продолжалось озерное осадконакопление.

Около 5 тыс. кал. л.н. в пределах береговой линии озера началось формирование заболоченной поймы, что фиксируется залеганием торфа над озерными отложениями в прибрежной скважине. А около 3 тыс. кал. л.н. протоки дельты реки Торопа начали поступать в зону поперечного сечения, образуя песчаные линзы в ложе озера.

Начиная с 13 тыс. кал. л.н. гранулометрический состав донного осадка укрупнялся, от глинистого алеврита до алеврита с примесью глинистого и песчаного материала. Это свидетельствует либо об уменьшении глубины озера, либо о более активном привносе песчаной компоненты с речным стоком и эрозией берегов. Это быть следствием выдвижения дельты реки Торопы, либо антропогенной деятельности на водосборе, стимулирующей эрозию (сведение лесов, распашка). Оба фактора могли влиять одновременно.

Озеро Шниткино, вероятно, было проточным с момента своего образования, так как терригенное вещество преобладает в составе осадка на протяжении всего времени его существования (рис. 5.3.1.).

В осадконакоплении в оз. Каспля можно выделить несколько крупных этапов: 1) минерагенный этап с 13,9 (видимая граница) до 12,1 тыс. кал. л.н.; 2) этап накопления органогенно-карбонатных варв 12,1 по 7,4 тыс. кал. л.н. и 3) органогенный этап с 7,4 тыс. кал. л.н. по современность (рис. 5.3.1.).

Минерагенный этап характеризуется накоплением слоистых тонких илов, обедненных органическим веществом. Тем не менее, в интервале 13,9-13,6 тыс. кал. л.н. наблюдается повышение ППП550, что может быть связано с потеплением аллерёда. Повышение ППП в конце позднего дриаса и первых столетиях голоцена так же связано с потеплением климата на переходе к межледниковью.

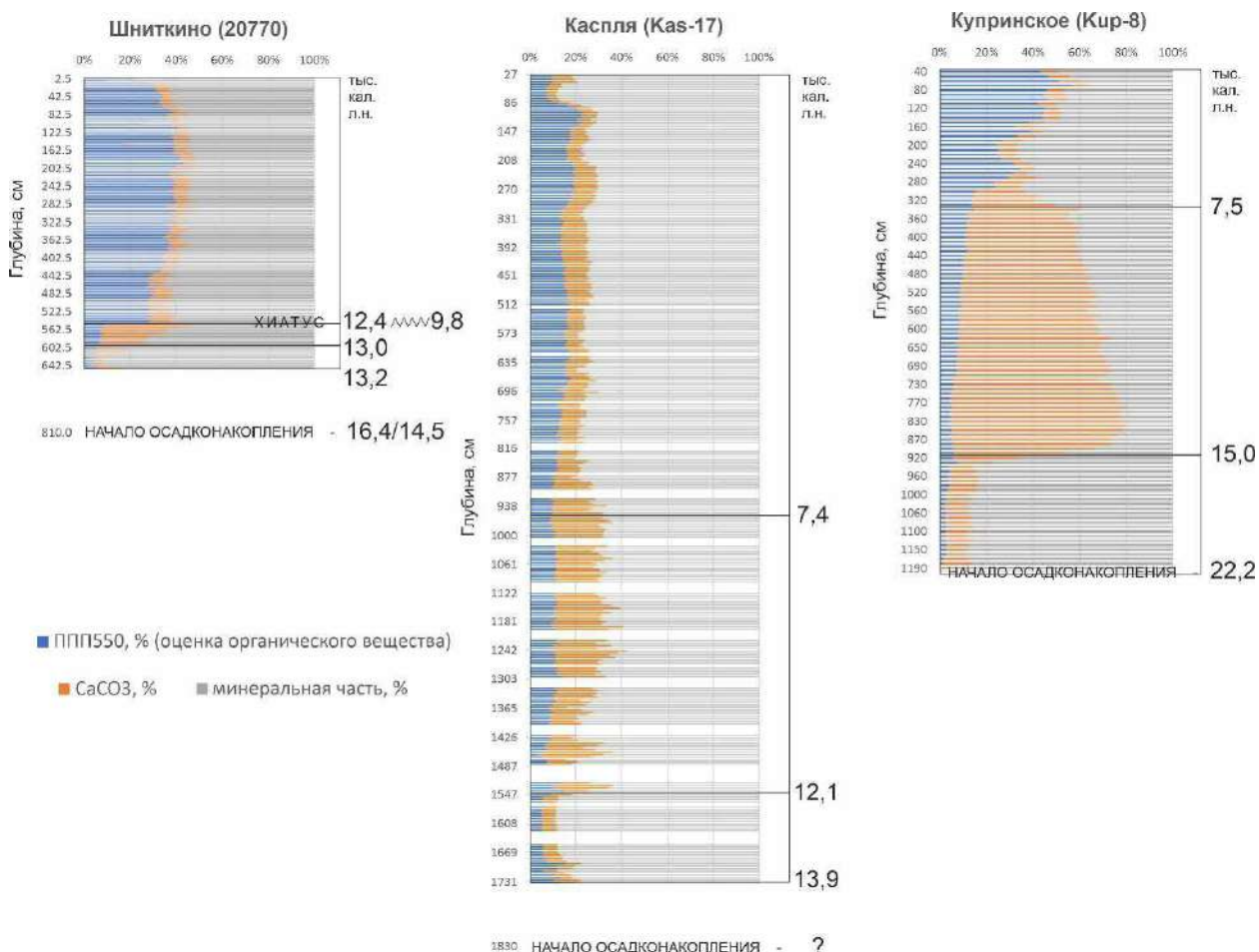


Рис. 5.3.1. Содержание основных компонентов в осадках скважин 20770, Kas-17 и Кур-8, а также границы крупных этапов осадконакопления.

Этап накопления органогенно-карбонатных варв, мощностью ~6 м, длился около 5 тыс. лет (примерно от 12,1 до 7,4 тыс. кал. л.н.). Согласно подсчету, среднее количество варв составляет  $4745 \pm 325$ . Кумулятивная ошибка варвохронологии – 6.84%. Соотношение ручного и автоматического подсчетов, а также результатов радиоуглеродного датирования, подтверждают годичность ритмитов, точность варвохронологии в пределах 10% и согласованность начала варвонакопления в оз. Каспля в позднем дриасе (Shasherina et al., 2026b).

Причины некоторого расхождения  $^{14}\text{C}$  и варвной хронологий: 1) нечеткие границы варв (плохая сохранность) и укорачивание кернов, и 2) использование фракции общего органического углерода для  $^{14}\text{C}$  датирования, возможность проявления резервуарного эффекта (Shasherina et al., 2026b).

Варвы в оз. Каспля по типу смешанные, карбонатно-органогенные. Типичное строение годичной пары: светлый, весенне-летний, слой – створки диатомовых водорослей, кальцит; темный, осенне-зимний, слой – органоминеральный детрит со створками диатомовых и сферическими конкрециями пирита. Толщина годичных пар увеличивается с уменьшением глубины, а структура варв становится более сложной. Около 9,7 тыс. кал. л.н. произошло изменение типов варв. Слой варв – это самый богатый карбонатами слой; при пересчете на  $\text{CaCO}_3$  в среднем около 20%, максимум – 35%.

Варвы, подобные описанным в оз. Каспля, накапливаются в эвтрофных озерах с низким соотношением площади поверхности к глубине и, по крайней мере, сезонными бескислородными условиями в гипolimнионе (Zolitschka, 2015). При этом такие отложения могут вмещать котловины различного генезиса среди ледниковых озер (Zolitschka, 2015; Tylmann et al., 2024). Изменение строения варв 9,7 тыс. кал. л.н. и исчезновение варв выше после 7,4 тыс. кал. л.н. являются индикаторами смены лимнических условий в водоеме. Возможно, это связано с обмелением озера вследствие заполнения озерной котловины и повышением биопродуктивности, а также ландшафтно-климатическими изменениями на водосборе (Носова и др., 2026).

Примерно от 7,4, до 6 тыс. кал. л.н. ритмичность накопления осадков постепенно исчезла. Это сопровождается уменьшением содержания карбонатов и повышением доли органического вещества в осадке.

После 6 тыс. кал. л.н. в озере окончательно наступил «органогенный» этап, за который накопилось около 7 м органоминерального ила. Именно в это время продуктивность озера была максимальна за всю историю. Повышения ППП550 в районе 3,5-2,9 и 1,6-1,2 тыс. кал. л.н. могут быть связаны с увеличением притока аллохтонной органики с водосбора т.е. усилением эрозии. Это подтверждает и тот факт, что максимумам ППП550 соответствуют укрупнения гранулометрического состава отложения. Эрозионные процессы на водосборе могут быть связаны с

соответствующими эпизодами сельскохозяйственной экспансии эпох РЖВ и Раннего Средневековья.

Резкое снижение ППП550 в верхней части колонки связано с деградацией сельского хозяйства новейшего времени и последующей дистрофикацией озера.

Поиск аналогов по работам Института озероведения (Давыдова, 1992, Subetto, et al., 2017), по Смоленской области (Кремень, 1977) по Псковской (Лесненко, 1967; Воробьев, 2011) не выявили ритмично-слоистых летописей, аналогичных каспийской. Тем не менее морфологические характеристики озера и его история не уникальны, и варвные архивы должны быть найдены и в других озерах краевой зоны последнего оледенения на территории Росской равнины.

История осадконакопления в оз. Купринское может быть разделена на три этапа осадконакопления: 22(20)-15 кал. тыс. л.н., 15-8 кал. тыс. л.н. (темпы накопления максимальны), 8-0 кал. тыс. л.н. Эти этапы выделены по предложенной ранее кривой возраст-глубина (рис. 4.3.8.) и условно могут быть названы как «минерагенный», «карбонатный» и «органогенный» соответственно.

Минерагенный этап можно разделить на подэтапы LGM и позднеледниковье до бёллинга.

В LGM озеро существовало в приледниковом (ледово-подпрудном) режиме, на дне накапливались слой слоистые алевриты и пески.

В позднеледниковье, осадконакопление было минерагенным, образовался слой массивных и тонкослоистых илов с небольшой примесью песка (менее 7%). В 18-15 тыс. л.н. уровень понизился, и в береговых скважинах фиксируются песчаные слои с ракушечным детритом (прибрежная фация).

В центральной части котловины около 15 тыс. л.н. началось карбонатное осадконакопление, при этом пиковое содержание  $\text{CaCO}_3$  составляло 75%. по аналитическим данным изменение на уровне 15 тыс. л.н. (на переходе к интерстадиалу бёллинг) является наиболее резким изменением состава осадков. Это время выделяется началом «карбонатного» этапа осадконакопления в озере. В этот этап, охватывавший позднеледниковье от бёллинга и ранний голоцен, осадконакопление в озере протекало в восстановительных условиях, накопление карбонатов превалировало над накоплением органики вплоть до 7-8 тыс. кал. л.н.,

возможно, в связи с низким уровнем(глубиной) озера. В результате в центральной части Купринского накопился мощный (6 м) слой карбонатно-минеральных, частично слоистых, илов.

В среднем и позднем голоцене, а точнее после 7-8 тыс. л.н. тип озерного седиментогенеза изменился: резко сократилось осаждение карбонатов и возросло содержание органического вещества. Максимальное содержание органического вещества по ППП550 имеет некоторые флуктуации, повышения в районе 6-5,5 тыс. л.н. (оптимум голоцена) и в позднем голоцене. Повышения значений ППП550 прослеживаются во всех скважинах в озере. Поздние максимумы совпадают с повышением доли песчаной фракции, поэтому, как и для оз. Каспли, такое изменение может быть объяснено эпизодами усиленной эрозии водосбора в связи с деятельностью человека. Самое высокое содержание (до 69% в центре и до 80% в прибрежной части) фиксируется около 1 тыс. кал. л.н., то есть в эпоху раннего средневековья (средневековый климатический оптимум). Кроме того, на протяжении данного этапа, возможно, изменились щелочной баланс водоема и трофность.

В качестве обобщения следует отметить сходство выявленных этапов с общими представлениями об изменении осадконакопления в озерах северо-запада европейской части России (Якушко, 1981; Давыдова, 1999; Vlasov, 2004; Субетто, 2009; Карпухина и др., 2018; Садоков и др., 2022; Константинов и др., 2023; Сырых, 2024; Fedorov et al., 2026). Начало озерного накопления в котловинах, чаще всего, датируется не ранее 13 тыс. кал. л.н. Озера обычно проходят через последовательность стадий осадконакопления: минерагенную, карбонатную (которая может совпадать с минерагенным или органогенным осадконакоплением) и, наконец, органогенную.

В озерах Шниткино, Каспля и Купринское накопление известкового ила приходится на позднеледниковье и/или ранний голоцен (рис. 5.3.1.), что совпадает с результатами Т.Д. Бартош (1967). В озере Купринском отмечено самое большое содержание доли карбонатов в осадке. Это может быть связано с распространением карбонатов на водосборе, в частности в ледниковых отложениях московского возраста, а также с лимнологическими условиями озера, в котором условия для

осаждения кальцита были благоприятны. Ещё один важный фактор – наиболее слабая проточность Купринского по сравнению с озерами Каспля и Шниткино, и, вследствие этого, самая маленькая доля терригенного вещества в осадке (рис. 5.3.1).

Органического вещества поступало в осадок рассматриваемых озер с разными источниками – автохтонным и аллохтонным. Судя по положительной корреляции ППП550 и песчаного материал в оз. Купринское и Каспля в позднем голоцене, в это время часто возникали эпизоды сноса в водоёмы терригенного органического вещества. Тем не менее, долгосрочный тренд на увеличение доли органического вещества от раннего к среднему голоцену наблюдается во всех рассмотренных озерах.

Подобные изменения в характере осадконакопления произошли во многих озерах северо-запада Русской равнины (Субетто, 2009; Борисова и др., 2022). Одним из географически близким примером является озеро Теребенское, где органическое осадконакопление началось около 11,2 тыс. ккал. лет назад (Wohlfarth et al., 2007). Озера Псковской низменности, образованные при таянии мертвого льда в аллерёде и тип седиментации сменился с минерогенного на органогенный синхронно с наступлением голоцена (Карпухина и др., 2018). Общий тренд повышения содержания органического вещества в осадке с начала голоцена к его середине (т.е. на протяжении оптимума) – типичен для многих озер и за пределами распространения поздневалдайского оледенения, например, оз. Неро (Константинов и др., 2023) и оз. Чухломское (Филиппова и др., 2023).

## Заключение

В ходе работы были собраны натурные и фондовые материалы о геолого-геоморфологическом строении озерных котловин на выбранных ключевых участках – оз. Купринское и оз. Каспля в Смоленской области и озеро Шниткино в Тверской области. Озера расположены в Днепро-Двинском регионе, приурочены к ледниковым и водно-ледниковым комплексам рельефа поздневалдайского оледенения и к приледниковой зоне.

Проанализированы стратиграфия и литологические особенности донных осадков озер, определен возраст начала осадконакопления и перехода между разными типами осадков. На основе полученных данных реконструированы механизмы образования и история долинных озер. Полученные в работе результаты позволяют сделать следующие основные выводы и сформулировать защищаемые положения.

Происхождение котловин долинных озер Днепро-Двинского региона – разнообразно. Котловина оз. Купринское является частью довалдайской долины, вмещавшей в себя приледниковое озеро, остатком которого и является современное озеро. Происхождение озера Каспля ринновое, т.е. долина, вмещающая озеро, – это подледная водно-эрозионная рывина (или туннельная долина), перпендикулярная конечно-моренным грядам времени максимума последнего оледенения. Шниткино – озеро гляциокарстового происхождения, образованное на месте вытаявшей глыбы мертвого льда, что подтверждает строение берегов и озерной котловины, а также результаты  $^{14}\text{C}$  и ОСЛ датирования. Таким образом, первое защищаемое положение:

*1) Котловины долинных озер Днепро-Двинского региона в ледниковой зоне морфологически и генетически могут быть разделены на два типа: (1) котловины вытянутой формы, занимающие подледные водно- или ледниково-эрозионные ложбины (пример – оз. Каспля) и (2) котловины неправильной либо изометричной формы, имеющие гляциокарстовое (ледниково-просадочное) происхождение (оз. Шниткино). Вблизи фронта максимального распространения ледника встречаются котловины сложного генезиса – погребенные довалдайские речные долины, по которым шел сток талых ледниковых вод, в максимум оледенения*

*продвигался ледник, а в позднеледниковье существовали подпрудные озера, реликты которых сохраняются в виде современных озер (оз. Купринское).*

В береговых скважинах оз. Купринское зафиксирован период более низких, по сравнению с современным, уровней. Этот период длился примерно с 15 по 8 тыс. л.н. Предположительно, низкий уровень связан с изменением порога стока озера в результате вреза р. Катинки вслед за понижением уровня Днепра. После 8 тыс. л.н. уровень Купринского, постоянно повышался, но не выше современного, так как следы более высокого уровня отсутствуют. Уровень озера Каспля, предположительно, был стабильным на протяжении позднеледниковья и голоцена, на что указывают отсутствие террас с озерными отложениями и фация биогенных варв на глубине 15-10 м от современного уреза. Уровень озера Шниткино поднимался как минимум в среднем и позднем голоцене, что фиксируют погребенные торфа в озерной и речной поймах. Подобная тенденция, но начиная с раннего голоцена зафиксирована выше по течению Торопы – в системе озер Соломенное-Заликовское. Причиной этого служила направленная аллювиальная аккумуляция в долине р. Торопа, установленная по данным изучения участка в районе д. Селяне. Таким образом, второе защищаемое положение:

*2) В настоящее время уровень долинных озер Днепро-Двинского региона – наиболее высокий за голоцен, на что указывает отсутствие озерных террас, а также реконструированная история уровня режима. Уровни озер в позднеледниковье и голоцене были либо относительно стабильными (оз. Каспля), либо испытывали трансгрессивное развитие, как минимум, в среднем и позднем, а в некоторых случаях начиная с раннего голоцена (озера Шниткино, Купринское, Соломенное-Заликовское). Причиной подъема уровня было наращивание порогов стока вследствие направленной аккумуляции аллювия в руслах вытекающих рек.*

На протяжении позднеледниковья и голоцена у изученных озер менялись морфометрические характеристики (площадь и глубина), а также тип осадконакопления. Купринское за свою историю сменило несколько режимов осадконакопления, которые условно можно назвать как: «минералогенный» тип, длившийся с 22(20) до 15 тыс. кал. л.н., «карбонатный» в период 15-8 тыс. кал. л.н.

и «органогенный» с 8 тыс. кал. л.н. по настоящее время. Купринское является наименее проточным и, вследствие этого, самым богатым органическим веществом в осадке.

Осадконакопление в оз. Каспля менялось на протяжении существования котловины, типы и хронология осадков: «минерагенный» тип минимум с 13,9 по 12,1 тыс. кал. л.н., резко начавшийся этап накопления органогенно-карбонатных варв с 12,1 до 7,4 тыс. кал. л.н. и «органогенный» этап с 7,4 тыс. кал. л.н. по настоящее время. Ритмиты (варвы) имеют годовую слоистость, что подтверждено сравнением подсчета варв с результатом  $^{14}\text{C}$  датирования. Данный тип отложений образовался при сезонной стратификации водной толщи и большой глубине озера (около 15 м) в позднем дриасе и раннем голоцене.

Озеро Шниткино в раннем голоцене имело большую площадь, чем в настоящее время, занимая современную пойму р. Торопы. Озерное осадконакопление можно разделить на два условных этапа: «минерагенно-карбонатный» этап с 16,5 (14,5) до 12,4 тыс. кал. л.н. (подэтап слоистых минеральные глины и пески, и подэтап слоистых карбонатно-минеральных илов); 12,4–9,8 тыс. кал. л.н.: хиатус вследствие размыва в приустьевой зоне впадающей р. Торопой; «органогенный этап» после 9,2 тыс. кал. л.н. по настоящее время.

Таким образом, третье защищаемое положение:

*3) Все долинные озера в голоцене испытывали интенсивное заиление озерных котловин, сопровождавшееся сокращением площади и уменьшением глубин, что на фоне потепления климата приводило к трансформации типа осадконакопления с минерагенного на минерагенно-карбонатный, а затем – преимущественно органогенный. При первоначально больших глубинах (15 м и более) в позднем дриасе и раннем голоцене в котловинах создавались условия для образования биогенно-карбонатных варв – осадков с годичным временным разрешением.*

## Список использованной литературы

1. Анучин Д.Н. Озера области истоков Волги и верховьев Западной Двины. (По исслед. 1894-95 гг.). Москва: т-во тип. А.И. Мамонтова. – 1898. – 56 с.
2. Асеев А.А. Генетическая классификация ледниковых озер равнин // История озер Северо-Запада. Материалы I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Ленинград: ГО СССР. – 1967. – С. 249-257.
3. Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М. Наука, 1974. 319 с.
4. Астахов В.И. Четвертичная геология суши. Санкт-Петербургский государственный университет. – 2020. – 434 с.
5. Атлас Калининской области. Отв. ред. А.В. Гавеман. М., Главное управление геодезии и картографии Государственного геологического комитета СССР. – 1964. – 35 с.
6. Атлас Смоленской области. Отв. ред. Г.В. Васильев. М.: Главное управление геодезии и картографии Государственного геологического комитета СССР. – 1964. – 31 с.
7. Басаликас А.Б. О развитии долинно-речной сети южной Прибалтики в поздне- и послеледниковое время // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, том II. Четвертичные отложения Европейской части СССР. – М.: Издательство АН СССР. – 1961. – С. 89- 95.
8. Бартош Т.Д. Голоценовые пресноводные известковые отложения европейской части СССР // История озер Северо-Запада. Материалы I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Ленинград: ГО СССР. – 1967. – С. 261-265.
9. Бобачев А.А., Горбунов А.А., Модин И.Н., Шевнин В.А. Электротомография методом сопротивлений и вызванной поляризации. // Приборы и системы разведочной геофизики. – 2006. – №2. – С. 14-17.
10. Божилина Е.А., Мячкова Н.А., Сорокина В.Н. Климатическое районирование. Национальный Атлас России. Природа. Экология. Том 2. М., Мин. транспорта РФ. Федеральное агентство геодезии и картографии. – 2007. – С. 148-150
11. Большаков В. А, Фаустов С.С. Магнитный и палеомагнитный методы. Методы палеогеографических реконструкций: Методическое пособие / Под

- редакцией П.А. Каплина, Т.А. Яниной. М.: Географический факультет МГУ. – 2010. – С. 289-331.
12. Борисова О.К., Нарышкина Н.Н., Константинов Е.А., Панин А.В. Ландшафтно-климатические изменения в пребореале на северо-западе европейской части России. // Геоморфология. — 2022. — Т. 53, № 3. — С. 19–28.
  13. Бричева С.С., Модин И.Н., Панин А.В., Ефремов К.Д., Матасов В.М. Строение четвертичных отложений в долине верхнего Днепра по данным изучения комплексом геофизических методов. ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4. ГЕОЛОГИЯ. – 2020. – № 3. – С. 104-115.
  14. Вальчик М.А., Маккавеев А.Н., Фаустова М.А., Шупричинский Я. Формирование гидросети Польши и европейской части России в процессе дегляциации. / Палеогеографическая основа современных ландшафтов. Советско-польский сборник. / М., Наука. – 1994. – С. 40–54.
  15. Ватлина Т.В., Евдокимов С.П. Анализ влияния морфометрических особенностей рельефа на пространственную дифференциацию почвенного покрова Смоленской области // ICIGIS. – 2021. – Т. 27. – № 4. – С. 33–46.
  16. Вербицкий В. Р., Вербицкий И. В., Васильева О. В., Саванин В. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Листы О-35 – Псков, (N-35), О-36 – Санкт-Петербург. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2012. – 510 с.
  17. Воробьев К. В. Генезис озерных котловин псковской области. Материалы IV Школы-конференции молодых ученых с международным участием (26–28 августа 2011 г.). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. – 2011. – С. 147-151.
  18. Воротникова Г. В., Гаврюшова Е. А., Друцкой С. В., Журавлев А. В., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-36 (M-36) — Смоленск. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2011. – 267 с.

19. География Тверской области: Книга для учителя. / Составитель и отв. редактор А.А. Ткаченко. Тверь. – 1992. – 289 с.
20. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей: Учеб пособие для студентов географ. Специальностей вузов. Воскресенский С.С., Леонтьев О.К., Спиридонов А. И. и др. М. Высш. Школа. – 1980. – 343 с.
21. Давыдова Н.Н. История озер Северо-Запада Восточно-Европейской равнины. // История озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука. – 1992. – С. 78-79.
22. Давыдова Н.Н., Квасов Д.Д., Раукас А.В., Саарс Л.А. Проблемы палеолимнологического районирования восточно-Европейской равнины. // История озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука. – 1992. – С. 12-18.
23. Дорофеев А.А., Ткаченко А.А., Щукина А.С. и др. География Тверской области. Книга для учителя. Под ред. А.А. Ткаченко. Тверь. – 1992. – 289 с.
24. Драбкова В.Г. Эволюция озер под влиянием развития их экосистем. // Общие закономерности возникновения и развития озер. Методы изучения истории озер. (Серия: История озер СССР). Л. Наука. – 1986. – С. 27-33.
25. Еремеев И. И., Дзюба О. Ф. Очерки исторической географии лесной части пути «Из варяг в греки». Археологические и палеогеографические исследования между Западной Двиной и озером Ильмень. СПб. – 2010. – 782 с.
26. Жемчужников Ю.А. Сезонная слоистость периодичность осадконакопления. – Труды геологического института, Вып.86 изд. – М.: Издательство АН СССР. – 1963. – 73 с.
27. Кабайлене М.В., Гарункштис А.А., Раукас А.В., Саарсе Л.А., Тамошайтис Ю.С. История озер Прибалтики. // История озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука. – 1992. – С. 118-143.
28. Карпухина Н.В., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Деркач А.А., Матлахова Е.Ю. Механизм образования, возраст и эволюция озерных котловин центральной части Псковской низменности. // Геоморфология. – 2018. – № 2. – С. 32-47.

29. Карпухина Н.В., Сизов О.С. Методические аспекты гляциоморфологического картографирования в краевой зоне юго-восточного сектора последнего Скандинавского ледникового покрова. // Геоморфология. – 2020. – № 2. – С. 21-38.
30. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., Наука. – 1975. – 278 с.
31. Квасов Д.Д. Происхождение котловин современных озер и их классификация. Общие закономерности возникновения и развития озер. Методы изучения истории озер. (Серия: История озер СССР). Л. Наука. – 1986. – С. 20-27.
32. Квасов Д.Д. Влияние оледенения на развитие гидрографической сети Русской равнины // Труды лаборатории озёроведения АН СССР, том XV. Озёра полуаридной зоны. – 1963. – С. 247 – 286.
33. Константинов Е.А., Панин А.В., Карпухина Н.В., Бричева С.С., Борисова О.К., Нарышкина Н. Н., Гуринов А.Л., Захаров А.Л. Речное прошлое озера Селигер // Водные ресурсы. – 2021. – №5. – С. 481–491.
34. Константинов Е.А., Карпухина Н.В., Захаров А.Л., Бричева С.С., Украинцев В.Ю., Лазукова Л.И., Рудинская А.И. Колебания уровня озера Неро в голоцене // Геоморфология и палеогеография. – 2023. – Т. 54. №2. – С. 51-60.
35. Константинов Е.А., Карпухина Н.В., Захаров А.Л., Рудинская А.И., Украинцев В.Ю., Самусь А.В., Лазукова Л.И. Динамика уровня озер центра Восточно-Европейской равнины в голоцене // Limnology and Freshwater Biology. – 2024. - No 4. – С. 428-433.
36. Кордэ Н.В. Биостратификация и типология русских сапропелей. Изд-во Академии наук СССР. – 1960. – 2018 с.
37. Краснов Ю.А. Михальченко С.Е., Патрик Г.К. Археологическая карта России. Смоленская область. Часть 1. М, Институт археологии РАН. – 1997. – 304 с.
38. Кремень А.С. Озера Смоленской области // Комплексные и отраслевые географические исследования для целей народного хозяйства. – Смоленск, 1977.
39. Кремень А.С. К вопросу о развитии и возрасте некоторых озер Смоленского Поозерья. Краевые образования материковых оледенений. Наука, Москва. – 1972. – С. 290-297.

40. Кренке Н.А. Отчет о раскопках на селищах Алфимово, Усть-Лубна 2, Шершуны 1, Ольшанский мост 1, Василевщина 1 на территории Смоленской области» в 2017 г. Том 1 тексты. Москва - Смоленск. – 2018.
41. Кротова-Путинцева А. Е. Погребенные долины северо-запада Восточно-Европейской равнины: распространение, морфология, геологическое строение и проблемы генезиса // Вестник геонаук. – 2024. 11 (359). – С. 3—13.
42. Лавров А.С. Верхнеплейстоценовые долинные озера в бассейнах Печоры, Вычегды и Мезени // Известия Всесоюзного Географического общества. – 1968. – Том 100. Выпуск 2. – С. 146-151.
43. Лесненко В.К., Исаченко В.А. Особенности образования карбонатных озерных отложений в ледниковом комплексе. // История озер в СССР. Таллин. – 1983. – том 2.– С. 106-107.
44. Лесненко В.К. Эволюция озер Псковской области. // История озер Северо-Запада. Материалы I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Ленинград: ГО СССР. – 1967. С. – 318-321.
45. Лопатников М.И., Тарасова М.Н., Бородин Н.Г. Отчёт Нелидовской геологосъёмочной партии о комплексной геологической съёмке м-ба 1:200000 листа О-36-XXXIII, проведённой в 1956-57 гг. (Калининская область). Том 1. Москва, 1958
46. Лопатников М.И., Меркулов М.Е. Ред.: Котлуков А.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Московская. Лист О-36-XXXIII. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1964.
47. Маккавеев А.Н., Фаустова М.А., Карпухина Н.В. Максимальная граница скандинавского ледникового покрова в валдайскую (вислинскую) эпоху и особенности рельефа его периферической зоны. // Геоморфология. – 2020. – №3. – С. 3-19.
48. Малаховский Д.Б., Марков К.К. Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Наука, Ленинград. – 1969. – 256 с.
49. Мильков Ф. Н., Гвоздецкий Н. А. Физическая география СССР. Общий обзор. Европейская часть СССР. Кавказ. М. Мысль. – 1962. – 476 с.

50. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Том 1. Выпуск 5. Бассейны рек Балтийского моря. Л., Гидрометеиздат. – 1986. – 689 с.
51. Национальный атлас почв Российской Федерации. Астель, Москва. – 2011 г. – 632 с.
52. Немирова Е. С., Мартынов Б. И. К изучению растительности Смоленской области // Вестник МГОУ. Серия: Естественные науки. – 2010. – № 2. – С. 74–79.
53. Нефёдов В.С. Археологическая карта России. Тверская область. Часть 2. Под ред. Кашкина А. В., Король Г.Г. М. Институт археологии РАН. – 2007. – 440 с.
54. Новик А.А. Ложбинные озера гляцигенных рытвин (на примере Белорусского Поозерья): Дис. ... канд. геогр. наук. Мн.. – 2005.
55. Носова М. Б., Шашерина Л.В., Захаров А.Л., Андреев Р.А., Константинов Е.А. От тундростепей к антропогенным ландшафтам: история растительности за последние 13900 лет по данным палинологического изучения отложений озера Каспля (Смоленская область) // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2026 (в печати).
56. Павловская И.Э., Зерницкая В.П. Палеогеография бассейна Западной Двины в позднеледниковье и голоцене // Литасфера, №2. – 1995. – С. 67-74.
57. Панин А.В. Методы палеогеографических исследований: четвертичная геохронология. Учебное пособие. М: Географический факультет МГУ. – 2014. – 116 с.
58. Панин. А.В., Нефёдов В.С. Анализ изменения уровня режима рек и озер в верховьях Волги и Западной Двины по археолого-геоморфологическим данным. // Водные ресурсы. – 2010. – Т.37, №1. – с. 17-32
59. Перфильев Б. В. Изучение заиления водоёмов и абсолютная геохронология // Известия всесоюзного географического общества. – 1952. – том 84, вып. 4. – С. 333-349.
60. Последний ледниковый покров на северо-западе европейской части СССР. К VIII конгрессу INQUA (Париж, 1969). Под ред. И.П. Герасимова. М: Наука. – 1969. – 322 с.

61. Природа Смоленской области. Под ред. В.А. Шкаликова. Смоленск: Изд-во «Универсум». – 2001. – 424 с.
62. Россолимо Л.Л. Основы типизации и лимнологического районирования. Накопление вещества в озерах. М.: Наука. – 1964. – С.5-46.
63. Румянцев В.А., Драбкова В.Г., Измайлова А.В. Озера европейской части России. СПб.: ЛЕМА. – 2015. – 392 с.
64. Русанов Г.Г. Позднеплейстоценовые и голоценовые озера Северного Алтая (происхождение, физико- географическое значение): Автореф. дис. ... к.г.н. Барнаул. – 2004. – 23 с.
65. Садоков Д.О., Сапелко Т.В., Меллес М., Федоров Г.Б. Динамика осадконакопления в озере Белом (Вологодская область; северо-запад России) с позднеледниковья до среднего голоцена // Геоморфология. – М. – 2022 – Вып. 3. – С. 83-95.
66. Садоков Д.О. История озерного осадконакопления в северной части мологосексинской низменности в позднеледниковье и раннем голоцене: Дис. ... канд. геогр. наук. СПб. – 2022.
67. Салов И.Н. Границы максимального распространения ледников московской стадии валдайского оледенения в Белоруссии и смоленской области и их краевые образования. // Краевые образования материковых оледенений. Наука, Москва. – 1972. – С. 145-154.
68. Саммет Э. Ю. О связи стадийных краевых образований валдайского оледенения с гидрографической сетью северо-запада русской равнины. // Краевые формы рельефа материкового оледенения на русской равнине. Труды комиссии по изучению четвертичного периода. Вып. XXI. М: Изд-во Академии наук СССР. – 1963. – С. 54-60.
69. Сапелко Т.В., Науменко М.А., Кузнецов Д.Д., Лудикова А.В., Игнатьева Н.В. Голоценовая история озер на острове Хачин (Селигер). // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 2021. – № 79. – С. 71-90.
70. Серебрянный Л.Р., Чукленкова И.Н. Густота озер как показатель возраста гляцигенной морфоскульптуры (опыт применения морфометрического анализа в северо-западных районах Русской равнины). // Геоморфология. – 1973. – №4. – С. 79-85.

71. Сидорчук А. Ю., Панин А. В., Борисова О. К. Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене. Водные ресурсы. – 2008. – Т. 35. № 4. – С. 406-416.
72. Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю., Панин А.В. Оценка годового стока Волги в позднеледниковье по данным о размерах палеорусел // Водные ресурсы. – 2021. – т.48, №6. – с. 643-655
73. Симонов Ю.Г., Конищев В.Н., Лукашов А.А., Мысливец В.И., Никифоров Л.Г., Рычагов Г.И. Учение о морфолитогенезе и его место в географической науке. Исторические аспекты. // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. – 1998. – № 4. – С. 41-48.
74. Старовойтов А.В. Интерпретация георадиолокационных данных. Учебное пособие, М., Изд-во. МГУ. – 2008. – 192 с.
75. Столярова Т.И., Загришев О.И., Алексеев Ю.И. Отчет Руднянской партии о комплексной геологической съемке м-ба 1:200000, проведенной на территории листа N-36-VIII в 1963-1964 гг. (Смоленская область). Том 1. Москва. – 1964.
76. Столярова Т. И., Константинова Л. И. Геологическая карта СССР масштаба 1:20000. Серия Московская. Лист N-36-VIII. Объяснительная записка. М.: Изд-во «Недра». – 1972. – 73 с.
77. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. М., РГПУ им. А.И. Герцена. – 2009. – 349 с.
78. Субетто Д.А., Севастьянов Д.В., Сапелко Т.В., Бойнагрян В.Р., Греков И.М. Озера как накопительные информационные системы и индикаторы климата // Астраханский вестник экологического образования. 2017а. – № 2 (42). – С. 4-14.
79. Субетто Д.А., Назарова Л.Б., Пестрякова Л.А., Сырых Л.С., Андроников А.В., Бискаборн Б., Дикманн Б., Кузнецов Д.Д., Сапелко Т.В., Греков И.М., Палеолимнологические исследования в российской части северной Евразии: обзор // Сибирский экологический журнал, 2017б. – 4. – С. 369-380.
80. Сырых Л.С. Классификация озер Восточно-Европейской равнины по типу седиментогенеза. Дис. ... канд. геогр. наук. СПб, 2024

81. Тарасов П.Е., Гунова В.С., Успенская О.Н. Уровни озер бассейна Волги как индикатор изменения климата в голоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер.5, Геогр. – 1997. – №3. – С. 36-41.
82. Татарников О.М. Морфолитогенез в условиях таяния мертвого льда: Монография. Псков: Псковский государственный университет. – 2018. – 284 с.
83. Третьяков Г.С., Третьякова М.А., Ильина О.И., Кабанов Ю.Н., Солдатов В.С. Отчет Торопецкой партии о комплексной геолого-гидрогеологической съемке м-ба 1:200000, проведенной на территории листа О-36-XXXII. (Торопец) в 1964-1966 гг. (Калининская, Псковская области), Москва, 1967.
84. Украинцев В.Ю., Зазовская Э.П., Захаров А.Л., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю. О времени проявления эпохи обильного речного стока в бассейне Волги // Водные ресурсы. – 2024. – Т. 51. №3. – С. 235-243.
85. Фаустова М.Н. Озера как элемент ледникового ландшафта на территории юго-восточного склона скандинавского ледника, особенности их динамики. // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. С.-Пб.: Наука. – 1998. – С. 21-27.
86. Фаустова М.Н. Дегляциация и типы ледникового рельефа на территории европейской части России. Палеогеографическая основа современных ландшафтов Отв. ред. А.А. Величко и Л. Старкель. М.: Наука. – 1994. – С. 30-39.
87. Филиппова К.Г., Константинов Е.А., Захаров А.Л., Кузьменкова Н.В., Медведев А.А., Мельников М.Г. Строение и происхождение донного рельефа Чухломского озера (Костромская область) // Геоморфология и палеогеография. - 2023. - Т. 54. - №4. - С. 145-162.
88. Шанцер Е.В. Труды геологического института. Выпуск 161. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. Наука, Москва. –1966. – 241 с.
89. Шашерина Л. В., Стефутин С. А., Зозуля С. С., Карпова Ю. О. Геоморфологические условия формирования раннесредневековых поселений в Днепро-Двинском регионе, северо-запад европейской России // Геоморфология. – 2022. – Т. 53, № 3. – С. 134–145.

90. Шик С.М., Писарева В.В. Основные закономерности распространения плейстоценовых озер на Восточно-Европейской равнине. Хроностратиграфические подразделения плейстоцена. // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. Наука, Санкт-Петербург. – 1998. – С. 6-21.
91. Шкаликов В.А., Ерашов М.А., Борисовская И.А. Особо охраняемые природные территории Смоленской области / под редакцией В.А. Шкаликова. — Смоленск: Универсум. – 2005. – 464 с.
92. Якушко О. Ф. Белорусское Поозерье: История развития и современное состояние озер Северной Белоруссии. Минск: Вышэйшая школа. – 1971. – 335 с.
93. Якушко О. Ф. Общие и индивидуальные черты лимногенеза ложбинных озер Белорусского Поозерья. // Вестник Белорусского государственного университета. Сер. 2, Химия. Биология. География. – 2006. - № 2. – С. 78-83.
94. Якушко О. Ф. Озероведение. Мн. – 1981.
95. Саарсе Л.А. Изменения уровня воды в озерах Восточно-Европейской равнины под влиянием природных факторов. // История озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука. –1992. – С. 226-232.
96. Aitken M.J. Thermoluminescence Dating. London: Academic press. – 1985. – 359 p.
97. Alexanderson H., Murray A. Problems and potential of OSL dating Weichselian and Holocene sediment in Sweden. Quaternary Science Reviews. – 2009. – vol. 44. – P. 37–50.
98. Anderson R.Y., Dean W.E., Bradbury J.P., Love D. Meromictic Lakes and Varved Lake Sediments in North America. Bulletin 1607. – 1985. – 19 p.
99. Andreev R.A., Shasherina L. V., Shukhvostov R. S., Konstantinov E. A. Geochemical composition of lake Kasplya (Smolensk, Russia) sediments: paleoenvironmental implications for late glacial and Holocene. 2026 (In press)
100. Andreev R.A., Shasherina L.V., Konstantinov E.A., Manakova O.I. Holocene geochemical record of Lake Kasplya (Smolensk oblast, Russia) bottom sediments and its interpretation // Limnology and Freshwater Biology. – 2024. - No 4. - P. 251-255.

101. Ashley G. M. Glaciolacustrine environments. In *Modern and Past Glacial Environments*, Menzies J (ed). Butterworth-Heinemann: Oxford. – 2002. – P. 335–359.
102. Ashley, G. M. Classification of glaciolacustrine sediments. In Goldthwait R. P. and Matsch, C. L. (eds). *Genetic classification of Glacigenic Deposits*. A. A. Balkema, Rotterdam. – 1988. – P. 243–260
103. Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation/ Quaternary International. – 420. – 2016. – P. 4-14
104. Beck H.E. et al. Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution // *Sci Data*. – 2018. – Vol. 5, № 1. – P. 180-214.
105. Bengtsson L., Enel M. Chemical analysis. *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. Berglund B.E. (Ed). Chichester: John Wiley & Sons, Ltd. – 1986. – P. 423–451.
106. Bennett M. R., Glasser N. F. *Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms*. Second edition. John Wiley & Sons Ltd. – 2010. – p. 385.
107. Bertrand S., Tjallingii R., Kylander M. E., Wilhelm B., Roberts S. J., Arnaud F., Brown E., Bindler R. Inorganic geochemistry of lake sediments: A review of analytical techniques and guidelines for data interpretation // *Earth-Science Reviews*. 2024. (249). P. 104639.
108. Björck, S., Rundgren, M., Ingo´lfsson, O., Funder, S. The Preboreal oscillation around the Nordic Seas: terrestrial and lacustrine responses. // *J. Quaternary Sci.* – 1997. – Vol. 12. – P. 455–465.
109. Błaszkiwicz M. Timing of the final disappearance of permafrost in the central European Lowland, as reconstructed from the evolution of lakes in N Poland. *Geol. Quart.* – 2011. – 55 (4). – P. 361–374.
110. Błaszkiwicz, M., Piotrowski, J. A., Brauer, A., Gierszewski, P., Kordowski, J., Kramkowski, M., Lamparski, P., Lorenz, S., Noryśkiwicz, A. M., Ott, F., Słowiński, M. & Tyszkowski, S. Climatic and morphological controls on diachronous postglacial lake and river valley evolution in the area of Last Glaciation, northern Poland. // *Quaternary Science Reviews*. – 109. – 2015. – P. 13–27.

111. Błaszkiwicz, M., Tylmann, K. Tunnel Valleys of the Tuchola Forest and Kashubian Lake District. // Migoń, P., Jancewicz, K. (eds) Landscapes and Landforms of Poland. World Geomorphological Landscapes. – 2024. – P.615–631.
112. Blott S.J., Pye K. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. // Earth Surf. Process. Landforms. – 2001. – 26. – P. 1237-1248.
113. Blott S.J., Pye K. Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures. // Sedimentology. – 2012. –Vol. 59. – P. 2071-2096.
114. Brauer, A. Annually Laminated Lake Sediments and Their Palaeoclimatic Relevance. In: Fischer, H., et al. The Climate in Historical Times. GKSS School of Environmental Research. – 2004. – P. 109–127
115. Bricheva S., Modin I., Panin A., Efremov K., and Matasov V. The Structure of Quaternary Deposits in the Upper Dnieper Valley According to Integrated (Combined) Geophysical Data. // Moscow University Geology Bulletin. – 2020. – Vol. 75. – No. 4. – P. 413–424.
116. Bronk Ramsey, C. Bayesian analysis of radiocarbon dates. // Radiocarbon. – 2009. – 51(1). – P. 337–360.
117. Burge DRL, Edlund MB, Frisch D. Paleolimnology and resurrection ecology: The future of reconstructing the past. // Evol Appl. 2018; 11. P. 42–59.
118. Buylaert, J.P., Jain, M., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Thiel, C., Sohbaty, R., 2012. A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. // Boreas 41 (3). P. 435–451.
119. Carrivick J.L., Tweed F.S. Proglacial Lakes: Character, behaviour and geological importance // Quaternary Science Reviews. – 2013. – 78. – P. 34-52.
120. Choński, A., Ptak, M. Occurrence, Genetic Types, and Evolution of Lake Basins in Poland. // Korzeniewska, E., Harnisz, M. (eds) Polish River Basins and Lakes – Part I. The Handbook of Environmental Chemistry. – 2020. – vol 86. – P. 69–87.
121. Cohen, A. S. Paleolimnology: The history and evolution of lake systems (500 P.). Oxford, UK: Oxford University Press. 2003.
122. Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.-X. (2013; updated). The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204

123. Davydova, N.N., Subetto, D.A., Khomutova, V.I. et al. Late Pleistocene-Holocene paleolimnology of three north-western Russian lakes. // *Journal of Paleolimnology*. – 2001. – Vol. 26. – P. 37–51.
124. De Geer G.A. Geochronology of the last 12000 years // 11th Congress Geologique Internationale, Comptes Rendues. – 1912. – P. 241–253.
125. Dean, W. E. Jr. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *J. Sed. Petrol.* – 1974. – Vol. 44. – P. 242–248.
126. Dearing J.A., Froster I.D. Lake sediments and paleohydrological studies In: *Handbook of Holocene Paleoecology and paleohydrology*. – 1986. – P. 67-90
127. Digerfeldt G., Björck S., Hammarlund D. et al. Reconstruction of Holocene lake-level changes in Lake Igelsjön, southern Sweden. // *GFF*. – 2013. – Vol. 135(2). – P. 162-170.
128. Digerfeldt G. Studies of lake-level fluctuations. In: *Handbook of Holocene Paleoecology and paleohydrology*. – 1986. – P. 127-144
129. Druzhinina O, Skhodnov I, van den Berghe K, Filippova K. Allerød–Younger Dryas Boundary (12.9–12.8 ka) as a “New” Geochronological Marker in Late Glacial Sediments of the Eastern Baltic Region. // *Quaternary*. – 2025. – 8(2). –28.
130. Farr T. G., Kobrick M. Shuttle Radar Topography Mission Produces a Wealth of Data. // *Eos Transactions American Geophysical Union*. – 2000. – Vol. 81. – P. 583-585.
131. Fedorov G., Savelieva L., Bobrov N., Ludikova A., Kostromina N., Cherezova A., Petrov A., Bazhenova E., Andreev A. Late glacial and Holocene climate and landscape dynamics in the Valdai Highlands (East European Plain) inferred from lake sediment records. // *Quaternary Research*. – 2026. – P. 1–17.
132. Flint R. F. *Glacial and Quaternary geology*. Wiley. 1971. 892 p.
133. Fuchs, M. & Owen, L. A. Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions. // *Boreas*. – 2008. – 37. – P. 636–659.
134. Gauthier E., Rzedkiewicz M., Łuców D., Słowiński M., Haghypour N., Golyeva A., Szymańda J., Mazurkevich A., Okupny D., Kublitskiy Y., Leontiev P., Richard H., Valayer A., Dolbunova E., Kittel P. The Late Weichselian/Holocene transition on

- the East European Plain: New multi-proxy data for palaeoenvironmental reconstructions from a postglacial kettle hole (Serteya Mire, Western Russia). // *The Holocene*. – 2025. – Vol. 35(12). P.– 1237-1258.
135. Gelfan A., Panin A., Kalugin A., Morozova P., Semenov V., Sidorchuk A., Ukraintsev V., Ushakov K. Hydroclimatic processes as the primary drivers of the Early Khvalynian transgression of the Caspian Sea: new developments. // *Hydrology and Earth System Sciences*. – 2024. – Vol. 28. – P. 241–259.
  136. Gorlach A., Hang T., Kalm V. GIS-based reconstruction of Late Weichselian proglacial lakes in northwestern Russia and Belarus. // *Boreas*. – 2017. – 46(3). – P. 486–502.
  137. Gromig, R., Wagner, B., Wennrich, V., Fedorov, G., Savelieva, L., Lebas, E., Krastel, S., Brill, D., Andreev, A., Subetto, D., Melles, M. Deglaciation history of Lake Ladoga (north-western Russia) based on varved sediments. // *Boreas*. – 2019. – № 48(2). – P. 330–348.
  138. Hang T., Gurbich V., Subetto D., Strakhovenko V., Potakhin M., Belkina N., Zobkov M. A local clay-varve chronology of Onega Ice Lake, NW Russia. // *Quaternary International*. – 2019. – 524. – P. 13–23.
  139. Harrison, S.P., Digerfeldt, G., European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. // *Quat. Sci. Rev.* – 1993. – Vol. 12. – P. 233–248.
  140. Harrison S.P., Yu G.E., Tarasov P.E. Late Quaternary lake-level record from northern Eurasia. // *Quaternary research*. 1996. – 45(2). – P. 138-159.
  141. Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. // *J. Paleolimnol.* – 2001. – vol. 25. – P. 101–110.
  142. Hutchinson, G.E. *A Treatise on Limnology, v. 3, Limnological Botany*. J. Wiley and Sons, New York. 1975.
  143. John B.S. A Late Weichselian kame terrace at Mullock Bridge, Pembrokeshire. *Proceedings of the Geologists Association*. 1972.
  144. Jones R.T., Jordan J.T. Lake level studies. Overview // *Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition)*, Elsevier. – 2013. – P. 483-498,
  145. Kaiser, K., Lorenz, S., Germer, S., Juschus, O., Küster, M., Libra, J., Bens, O. & Hüttl, R. F. Late Quaternary evolution of rivers, lakes and peatlands in northeast

- Germany reflecting past climatic and human impact – an overview. – *E&G Quaternary Science Journal*, 2012. – 61 (2). – P. 103–132.
146. Kaiser, K., Rother, H., Lorenz, S., G€artner, P., Papenroth, R. Geomorphic evolution of small riverlake-systems in northeast Germany during the Late Quaternary. // *Earth Surf. Process. Landf.* – 2007. – 32. – P. 1516-1532.
147. Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last scandinavian ice sheet southeast of the Baltic Sea. // *Quat. Int.* – 2012. – 44. – P. 51–59.
148. Karpukhina N. V., Karevskaya I. A., Borisova O. K. Konstantinov, E.A., Kurbanov, R.N., Zakharov, A.L., Filippova, K.G. and Zazovskaya, E.P. Evolution of a proglacial lake in the Izborsko-Malskaya valley, Russia, in the Late Glacial. // *Journal of Quaternary Science.* – 2022. – P. 1460–1479.
149. Kehew A. E., Piotrowski J. A., Jørgensen F. Tunnel valleys: Concepts and controversies — A review. // *Earth-Science Reviews.* – 2012. – V. 113, I. 1–2. – P. 33-58.
150. Kittel, P., Mazurkevich, A., Dolbunova, E., Kazakov, E., Mroczkowska, A., Pavlovskaja, E., ... Wieckowska-Lüth, M. Palaeoenvironmental reconstructions for the Neolithic pile-dwelling Serteya II site case study, Western Russia // *Acta Geographica Lodziensia.* – 2018. – Vol. 107. – P. 191–213.
151. Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. Chapter 50 - European Russia: glacial landforms from the Last Glacial Maximum. // Palacios, D., Hughes, P.D., García-Ruiz, J.M., Andrés, N. (Eds.), *European Glacial Landscapes.* Elsevier. – 2022a. – P. 389–393.
152. Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. Chapter 12 - European Russia: glacial landforms during deglaciation. // Palacios, D., Hughes, P.D., García-Ruiz, J.M., Andrés, N. (Eds.), *European Glacial Landscapes.* Elsevier. – 2023. – P. 105–110.
153. Korsakova, O., Kolka, V., Tolstobrov, D., Savelieva, L., Kosova, A., Petrov, A. and Semyonova, L. Holocene environments on the west-central Kola Peninsula (north-west Russia): lithology, chronology and biostratigraphy records from Lake Tikozero and a neighbouring bog. *J. Quaternary Sci.* – 2022b. – 37. – P. 765-777.
154. Kublitskiy Y, Kulkova M, Druzhinina O, Subetto D, Stančikaitė M, Gedminienė L, Arslanov K. Geochemical Approach to the Reconstruction of Sedimentation

- Processes in Kamyshovoye Lake (SE Baltic, Russia) during the Late Glacial and Holocene. *Minerals*. – 2020. – 10(9). – 764.
155. Lamoureux, S.F. Varve chronology techniques. // Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Developments in Paleoenvironmental Research (DPER), Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*, vol. 1. Kluwer, Dordrecht. – 2001. – P. 247-260.
156. Larsen, C.P.S., Pienitz, R., Smol, J.P., Moser, K.A., Cumming, B.F., Blais, J.M., Macdonald, G.M., Hall, R.I. Relations between lake morphometry and the presence of laminated lake sediments: a re-examination of Larsen and Macdonald (1993). // *Quat. Sci. Rev.* – 1998. – 17 (8). – P. 711-717.
157. Liu Q., Roberts A. P., Larrasoana J. C., Banerjee S. K., Guyodo Y., Tauxe L., Oldfield F. Environmental magnetism: Principles and applications. // *Rev. Geophys.* – 2012. – 50. – RG4002
158. Lowe J.J., Walker M. Chapter 3 Lithological evidence. In *Reconstructing Quaternary Environments*, 3rd ed. Routledge, London. 2014.
159. Ludikova A.V., Subetto D.A., Kuznetsov D.D., Sapelko T.V. From a large basin to a small lake: siliceous microfossils stratigraphy of the isolation basins on Big Solovetskiy Island (the White Sea, NW Russia) and its implication for paleoreconstructions. // *Quat. Int.* – 2023. – P. 61–78.
160. Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H., Astakhov V., Clarke G.K.C., Henriksen M., Hjort C., Krinner G., Lunkka J.-P., Möller 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. – 23. – P. 1313-1332.
161. Melles M., Svendsen J.I., Fedorov G., Brigham-Grette J., Wagner B. Quaternary environmental and climatic history of the northern high latitudes – recent contributions and perspectives from lake sediment records. *J. Quat. Sci.* – 2022. – 37. – P. 721–728.
162. Menzies J., Shilts B.W. 8 - Subglacial environments. In: Menzies, J. (Ed.), *Modern and Past Glacial Environments*. Butterworth-Heinemann, Oxford. – 2002. – P. 183–278.

163. Meybeck M. Global distribution of lakes. // *Physics and Chemistry of Lakes*, 2nd ed. Springer-Verlag, New York. – 1995. – P. 1–35.
164. Möller P., Murray A.S. Drumlinised glaciofluvial and glaciolacustrine sediments on the Småland peneplain, South Sweden – new information on the growth and decay history of the Fennoscandian Ice Sheets during MIS 3. *Quaternary Science Reviews*. – 2015. – 122. – P. 1–29.
165. Murray A.S., Thomsen K.J., Masuda N., Buylaert J.P., Jain M. Identifying well-bleached quartz using the different bleaching rates of quartz and feldspar luminescence signals // *Radiation Measurements*. – 2012. – vol. 47. – P. 688-695.
166. Murray, A., Arnold, L.J., Buylaert, J.-P., Gu´erin, G., Qin, J., Singhvi, A.K., Smedley, R., Thomsen, K.J. Optically stimulated luminescence dating using quartz. // *Nat.Rev. Methods Primers*. – 2021. – 1. – 72.
167. Nosova, M.B., Zakharov, A.L., Lavrenov, N.G., Zaretskaya, N.E., Mazei, N.G., Kupriyanov, D.A., Pastukhova, Yu.A., Bakumenko, V.O., Severova, E.E., Konstantinov, E.A. A multi-proxy centennial-resolution paleoecological record of Holocene lake sediments in the marginal zone of Last Scandinavian Glaciation (Tver Region, Russia). *Quat. Int.*. – 2025. – Vol. 729. – 109778.
168. Novik A., Punning J.-M., Zernitskaya V. The development of Belarusian lakes during the Late Glacial and Holocene. // *Estonian Journal of Earth Sciences*. – 2010. – 59, 1. – P. 63-79
169. Ojala, A.E.K., Francus, P., Zolitschka, B., Besonen, M., Lamoureux, S.F. Characteristics of sedimentary varve chronologies – A review. // *Quaternary Science Reviews* 43. – 2012. – P. 45–60
170. Ozer M., Orhan M., Işık N. S. Effect of Particle Optical Properties on Size Distribution of Soils Obtained by Laser Diffraction. // *Environmental & Engineering Geoscience*. – 2010. – 16 (2). – P. 163–173.
171. Panin A. V., Adamiec G., Arslanov K. A., Bronnikova M. A., Filippov V. V., and Sheremetskaya E. D. Absolute chronology of fluvial events in the upper Dnieper River system and its palaeogeographic implications. // *Geochronometria*. – 2014, 41(3). – P. 278–293

172. Panin A. V., Adamiec G., Filippov V. V. Fluvial response to proglacial effects and climate in the Upper Dnieper valley (western Russia) during the Late Weichselian and the Holocene. // *Quaternaire*. – 2015. – 26 (1). – P. 27-48
173. Panin A., Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications. // *Catena*. – 2015. – 130. P. – 46-61.
174. Panin, A., Astakhov, V., Komatsu, G., Lotsari, E., Lang, J., and Winsemann, J. Middle and late quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia. // *Earth-Science Reviews*. – 2020. – 201. – 103069.
175. Pleskot K., Tjallingii R., Makohonienko M., Nowaczyk N., Szczuciński W. Holocene paleohydrological reconstruction of Lake Strzeszyńskie (western Poland) and its implications for the central European climatic transition zone. // *J. Paleolimnol.* – 2018. – 59. – P. 443–459.
176. Pompeani, D.P., Steinman, B.A., Abbott, M.B., A sedimentary and geochemical record of water-level changes from Rantin Lake, Yukon, Canada. // *J. Paleolimnol.* – 2012. – 48. – P. 147–158.
177. Prescott, J. R., Hutton, J. T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. // *Radiation Measurements*. – 1994. – 23. – P. 497–500.
178. Raukas A., Stankowski W. T. J.; Zelčs V., Šinkūnas P. Chronology of the last deglaciation in the Southeastern Baltic region on the basis of recent OSL dates. // *Geochronometria*. – 2010. – 36. – P. 47-54
179. Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hajdas, I., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Muscheler, R., Palmer, J., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., & Talamo, S. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). // *Radiocarbon*. – 2020. – 62 (4). – P. 725 – 757.

180. Roeser P., Dräger N., Brykała D., Ott F., Pinkerneil S., Gierszewski P., Lindemann C., Plessen B., Brademann B., Kaszubski M., Fojutowski M., Schwab M. J., Słowinski M., Błaszkiwicz M., Brauer A. Advances in understanding calcite varve formation: new insights from a dual lake monitoring approach in the southern Baltic lowlands. // *Boreas*. – 2021. – Vol. 50. – P. 419–440.
181. Ruchkin M.V., Nosevich E.S., Sheetov M.V. Brill D. Stratigraphy and OSL chronology of the Middle–Upper Pleistocene sedimentary sequence and vegetation history during Late MIS6–MIS5e in the Neva Lowland (St. Petersburg region, Russia). // *J. Quaternary Sci.* – 2024. – 39. – P. 745-764.
182. Rybalko A.E., Subetto D.A., Tokarev M.Ju., Repkina T.Yu., Zaretskaya N.E., Aksenov A.O., Belyaev P.Ju. Fluvio-glacial deposits in large lakes and inland seas of the eastern periphery of the Baltic shield: formation peculiarities, lithological features and place in the palaeogeography of the late pleistocene-holocene in the northwest European part of Russia // *Limnology and Freshwater Biology*. – 2024. no. 4. – P. 630–635
183. Saarse L. Classification of lake basins and lacustrine deposits of Estonia. // *Journal of Paleolimnology*. – 1990. – 3. – P. 1-12.
184. Sabatier P., Moernaut J., Bertrand S., Van Daele M., Kremer K., Chaumillon E., Arnaud F. A. Review of Event Deposits in Lake Sediments. // *Quaternary*. – 2022. – 5. – 34.
185. Sack D. Shoreline and basin configuration techniques in paleolimnology // W. M. Last & J. P. Smol (eds.) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume I: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. – 2001. – P. 48-71
186. Sandejer P., Snowball I. Application of mineral magnetic techniques to paleolimnology in W. M. Last & J. P. Smol (eds.) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Chemical Techniques*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. – 2001.
187. Sapelko T.V., Lapenkov A.E., Guzivaty V.V., Karetnikov S.G., Gazizova T.V., Ignatyeva N.V., Kuznetsov D.D., Rusanov A.G. Features Of Unique Lakes Development On The Kurgalsky Peninsula In The Southeast Baltic Sea Based On

- The Results Of Interdisciplinary Research. // GEOGRAPHY, ENVIRONMENT, SUSTAINABILITY. – 2025. – 18(1). – P. 65-74.
188. Schnurrenberger D., Russell J., Kelts K. Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. // *Journal of Paleolimnology*. – 2003. – 29. – P. 141–154
  189. Shasherina L.V. Karpukhina N., Sergeev K., Kurbanov R., Stefutin S., Ukraintsev V., Karpova J., Panin A. From dead ice to a small lake: formation and evolution of Lake Shnitkino during deglaciation of the Last Scandinavian Ice Sheet and postglacial time (NW Russia) // *Quaternary International*. – 2026a. – V. 766. – 110243.
  190. Shasherina L., Alexandrin M., Zakharov A., Rudinskaya A., Andreev R., Zazovskaya E., Konstantinov E. First Younger Dryas-Early Holocene varve chronology of the Russian Plain. // *The Holocene*. 2026b. In press
  191. Shelekhova, T.S., Lavrova, N.B., Tikhonova, Y.S. et al. Paleogeography and Natural Environment of the Karelian Shore of the White Sea in the Holocene, as Shown by the Study of Lake Sediments from the Keret' River Mouth. *Stratigr. // Geol. Correl.* – 2023. – 31. – P. 339–354
  192. Šeirienė V., Kabailienė M., Kasperovičienė J. et al. Reconstruction of postglacial palaeoenvironmental changes in eastern Lithuania: Evidence from lacustrine sediment data. // *Quaternary International*. – 2009. – Vol. 207. – P. 58–68.
  193. Sohbaty, R., Murray, A., Lindvold, L., Buylaert, J.-P., Jain, M. Optimization of laboratory illumination in optical dating. // *Quat. Geochronol.* – 2017. – 39. – P. 105–111.
  194. Starkel L., Michczyńska D.J., Gębica P., Kiss T., Panin A., Perşoiu I. Climatic fluctuations reflected in the evolution of fluvial systems of Central-Eastern Europe (60–8 ka cal BP)// *Quaternary International*. – 2015. – 388. – P. 97-118.
  195. Stivrins N., Liiv, M., Heinsalu A., Gałka M., Veski S. The final meltdown of dead-ice at the Holocene Thermal Maximum (8500–7400 cal. yr BP) in western Latvia, eastern Baltic. // *The Holocene*. – 2017. – 27(8). – P. 1146-1157.
  196. Subetto D.A., Nazarova L.B., Pestryakova L.A., Syrykh L.S., Andronikov A.V., Biskaborn B., Iekmann B., Kuznetsov D.D., Sapelko T.V., Grekov I.M.

- Paleolimnological Studies in Russian Northern Eurasia: A Review. // *Sibirskii Ekologicheskii Zhurnal*. – 2017. – No. 4. – P. 369–380.
197. Syrykh L., Subetto D., Nazarova, L. Paleolimnological studies on the East European Plain and nearby regions: the PaleoLake Database. // *J Paleolimnol.* – 2021. – 65. – P. 369–375.
198. Tarasov PE, Pushenko VYa, Harrison SP, Saarse L, Andreev AA, Aleshinskaya ZV, Davydova NN, Dorofeyuk NI, Efremov YV, Elina GA, Elovicheva YK, Filimonova LV, Gunova VS, Khomutova VI, Kvavadze EV, Neustrueva IY, Pisareva VV, Sevastyanov DV, Shelekhova TS, Subetto DA, Uspenskaya ON, Zernitskaya VP (1996) Lake Status Record from the Former Soviet Union and Mongolia: Documentation of the Second Version of the Database, NOAA Paleoclimatology Publications Series Report 5, Boulder
199. Tarasov, P.E., Savelieva L.A., Long T., Leipe C. Postglacial vegetation and climate history and traces of early human impact and agriculture in the present-day cool mixed forest zone of European Russia. // *Quaternary International*. – 2019. – 516. P. – 21-41
200. Tarasov P.E, Savelieva L.A, Kobe F., Korotkevich B.S., Long T., Kostromina N.A., Leipe C. Lateglacial and Holocene changes in vegetation and human subsistence around Lake Zhizhitskoye, East European midlatitudes, derived from radiocarbon-dated pollen and archaeological records. // *Quaternary International*. – 2022. – 623. – P. 184–197.
201. Theuerkauf M., Blume T., Brauer A. Dräger, N. Feldens P., Kaiser K., Kappler C., Kästner F., Lorenz S., Schmidt J.-P., Schult M. Holocene lake-level evolution of Lake Tiefer See, NE Germany, caused by climate and land cover changes. // *Boreas*. – 2022. – 51(2). – P. 299-316.
202. Thiel Ch, Buylaert J.-P., Murray A., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S., Frechen M. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. // *Quat. Int.* – 2011. – 234 (1–2). – P. 23–31.
203. Thomas P. J., Murray A. S., Kjær K. H., Funder S., Larsen E. Optically stimulated luminescence (OSL) dating of glacial sediments from Arctic Russia — depositional bleaching and methodological aspects. // *Boreas* 2006. – 35. – P. 587–599

204. Thrasher I. M., Mauz B., Chiverrell R. C., Lang, A. Luminescence dating of glaciofluvial deposits: a review. // *Earth Sci. Rev.* – 2009. – 97. – P. 133–146
205. Tylmann W., Zolitschka B., Enters D., Ohlendorf C. Laminated lake sediments in northeast Poland: distribution, preconditions for formation and potential for paleoenvironmental investigation. // *Journal of Paleolimnology.* – 2013. – № 50(4). – P. 487–503.
206. Tylmann W, Pędziszewska A, Żarczyński M, Latałowa M, Zolitschka B. Lake level fluctuations and varve preservation—the sediment record from Lake Suminko (Poland) reflects European paleoclimatic changes. // *Quat Sci Rev.* – 2024. – 339. – 108854/
207. Tylmann W, Zolitschka B. Annually Laminated Lake Sediments — Recent Progress. // *Quaternary.* – 2020. – 3(1). – 5.
208. Van Wyk de Vries M, Ito E, Shapley M, et al. Semi-automated counting of complex varves through image autocorrelation. // *Quaternary Research.* – 2021. – 104. – P. 89–100.
209. Vlasov B. P. General features of evolution of lakes ecosystems in Byelorussian Lakeland on the basis of study of lakes sediments. // *Limnological Review.* – 2004. – 4. – P. 269-276.
210. Walker M. *Quaternary dating methods/* John Wiley & Sons, 2005, 286 p.
211. Wintle A., Murray A.S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. // *Radiation Measurements.* – 2006. – № 41. – P. 369-391.
212. Wohlfarth, B., Tarasov, P., Bennike, O., Lacourse, T., Subetto, D., Torssander, P., Romanenko, F. Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl' area, West Central Russia. // *J. Paleolimnol.* 2006. – 35. – P. 543-569.
213. Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O., Subetto D., Tarasov P., Demidov I., Filimonova L., Sapelko T. Climatic and environmental changes in north-western Russia between 15000 and 8000 cal yr BP: a review. // *Quat. Sci. Rev.* – 2007. – 26. P. 1871–1883.

214. Wojciechowski A., Late Glacial and Holocene lake-level fluctuations in the Kórniki-Zaniemy.ł lakes area, Great Poland Lowland. // *Quaternary Studies in Poland*. – 1999. – 16. – P. 81-101.
215. Zander P.D., Wienhues G., Grosjean M. Scanning Hyperspectral Imaging for In Situ Biogeochemical Analysis of Lake Sediment Cores: Review of Recent Developments. // *J. Imaging*. – 2022. – № 8. – 58.
216. Żarczyński M, Szmańda J, Tylmann W. Grain-Size Distribution and Structural Characteristics of Varved Sediments from Lake Żabińskie (Northeastern Poland). // *Quaternary*. – 2019. – 2(1). – 8.
217. Zaretskaya, N., Utkina, A., Baranov, D., Panin, A., Trofimova, S., Simakova, A., Kurbanov, R. Limited extension of the MIS 2 proglacial lake in the Severnaya Dvina valley, south-eastern margin of the last Scandinavian Ice Sheet. *Journal of Quaternary Science*. – 2024. – № 39(1). – P. 82-101
218. Zobkov, M., Potakhin, M., Subetto, D., and Tarasov, A. (). Reconstructing lake Onego evolution during and after the late weichselian glaciation with special reference to water volume and area estimations. // *Journal of Paleolimnology*. – 2019. – 62(1). – P. 53–71.
219. Zolitschka B., Francus P., Ojala A.E., Schimmelmann A. Varves in lake sediments—A review. // *Quat. Sci. Rev.* – 2015. – 117. – P. 1–41.
220. Алексеевский Н.И. Западная Двина [Электронный ресурс]. Научно-популярная энциклопедия «Вода России». Дата обращения: 05.02.2020 [https://water-ru.ru/Водные\\_объекты/89/Западная\\_Двина](https://water-ru.ru/Водные_объекты/89/Западная_Двина)
221. Алексеевский Н.И., Жук В.А. Днепр [Электронный ресурс]. Научно-популярная энциклопедия «Вода России». Дата обращения: 05.02.2020 [https://water-ru.ru/Водные\\_объекты/353/Днепр](https://water-ru.ru/Водные_объекты/353/Днепр)
222. Международная стратиграфическая шкала, 2020 [Электронный ресурс]. Дата обращения: 01.05.2021. <https://stratigraphy.org/chart>
223. Разуваев В.Н., Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Клещенко Л.К., Кузнецова, В.Н., Трофименко, Л.Т., Шерстюков, А.Б., Швець, Н.В., Давлетшин, С.Г., Зверева, Г.Н. Научно-прикладной справочник «Климат России». Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2020. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://aisori-m.meteo.ru/climsprn> (дата обращения: 10.04.2025).

224. Энциклопедия Смоленской области / Смол. пром.-экон. колледж; [ред. Г. С. Меркин] // Администрация Смоленской области: офиц. портал органов власти. — Смоленск, 2010–2013. — Ч. 2. websprav.admin-smolensk.ru. Дата обращения: 29 мая 2016. Архивировано 24 февраля 2016 года.
225. Bronk Ramsey, C. OxCal 4.4. 2021: <https://c14.arch.ox.ac.uk/Oxcal/OxCal.html>
226. Hawker L., Neal J.: FABDEM V1-2. 2023.  
<https://doi.org/10.5523/bris.s5hqmjcdj8yo2ibzi9b4ew3sn>
227. SRTM [Электронный ресурс]. Дата обращения: 20.09.19  
<https://earthexplorer.usgs.gov>
228. PaleoLake Database. [Электронный ресурс]. Дата обращения: 03.03.26  
<https://sites.google.com/view/paleolakedatabase/home>

## Приложения

**Приложение 1.** Classification of glacier-fed lakes (modified from Ashley, 1988) (Ashley, 2002):

1. Proximal, ice-contact lakes
  - (a) Subglacial and englacial lakes
  - (b) Supraglacial lakes
    - (1) Active-ice lakes
    - (2) Ice-stagnation kettle lakes
    - (3) Ice-stagnation lake network
  - (c) Ice-marginal lakes
    - (1) Dammed by ice
      1. River-lakes
      2. Semi-permanent lakes
    - (2) Dammed by topography
      1. River-lakes
      2. Semi-permanent lakes
2. Distal lakes

**Приложение 2.** Table 1.2. Paleolimnologically significant lake-forming processes and properties of their sedimentary archives: Glacial and Periglacial lakes (Cohen, 2003 по Hutchinson, 1957).

<b>Basin Closure Mechanism</b>	<b>Temporal Duration<sup>a</sup></b>	<b>Potential Time Resolution<sup>b</sup></b>	<b>Depositional Continuity<sup>c</sup></b>	<b>Spatial Scale<sup>d</sup></b>	<b>Comments</b>
<b>1. Glacial lake basins–ice contact</b>					
Englacial	S?	L	L	V (scales with ice-shed area)	Stratigraphical architecture poorly known
Subglacial	Potentially L under ice sheets	?	?	V (scales with ice-shed area)	Stratigraphical architecture poorly known
Supraglacial	S	H	L	S	Subject to rapid catastrophic draining
Proglacial	S-I	H	V	V (e.g., alpine glacier vs. icesheet dams), S to VL	Subject to rapid catastrophic draining. Maybe very large
<b>2. Glacial rock basins</b>					
Cirque lakes (tarns)	S	H	L	S	
Valley rock basin lakes	S	H	L	S	
Glint lakes	S	H	L	S	
Fjord lakes	S	H	L	S-M	
Piedmont (shield) lakes	S-I	H	L Variable (H in deep lakes)	Potentially L to VL	
<b>3. Glacial deposit dammed basins</b>					
Moraine dammed	S	H	L	S-M	

lakes					
Kettle lakes (ice collapse)	S	H	L	S	
Dammed subglacial ice tunnels	S	L?	L	S	
<b>4. Periglacial basins (thermokarst)</b>	S	I-H	L	S	

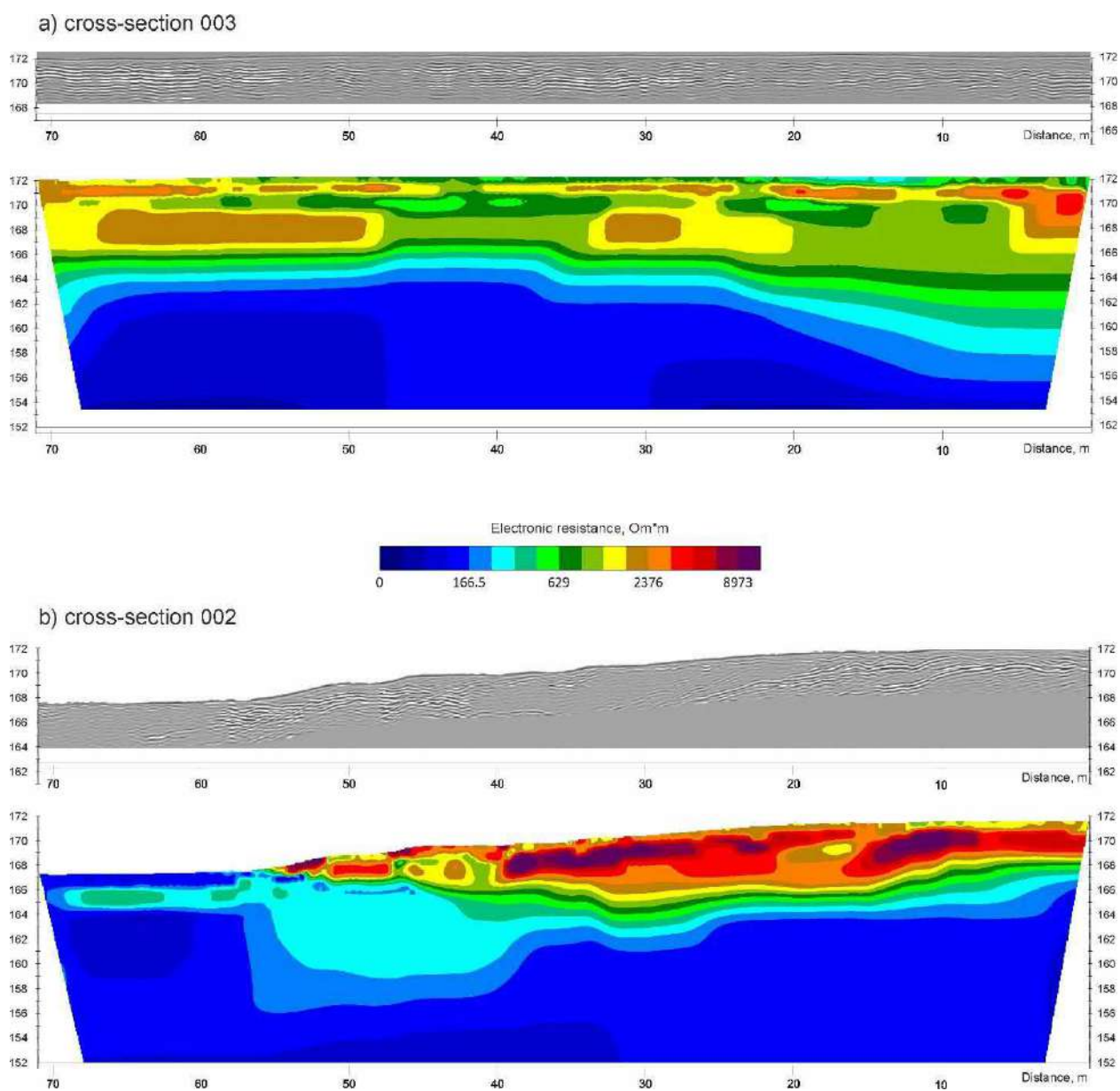
<sup>a</sup>Temporal duration defined as very short (VS) means lakes which typically persist for less than  $10^3$  years, short (S) means lakes which typically persist for less than 104 years, intermediate (I)  $10^4$  to  $10^5$  years, long (L)  $10^5$  to  $10^7$  years, and very long (VL) more than  $10^7$  years.

<sup>b</sup>Potential time resolution. Low (L) resolution lake systems are those whose records are generally resolvable to decades or centuries, whereas high (H) resolution systems are those that can be resolved to the annual scale or better.

<sup>c</sup>Depositional continuity and stratigraphical completeness of record, largely a function of water depth and probability of desiccation.

<sup>d</sup>Spatial scale and areal integration of archive. Small (S) watersheds are defined as being  $< 10^2$  km<sup>2</sup>; medium-sized (M) watersheds are  $10^2$ – $10^4$  km<sup>2</sup> in area, large (L) watersheds are  $10^4$ – $10^5$  km<sup>2</sup>, and very large (VL) watersheds are  $> 10^5$  km<sup>2</sup>: Some lake classes vary considerably in this regard (V).

**Приложение 3.** Геофизические профили электротомографии (цветной градиент) и георадиолокации (черно-белый градиент): а) 003 через среднюю часть террасы и б) 002 через край террасы. Расположение профилей см. на рис. 4.1.4.



**Приложение 4.** Подробная таблица результатов ОСЛ датирования по скважинам 20762, 20765, 20768. (Shasherina et al., 2025). WC

– влажность, Q – кварц, Fk – калиевый полевой шпат.

Лаб. номер	Скважина	Глубина (см)	WC, %	Эквивалентная доза (Гр) и количество аликвот						Мощность дозы по Q (Gy ka <sup>-1</sup> )*	Возраст, тыс. лет			Отношение возрастов		Коэф. засветки* *
				Q		IR50		pIRIR290			Quartz OSL	IR50	pIRIR290	IR50/OSL	IRIR290 / OSL	
20858 4	2076 2	100	15	33.8±5.0	2 6	86.2±8.4	6	137.1±8.4	6	1.74±0.08	19.4±3.0	32.2±3.4	51.2±3.8	1.66±0.3 1	2.63±0.4 5	ib
20858 5	2076 2	250	15	41.5±2.8	2 5	100.8±11.4	1 0	166.7±14.3	9	1.70±0.08	24.4±2.1	38.3±4.6	63.3±6.1	1.57±0.2 3	2.59±0.3 3	ib
20858 6	2076 2	320	15	43.6±2.2	3 7	123.0±5.9	7	235.5±24.7	8	1.95±0.10	22.4±1.6	42.7±2.7	81.7±9.3	1.90±0.1 8	3.65±0.4 9	ib
20858 8	2076 2	450	40	49.7±3.8	1 7	163.5±12.4	8	246.2±22.2	8	2.12±0.08	23.4±2.1	53.4±4.4	80.4±7.9	2.28±0.2 8	3.44±0.4 6	ib
20859 0	2076 5	150	15	13.7±1.4	2 2	27.1±1.7	5	42.8±4	6	1.73±0.08	7.9±0.9	10.2±0.7	16.0±1.7	1.29±0.1 7	2.03±0.3 1	pw
20859 1	2076 5	300	25	36.8±3.2	1 7	175.4±32.3	6	198.4±20.0	6	1.61±0.07	22.8±2.3	68.7±12.9	77.8±8.5	3.01±0.6 4	3.41±0.5 1	ib
20859 3	2076 5	400	25	32.8±3.7	2 0	156.0±20.9	1 0	163.2±12.8	9	1.91±0.08	17.2±2.1	54.8±7.6	57.3±5.1	3.19±0.5 9	3.33±0.5 1	ib
20859 5	2076 5	550	35	56.2±2.9	1 5	172.7±18.1	5	256.9±30.1	6	2.17±0.09	25.9±1.8	55.6±6.2	82.7±10.3	2.15±0.2 8	3.19±0.4 6	ib
20859 7	2076 8	150	15	71.5±7.6	1 6	215.6±42.2	6	273.1±44.2	6	2.83±0.14	25.3±3.0	57.2±11.4	72.5±12.2	2.26±0.5 3	2.87±0.5 9	ib
20859 9	2076 8	430	20	86.5±6.9	1 5	181.1±14.6	8	381.1±38.2	9	1.84±0.08	47.1±4.4	65.3±5.8	137.4±15.0	1.39±0.1 8	2.92±0.4 2	ib



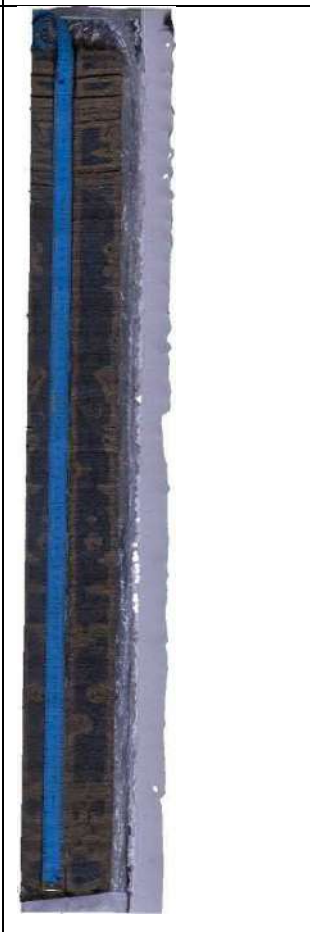

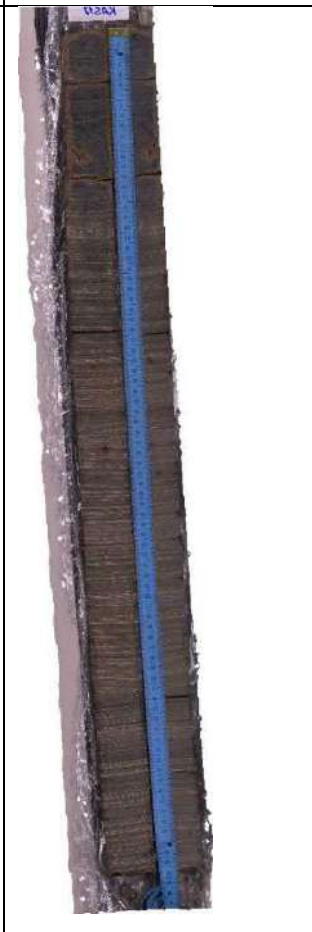

\*Мощность дозы по полевым шпатам рассчитывалась прибавлением 0.93 к мощности дозы по кварцу.

\*\*pw – возможно хорошо засвечен, ib – недостаточно засвечен.

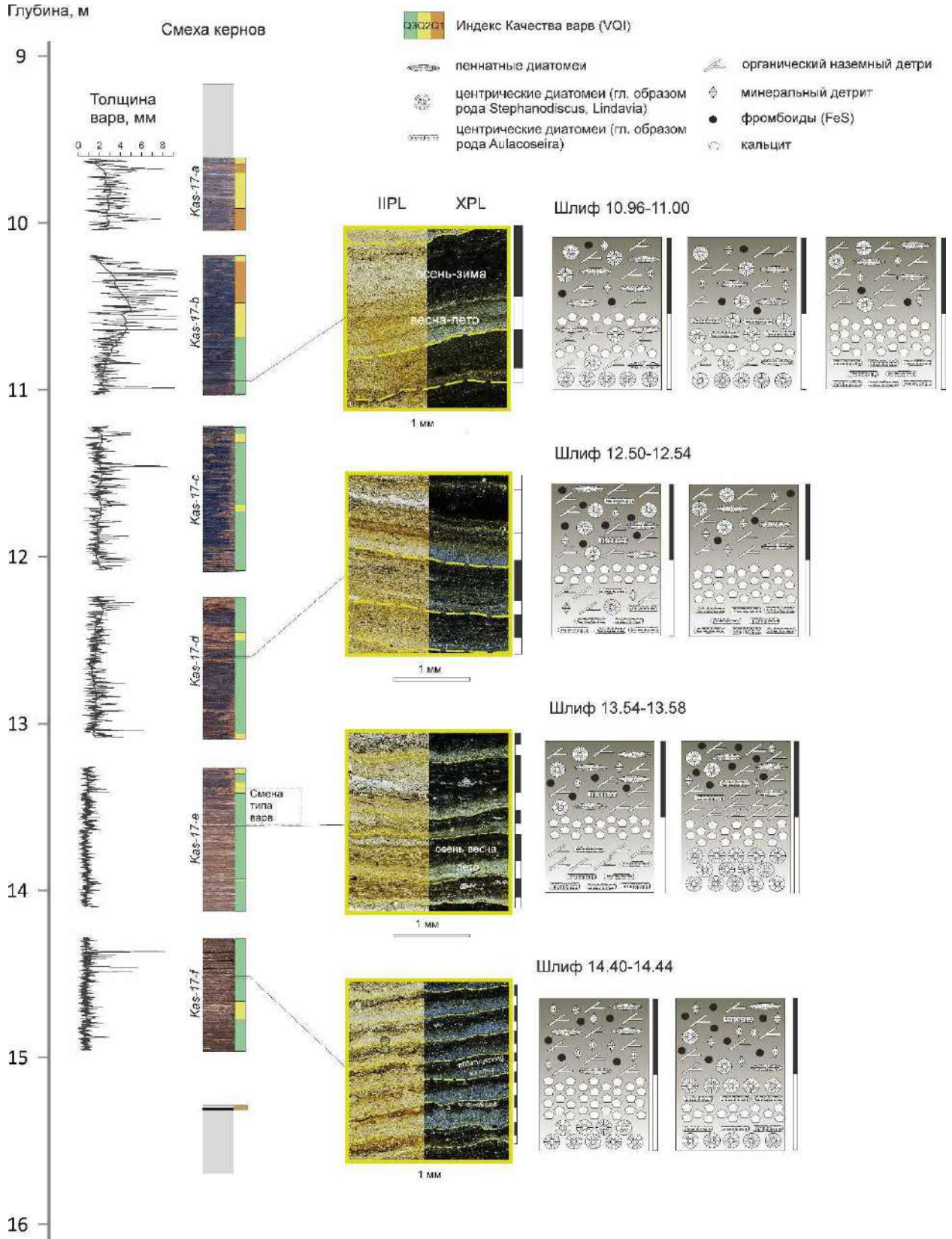
**Приложение 5. Результаты гамма-спектрометрии для ОСЛ датирования**

Lab. Code	<sup>238</sup> U			<sup>226</sup> Ra			<sup>232</sup> Th			<sup>40</sup> K			beta dose rate			gamma dose rate		
	Bq.kg <sup>-1</sup>			Bq.kg <sup>-1</sup>			Bq.kg <sup>-1</sup>			Bq.kg <sup>-1</sup>			Gy.ka <sup>-1</sup>			Gy.ka <sup>-1</sup>		
208584	16	±	4	13.9	±	0.3	16.5	±	0.4	430	±	7	1.34	±	0.02	0.63	±	0.01
208585	10	±	3	12.9	±	0.3	13.4	±	0.3	450	±	8	1.35	±	0.02	0.60	±	0.01
208586	8	±	8	14.4	±	0.6	14.4	±	0.7	537	±	12	1.60	±	0.03	0.69	±	0.02
208588	25	±	2	27.4	±	0.4	29.0	±	0.2	637	±	7	2.08	±	0.03	1.03	±	0.02
208590	13	±	7	13.5	±	0.5	14.2	±	0.6	446	±	10	1.36	±	0.03	0.61	±	0.02
208591	4	±	4	13.5	±	0.7	16.8	±	0.6	462	±	12	1.40	±	0.03	0.65	±	0.02
208593	13	±	2	18.1	±	0.4	19.4	±	0.3	551	±	7	1.70	±	0.02	0.79	±	0.02
208595	23	±	4	24.8	±	0.8	29.3	±	0.6	660	±	12	2.11	±	0.04	1.04	±	0.02
208597	29	±	3	40.5	±	0.6	41.6	±	0.5	575	±	9	2.13	±	0.04	1.22	±	0.04
208599	11	±	2	15.4	±	0.2	13.5	±	0.2	535	±	6	1.60	±	0.02	0.69	±	0.01

**Приложение 6.** Фотографии слоистых кернов скв. Kas-17 из оз. Каспля.

Kas-17-13.1	Kas-17-14.1	Kas-17-15.1	Kas-17-16.1	Kas-17-17.1	Kas-17-18.1
920-1005 см	1020-1102 см	1120-1204 см	1220-1303 см	1320-1402 см	1420-1486 см
					

**Приложение 7.** Изменение толщины, качества и структуры варв из скважины Kas-17 (оз. Каспля). Микроструктура варв проиллюстрирована сканами шлифов в параллельном (ПРЛ) и кросс-поляризованном (ХРЛ) свете, а также схемами (схемы составлены А.И. Рудинской).



**Приложение 8.** Сопоставление строения котловины оз. Купринское со строением Купринской ложбины в районе впадения р.Купринки (Отчет к ГКК-200, Столярова и др., 1964) и в районе пос. Катынь (отчет по проекту РНФ 17-17-01289, личное сообщение А.В. Панина).

