

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
Санкт-Петербургский государственный университет

На правах рукописи

Садоков Дмитрий Олегович

**ИСТОРИЯ ОЗЕРНОГО ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
МОЛОГО-ШЕКСНИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И РАННЕМ
ГОЛОЦЕНЕ**

1.6.14 – геоморфология и палеогеография

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:

к.г.н., Г.Б. Федоров

Санкт-Петербург - 2022

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
1. ИСТОРИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МОЛОГО-ШЕКСНИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ.....	11
1.1 История исследований позднеледниковья и голоцена в Молого-Шекснинской низменности	16
2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ	21
2.1. Бассейн озера Белого.....	23
2.2. Бассейн озера Хотавец	24
2.3. Бассейн озера Погоского.....	25
3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ	27
3.1. Георадиолокационная съемка	27
3.2. Отбор и первичная обработка кернов.....	28
3.3. Рентгенофлуоресцентный анализ и магнитная восприимчивость.....	29
3.4. Общий органический углерод и азот.....	30
3.5. Содержание стабильного изотопа ¹³ C.....	30
3.6. Рентгенофазовый анализ.....	30
3.7. Гранулометрический анализ.....	31
3.8. Оптические исследования.....	31
3.9. Радиоуглеродное датирование и построение возрастной модели	31
3.10. Статистическая обработка результатов	31
3.11. Палинологические исследования.....	32
3.12. Построение карт	32
3.13. Применение геохимического анализа в хроностратиграфии и палеолимнологических реконструкциях	32
4. РЕЗУЛЬТАТЫ.....	34
4.1. Озеро Белое	34
4.2. Озеро Хотавец	39
4.3. Озеро Погоское	46
5. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И УСЛОВИЯ ОЗЕРНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ.....	52
5.1. Северо-запад Молого-Шекснинской низменности (озеро Белое)	52
5.1.1. 14,0 - 12,8 кал.тыс.л.н.	52
5.1.2. 12,8 – 11,7 кал.тыс.л.н.	55
5.1.3. < 11,7 кал.тыс.л.н.	55
5.2. Центральная часть Молого-Шекснинской низменности (озеро Хотавец)	59
5.2.1. 13,5 – 12,9 кал.тыс.л.н.	60
5.2.2. 12,9 – 11,8 кал.тыс.л.н.	61

5.2.3. 11,8 – 6,3 кал.тыс.л.н.	63
5.3. Северо-восток Молого-Шекснинской низменности (озеро Погоское)	67
5.3.1. 13,0 – 9,3 кал.тыс.л.н.	67
5.3.2. < 9,3 кал.тыс.л.н.	70
6. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОЗЕРНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ	73
6.1. Озеро Белое	73
6.2. Озеро Хотавец	75
6.3. Озеро Погоское	76
7. КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ.....	79
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	82
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	84
ПРИЛОЖЕНИЯ	100

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

МШН – Молого-Шекснинская низменность

ГС – гранулометрический состав

ГРС – георадиолокационная съемка

XRF – x-ray fluorescence (рентгенофлуоресцентное сканирование)

PCA – principal component analysis (метод главных компонент)

AMS – accelerator mass-spectrometry (ускорительная масс-спектрометрия)

$\delta^{13}\text{C}$ – показатель нормализации отношения стабильных изотопов $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в донных отложениях к их соотношению в стандарте VPDB

ТОС – total organic carbon (общий органический углерод)

ТИС – total inorganic carbon (общий неорганический углерод)

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Обширная Молого-Шекснинская низменность занимает ключевое положение для реконструкции позднеледниковых и раннеголоценовых событий северо-запада России благодаря своей протяженности (более 200 км с северо-запада на юго-восток и шириной до 80 км) и широкому распространению форм рельефа, характерных для дистальной зоны валдайского оледенения, — заболоченных равнин, реликтовых озер и следов деятельности исчезнувших приледниковых водоемов (Хавин, 1962; Квасов, 1975). Тем не менее до настоящего времени большинство региональных палеогеографических реконструкций основываются на результатах исследований районов, смежных с Молого-Шекснинской низменностью (Хотинский, 1977; Lunkka et al., 2001; Mangerud et al., 2004; Astakhov et al., 2016; Hughes et al., 2016; Величко и др., 2017), многие из которых имеют большое значение для стратиграфического подразделения плейстоцена. Так, на сопредельных с Молого-Шекснинской низменностью территориях события позднеплейстоценового ледниково-межледникового цикла были реконструированы по разрезам и скважинам Вологодской, Белозерской, Вепсовской и Овинищенской возвышенностей, Рыбинско-Ярославского Поволжья, Онежского озера и Заонежья (Сенюшов и др., 1965; Арсланов и др., 1966; Фаустова и др., 1969; Заррина и др., 1973; Вигдорчик и др., 1974; Lunkka et al., 2001; Saarnisto and Saarinen, 2001; Субетто и др., 2003; Svendsen et al., 2004; Сапелко и др., 2006; Сапелко и др., 2016; Hughes et al., 2016). При этом на территории МШН до сих пор не существует точного геохронологического обоснования ключевых палеогеографических событий позднеледникового времени и раннего голоцена (Lunkka et al., 2001; Русаков, 2012), в том числе этапов дренирования приледниковых озер, хотя эти вопросы являются предметом дискуссий в научном сообществе в течение нескольких десятилетий (Москвитин, 1947; Чеботарева, 1962; Ауслендер, 1967; Квасов, 1975; Гей и Малаховский, 1998; Гей, 2000; Анисимов и др., 2016). Многие реконструкции и выводы о палеогидрологии МШН в позднеледниковье для своего времени были очень прогрессивными (Хавин, Николаев, 1961; Ауслендер, 1966; Ауслендер, 1967; Фаустова и др., 1969; Денисенков и др., 1976; Гей, 2000; Савельева, 2007), однако требуют большей верификации с помощью современных физико-химических методов, датирования и единообразного подхода к пространственно-временной корреляции.

Актуальность работы определяется неоднозначностью существующих интерпретаций происхождения рельефа Молого-Шекснинской низменности и оценок пространственно-временной динамики границ приледниковых озёр в позднеледниковье, а также противоречивостью выводов ранее выполненных палеогеографических исследований в Молого-Шекснинской низменности. Сформулированная проблематика в особенности актуальна

для поздне- и послеледниковья, поскольку в этот период эволюция природной среды была обусловлена как последствиями последней ледниковой терминации, так и нарастающими климатическими изменениями при наступлении голоцена. В практическом смысле диссертационная работа представляет собой основу для новых возможностей в развитии гео- и экотуризма в Дарвинском государственном заповеднике, на территории которого расположен один из объектов исследования.

Объектом исследования являются донные отложения озер Вологодской области - Белого (Бабаевский район), Хотавец (Череповецкий район) и Погоского (Белозерский район), расположенные в пределах МШН.

Предметом исследования является динамика геохимических и физических свойств донных отложений как фактор локальных палеогеографических изменений.

Цель работы - реконструкция условий озерного осадконакопления и динамики развития природной среды для северной части Молого-Шекснинской низменности в позднем плейстоцене и голоцене.

Задачи исследования:

- комплексное исследование донных отложений озер Белого, Хотавец и Погоского с применением физико-химических, изотопных, геохронологических и микропалеонтологических методов
- палеогидрологическая, палеоседиментационная и палеоклиматическая интерпретация результатов исследования
- корреляция выделенных стратиграфических подразделений для озер Белого, Хотавец и Погоского между собой и с региональными и глобальными хроностратиграфическими схемами

Научная новизна исследования определяется применением высокоточных геохимических и геохронологических методов впервые для детального изучения позднеледниковой и раннеголоценовой природно-климатической динамики в Молого-Шекснинской низменности. Впервые для целей реконструкции природной среды исследования были полностью синхронизированы и методологически единообразны по трем схожим объектам.

Научная значимость. Озёрные отложения позволяют реконструировать историю развития природной среды непрерывно в течение всего времени своего формирования, отражая характер и темпы изменений климатических факторов, проявляющихся на всей территории озерного бассейна. В этом отношении результаты анализа физико-химических параметров донных отложений трёх озёр из северной части Молого-Шекснинской низменности достоверно воспроизводят направленные и колебательные природно-климатических изменения для всего

региона. Исключительная значимость проведённых исследований заключается в их пионерности для юго-запада Вологодской области, представительности для выбранного района исследований по причине внутренней его геоморфологической гомогенности. Результаты исследований на локальном уровне могут успешно решать важные научные проблемы, связанные с обоснованием выделения позднеледниковых климатостратиграфических подразделений, характеристикой короткопериодных климатических колебаний и реконструкцией перехода к межледниковому климату голоцена.

Защищаемые положения.

1. Эволюция природной среды в позднеледниковье (~14,2 – 11,7 кал.тыс.л.н.) на территории Молого-Шекснинской низменности происходила под действием климатических изменений, ассоциируемых с глобальными колебаниями. На региональном уровне природно-климатическая динамика обуславливалась колебательным режимом водно-ледникового питания и уровня приледниковых водоемов. Озерное осадконакопление характеризовалось изменчивостью режима седиментогенеза в соответствии с реакцией природной среды в периоды потеплений (~14,0 кал.тыс.л.н., ~13,3 – 12,6 кал.тыс.л.н. и с ~11,8 – 11,4 кал.тыс.л.н.) и похолоданий (~13,5 кал.тыс.л.н., ~12,9 – 11,4 кал.тыс.л.н.). Отдельные короткопериодные колебания ~13,2 кал.тыс.л.н., ~13,1 кал.тыс.л.н., ~11,7 – 11,3 кал.тыс.л.н. объясняются изменениями в интенсивности выветривания на водосборе и биогенной аккумуляцией, и также связываются с действием климатических факторов.

2. В начале голоцена в северной части Молого-Шекснинской низменности установились межледниковые климатические условия (~11,8 – 11,4 кал.тыс.л.н.), что сопровождалось повсеместным переходом к органогенному режиму седиментогенеза, снижением аккумуляции аллохтонного минерального материала, развитием окислительных условий в придонной зоне озёр, аутигенным минералообразованием под влиянием биогенного фактора. Ландшафтные перестройки при этом характеризовались снижением активности физического выветривания, водно-ледниковой эрозии, эоловых процессов, болотообразовательными и почвообразовательными процессами, распространением березовых и сосновых лесов в районе исследования, замещавших тундровые и травяные растительные группировки.

3. Молого-Шекснинское палеозеро было подвержено трансгрессионно-регрессионным изменениям уровня, под действием палеоклиматических и палеогидрологических колебаний. В аллерёде (~13,0 – 12,8 кал.тыс.л.н.) происходило снижение уровня (до отметок 96 м н.у.м. в центре Молого-Шекснинской низменности) и фрагментация бассейна на отдельные палеоводоёмы. Во время позднего дриаса (~12,8 – 11,4 кал.тыс.л.н.) был зарегистрирован высокий уровень палеоводоёма. Окончательное дренирование Молого-Шекснинского озера на севере и в центре низменности происходило асинхронно и поэтапно, начиная с ~12,2 – 12,0

кал.тыс.л.н., окончательно завершившись ~11,0 кал.тыс.л.н. на северо-западе низменности и ~10,7 кал.тыс.л.н. в ее центральной части. У северных рубежей и на периферии Молого-Шекснинской низменности сохранялась повышенная гидрологическая активность и высокий уровень в локальных водоемах до ~9,3 кал.тыс.л.н.

Апробация работы и публикации. Основные положения диссертационной работы были доложены и обсуждены на 9 Международных и Всероссийских конференциях: III, IV, V Международных конференциях «Палеолимнология Северной Евразии» (Казань, 2018, Иркутск, 2020, Санкт-Петербург, 2022), V Всероссийской научной конференции (с международным участием) «Динамика экосистем в голоцене» (Москва, 2019), Всероссийской научной конференции с международным участием «Марковские чтения» (Москва, 2020), 19th, 20th International Multidisciplinary Scientific Conference SGEM (Vienne, 2019, 2020), British Society for Geomorphology Conference (London, 2021), II Всероссийской научной конференции «Пути эволюционной географии» (Москва, 2021), XV Всероссийской палинологической конференции «Актуальные проблемы современной палинологии» (Москва, 2022).

Основное содержание и научные положения по диссертации изложены в 13 статьях и тезисах докладов, в том числе 3 статьи (под первым авторством) опубликовано в рецензируемых научных журналах, входящих в перечень Scopus, и 2 из них – входящих в перечень ВАК.

Объем и структура работы. Диссертация объемом 119 страниц состоит из введения, обзора литературы (главы 1, 2), методов исследования (глава 3), результатов исследования и их обсуждения (главы 4, 5), выводов и их значения (главы 6, 7), заключения, списка литературы и приложений. Работа содержит 25 рисунков, 9 таблиц и 19 приложений. Список литературы содержит 173 источников, из которых 84 на иностранных языках.

Личный вклад автора. Диссертационная работа является самостоятельно выполненным научным исследованием. Автор самостоятельно планировал и руководил экспедиционными работами по георадиолокационной съемке, бурению озерных отложений в Молого-Шекснинской низменности в 2018 году, а также проводил дополнительные полевые исследования в центральной части Молого-Шекснинской низменности в течение 2019-2021 гг. Автор самостоятельно выполнил рентгенофлуоресцентное сканирование 15 кернов озерных отложений и рентгенофлуоресцентного анализа 189 образцов, измерение магнитной восприимчивости по 15 кернам, подготовку 576 образцов для измерения количества органических соединений, 86 образцов – для измерения содержания изотопа ¹³C, 128 образцов – для определения гранулометрического состава, мезоморфологического анализа, рентгенофазового анализа. Автором лично проведена статистическая обработка данных и выполнена интерпретация всех результатов.

Диссертация была подготовлена в рамках реализации проекта РФФИ «Палеоклиматические события и эволюция природной среды северной части Молого-Шекснинской низменности позднего ледниковья до наших дней по результатам изучения озерных отложений» (проект № 19-35-90026), грантовой стипендиальной программы «Дмитрий Менделеев» между Санкт-Петербургским государственным университетом и Университетом Кёльна (Германия), поддержанной DAAD (тема исследования «Палеоэкологические реконструкции для последней терминации и голоцена на основе озёрных отложений Молого-Шекснинской низменности»), программы DAAD «Восточное партнерство» между Санкт-Петербургским государственным университетом и Университетом Гамбурга (Германия) по теме изучения содержания изотопа ^{13}C в озерных отложениях, образовательных проектов по выполнению физико-химических исследований озерных отложений в Ресурсных центрах «Рентгенодифракционные методы исследования», «Геомодель», «Инновационные технологии композитных наноматериалов», «Микроскопия и микроанализ» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета, программ НИР в Дарвинском государственном природном биосферном заповеднике «Палеогеография северо-западной части Молого-Шекснинской низменности» (2018), «Динамика природно-территориальных комплексов Дарвинского заповедника» (2019), «Эволюция и динамика природных комплексов Дарвинского заповедника» (2022) (№ 122061700062-1) и в рамках государственного задания ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН по теме № 0154-2019-0001.

Благодарности. Автор выражает искреннюю признательность научному руководителю к.г.н. Г.Б. Федорову за методическую помощь и ценные советы на всем протяжении работы и к.г.н. М.А. Анисимову и к.б.н. А.В. Кузнецову за идеологическую поддержку и помощь в определении первоначальной траектории исследований. За полноценное погружение в совместные полевые работы автор выражает благодарность к.ф.-м.н. Н.Ю. Боброву, а также за выполнение палинологического анализа к.г.н. Т.В. Сапелко. Искренняя благодарность выражается проф. М. Меллесу и Н. Мантке за обучение методу рентгенофлуоресцентного сканирования озерных отложений, проф. К. Кноблауху за обучение методу определения содержания изотопа ^{13}C в озерных отложениях, Л.А. Алексеевой и к.г.-м.н. Н.В. Платоновой за помощь в выполнении и интерпретации рентгенодифракционных исследований, П.Д. Колоницкому за разъяснения и выполнение гранулометрического анализа, к.г.-м.н. С.Ю. Янсон за обучение мезоморфологическому анализу, к.г.-м.н. Кукса Екатерине Александровне за исчерпывающие консультации и советы по интерпретации геохимических признаков генезиса озерных отложений. За незаменимую поддержку и техническую помощь при выполнении полевых работ и подготовки материала благодарность выражается к.б.н. М.В. Бабушкину, Г.

Сейну, Д.А. Вальцеву, В.В. Дигаловой, О.В. Садокову, Т.Н. Садовой, Д.С. Рябкову, А.В. Терехову, Е.В. Мошникову.

1. ИСТОРИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МОЛОГО-ШЕКСНИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Ранние исследования Молого-Шекснинской низменности (МШН) имели в основном общегеографический и ландшафтно-описательный характер (План генерального..., 1796; Топографический межевой..., 1857; Карта Тверской..., 1879; Почвенная карта..., 1908), и лишь некоторые из них охватывали поисковые вопросы, вопросы геологии, стратиграфии или тектоники (Дитмар, 1873; Докучаев, 1878, Никитин, 1884; Чернышев, Погребов, 1912). Дореволюционные работы для данной диссертации имеют в основном исторический интерес, хотя их в то же время можно и следует отнести к важному этапу формирования исходных представлений о происхождении Молого-Шекснинской низменности, её географического и геологического строения в южной и центральной частях. С точки зрения эволюции представлений о происхождении МШН, работа В.В. Докучаева (1878) представляет важную отправную точку, где автор впервые описал Молого-Шекснинскую низменность как дно бывшего озера.

Довоенные годы советского времени ознаменовались большим количеством подробных исследований геологии МШН и прилегающих районов моренного рельефа (Рябинин, 1933; Спижарский, 1935; Даньшин, 1940). Особый вклад в исследование геологии центральной части МШН оказал А.И. Яунпутнинь, составив первую сводную характеристику генетических типов отложений в бассейне р. Шексны, и сделал попытку корреляции этих осадков с соседними районами (Яунпутнинь, 1934).

Исследования истории рельефа и осадконакопления МШН в позднем плейстоцене получили в особенности активное развитие после Великой Отечественной войны, тематически разделившись на несколько направлений, взаимно дополняющих друг друга. Первый блок работ посвящался вопросам ледниковой аккумуляции, границам оледенения в МШН и на прилегающих территориях и динамики дегляциации. Стратиграфическое разделение ледниковых отложений валдайской эпохи в пределах МШН представляло большую проблему из-за отсутствия в рельефе МШН конечно-моренных образований финальной фазы оледенения (во время последнего ледникового максимума), недостаточной репрезентативности межморенных озерных осадков, ограничивающей использование методов радиометрического датирования.

Положение границы оледенения в поздневалдайское время многократно обсуждалось разными авторами в XX веке. Первый обзор версий границы валдайского оледенения на Русской равнине, и в частности в Молого-Шекснинской низменности, был сделан А.М. Архангельским (1956). Позднее Ю.А. Савинов (1960) воспроизвел схему с одиннадцатью

обсуждаемыми вариантами проведения границы верхнеплейстоценового оледенения в Вологодской области, однако в его работе Молого-Шекснинской низменности практически не было уделено внимания.

Более подробный анализ представлений о пределах распространения верхнеплейстоценового (вюрмского, валдайского, неоплейстоценового, калининского, осташковского) оледенения на северо-западе Европейской части СССР, охватывающий Молого-Шекснинскую низменность, был сделан в известной работе Н.С. Чеботаревой (1962), где она отобразила восемь вариантов проведения границы, в соответствии с работами Г.Ф. Мирчинка (1930), К.К. Маркова (1940), Н.Н. Соколова (1946), А.И. Москвитина (1947) и С.А. Яковлева (1956). Собственную версию положения границы оледенения в МШН в силу вышеуказанных сложностей ее установления Н.С. Чеботарева проводит условно и с высокой долей неопределенности: «Отсюда граница идёт в северо-восточном направлении <...>, приходит к Вышнему Волочку, <...>, к Пестову и теряется в Молого-Шекснинской озерной равнине» (Чеботарева, 1962).

Особенности рельефа и отложения, сформировавшиеся в МШН под действием ледниковой аккумуляции, в подробностях были охарактеризованы в ходе геолого-съёмочных работ 1950-1970-х гг. Северо-Западного Геологического Управления и Геологического Управления Центральных районов, и использованы для аргументации границ оледенений. Большинство авторов отчетов о работе партий отмечают по признакам ледникового морфогенеза, что Молого-Шекснинская низменность почти полностью покрывалась льдами ладожского и онежского потоков в бологовскую стадию, и частично - в едровскую стадию (Хавин, Николаев, 1961; Ауслендер и др., 1964; Сенюшов и др., 1965; Симонова и др., 1970). Вепсовские льды практически не достигали Молого-Шекснинской низменности, незначительно проникнув в крайнюю периферию Молого-Судской низины, и сформировав характерный конечно-моренный рельеф на отдельных участках (Мокриенко и др., 1976).

Достаточно обширный обзор подходов к проведению границ верхнеплейстоценовых оледенений (стадий) был выполнен В.П. Геём и Д.Б. Малаховским (1998), которые в своей работе рассмотрели более 30 версий положения границы оледенения, разработанных ранее. Различия оценок возраста максимального ледникового надвига составляют от 20 тыс. л. н. до 50 тыс. л. н. или более; пространственного положения - на 250-300 км, от севера Молого-Шекснинской низменности (участок между Тихвинской и Андогской возвышенностями) до Верхней Волги (Rusakov, Korkka, 2004).

Накопленный разными авторами материал о границах оледенения обеспечил достаточную доказательную базу для того, чтобы уже к 1960-м годам сформировались две точки зрения на количество и возраст верхнеплейстоценовых оледенений на северо-западе СССР. Первая

группа авторов (А.И. Москвитин, С.А. Яковлев, З.М. Мокриенко) отстаивали правомерность выделения нескольких самостоятельных оледенений в позднем плейстоцене. Здесь важно отметить регулярно повторяющуюся в работах этих исследователей ошибочность стратиграфической привязки отдельных фаз верхнеплейстоценового оледенения из-за невозможности оценок их возраста абсолютными методами датирования. Так, бологовская и едровская стадии во многих работах приписывалась ранневалдайскому времени, вепсовская – средневалдайскому (Вигдорчик и др., 1962; Мокриенко и др., 1976). При всем этом, несмотря на обнаруживаемые геохронологические несоответствия, авторами многочисленных исследований середины XX века была выстроена корректная и подробная стратиграфическая последовательность ледниковых и связанных с ними озерно-ледниковых, озерных и озерно-аллювиальных осадочных комплексов.

Этой точке зрения противопоставлялась позиция Г.Ф. Мирчинка, К.К. Маркова, Н.Н. Соколова, Г.Ф. Симоновой, В.Г. Ауслендера, Е.И. Хавина и других исследователей, которые считали, что в верхнем плейстоцене было только одно оледенение, в течение которого выделялись несколько стадий. Стратиграфически этот подход нашел подтверждение в отнесении времени образования гиттий и озерных глин, вскрытых в районе г. Рыбинска, к микулинскому межледниковью (Хавин, 1962; Чеботарева, Серебряный, 1963; Ауслендер, 1966а), тогда как первоначально А.И. Москвитиным (1947) было предложено их соответствие средневалдайскому мегаинтерстадиалу под местным названием «молого-шекснинского» межледниковья (Geu et al., 2004). Это позволило отнести морену, подстилающую их на всем протяжении МШН, к московскому оледенению (Арсланов и др., 1970; Svendsen et al., 2004), а все перестилающие ледниковые отложения (едровской и вепсовской стадий) были впоследствии отнесены к позднему валдаю (Величко, 1991). На безледность раннего и среднего валдая на северо-западе России, а значит и на отсутствие следов соответствующих оледенений в Молого-Шекснинской низменности, указывали в разное время Л.Н. Вознячук (1973), Н.С. Чеботарева и И.А. Макарычева (1974) и А.А. Величко (Развитие ландшафтов..., 1993), а в исследованиях последних лет эта точка зрения получила наиболее убедительную аргументацию (Astakhov et al., 2016; Hughes et al., 2016; Маккавеев и др., 2020).

С началом использования радиометрических методов абсолютного датирования во второй половине XX века, граница валдайского оледенения получила надежное геохронологическое обоснование на многих участках зоны краевых ледниковых образований. В непосредственной близости от Молого-Шекснинской низменности реконструкции положения края ледника во время последнего ледникового максимума и последовавшей дегляциации были выполнены (Hughes et al., 2016) для Белозерско-Кирилловской возвышенности (Lunkka et al., 2001; Svendsen et al., 2004), Онежского озера и Заонежья (Wohlfarth et al., 1999; Saarnisto, Saarinen, 2001),

Рыбинско-Ярославского Поволжья (Вигдорчик и др., 1974), Вологодской возвышенности (Arslanov, 1975).

Как указывалось выше, установление однозначного положения границы валдайского оледенения в пределах Молого-Шекснинской низменности вызывает затруднения вплоть до настоящего времени (Kalm, 2012; Stroeve et al., 2015; Hughes et al., 2016; Маккавеев и др., 2020), хотя большинство новейших исследований сходятся во мнении о возрасте максимального распространения юго-восточного фронта Скандинавского ледникового щита около 19,0 тыс.л.н. (Hughes et al., 2016; Gorlach et al., 2017). Оценки темпов отступления ледника из МШН различаются на первые сотни километров для одних и тех же временных срезов: по версии И.Н. Демидова (2006), Zobkov et al. (2019) и Saarnisto, Saarinen (2001), современное Онежское озеро было полностью заполнено льдами 14,5 тыс.л.н., тогда как Kalm (2012) проводит границу ледника через середину котловины Онежского озера 14,6 тыс.л.н.

Отдельные исследования позднеплейстоценового ледникового и водно-ледникового морфогенеза, сосредоточенные на территории Молого-Шекснинской низменности, закономерно охватывали не только аргументацию положения границы валдайского оледенения, но и связанную с ним проблематику пространственно-временной динамики приледниковых водоёмов, заполнявших МШН (Спиридонов, Спиридонова, 1947; Хавин, Николаев, 1961; Хавин, 1962; Ауслендер, 1966б; Ауслендер, 1967; Фаустова и др., 1969; Гей, 2000). Вопросы конфигурации приледникового Молого-Шекснинского озера составляют второе основное направление палеогеографических исследований МШН, получившее развитие во второй половине XX века и в XXI веке.

Первые представления об озерной природе отложений Молого-Шекснинской низменности были изложены в работе В.В. Докучаева (1878), однако наибольшее внимание эта тема получила в исследованиях А.И. Москвитина (1947), А.И. Спиридонова и Н.А. Спиридоновой (1951), А.М. Архангельского (1960), Е.И. Хавина (1962) и В.Г. Ауслендера (1967), подробно описавших конфигурацию древнеозерных террас в МШН и установивших наличие в разрезе северной части МШН двух горизонтов морены, перестилающихся озёрными глинистыми и озерно-аллювиальными песчаными осадками. В своей фундаментальной монографии Д.Д. Квасов (1975) охарактеризовал террасовые уровни Молого-Шекснинского озера, его сток и положение в системе ближайших приледниковых озёр с учетом современного рельефа, известной стратиграфии отложений МШН и имеющихся представлений о границе валдайского оледенения. В.П. Гей в своей работе по истории развития крупных озёр Вологодской области (2000) приводит новые геологические и стратиграфические материалы, оспаривая выводы Д.Д. Квасова о преобладании северного стока Молого-Шекснинского, Костромского и Сухонского приледниковых озёр в течение микулинского межледниковья и

поздневалдайского времени. Обновлённая реконструкция границ приледниковых озёр Вологодской и Архангельской областей по их террасовым уровням на основе ГИС-технологий, картографических материалов и литературных источников (Квасов, 1975) была выполнена Н.В. Анисимовым с соавторами (2016). При детальной реконструкции динамики позднеплейстоценовой сети приледниковых озёр Валдайской, Вепсовской, Тихвинской возвышенностей и Онежского бассейна (к западу от Молого-Шекснинской низменности) с использованием моделирования на основе цифровых моделей рельефа и пространственного анализа было предположено отсутствие крупных приледниковых бассейнов в указанных районах по прошествии последнего ледникового максимума (17-16 тыс.л.н.), при этом допускалась возможность существования малых водоемов на уровнях 155-223 м н.у.м. (Gorlach et al., 2017). Моделирование также позволило выделить сравнительно небольшое пра-Онежское приледниковое озеро, существовавшее 14,5-12,3 тыс.л.н. между краем ледника и Вепсовской возвышенностью, ограничивающей МШН с севера (Zobkov et al., 2019). В более ранних работах (Мокриенко и др., 1976) высказывалось предположение, что Молого-Шекснинское озеро могло иметь непосредственный контакт с андогским и ковжинским языками онежского ледникового потока в вепсовское время (17-18 тыс.л.н., по Astakhov et al., 2016).

Реконструкции этапов дренирования Молого-Шекснинского палеозера в работах советского времени и 1990-х гг. выполнялись на основе геоморфологических и литологических признаков, а геохронологическая привязка – путем корреляции разрезов, изученных спорово-пыльцевым методом (Хавин, 1962; Ауслендер и др., 1964; Ауслендер, 1966а; Ауслендер, 1966б; Гей, 2000; Geu et al., 2001). Подходы разных исследователей к выделению террас в Молого-Шекснинской низменности различаются (таблица 1), что также обуславливает разность представлений и оценок возраста их образования. Тем не менее, среди авторов многих работ распространено мнение о возникновении каскад террас с 152 до 96 м н.у.м. в поздневалдайское или позднеледниковое время (Хавин, 1962; Квасов, 1975; Мокриенко и др., 1976; Гей, 2000). Подробнее детализировать хронологию их образования затруднительно из-за высокого уровня заболоченности центра и севера МШН и отсутствия на большом их протяжении характерных абразионных уступов, маркирующих древние береговые линии, что может быть связано с активным сокращением акватории, когда террасы не успевали формироваться (Мокриенко и др., 1976). Несколько вариантов стратиграфической приуроченности террас МШН к различным этапам позднеледниковья, во многом согласующиеся между собой, предлагались в работах Хавин, 1962, Ауслендер и др., 1964, Сенюшов и др., 1965, Ауслендер, 1967 и Гей, 2000, однако, окончательной схемы последовательности спуска Молого-Шекснинского озера до сих пор не было разработано в силу отсутствия надежного геохронологического обоснования.

Таблица 1 – Уровни озер, зафиксированные террасами, по данным различных исследователей.

	Террасы Молого-Шекснинского озера, м н.у.м.					
	6	5	4	3	2	1
Е.И. Сомов, 1939	-	-	-	-	100-105	98-100
А.И. Москвитин, 1947	-	128-132	117-120	107-110	100-105	-
А.И. Спиридонов, Н.А. Спиридонова, 1951	-	-	114-118	-	103-106	-
А.М. Архангельский, 1960	-	-	117-122	110-114	100-107	-
Е.И. Хавин, 1962	145-152	130-133	120-125	110-112	103-107	96-100
В.Г. Ауслендер, 1966б	140-152	130-138	120-127	110-116	103-107	-
Д.Д. Квасов, 1975	140-145	125-135	120	110	105	-
Г.Ф. Симонова, 1986	145	127, 132	118, 122	112	108	106
В.П. Гей, 2000	-	130	117, 125	112	110	105, 108

Ландшафтная приуроченность террасовых поверхностей, выраженность абразионных уступов и рисунок гидрографической сети во много обусловлены неотектоническими причинами, исследованиям которых посвящена недавняя работа Зыкова и др. (2021).

1.1 История исследований позднеледникового и голоцена в Молого-Шекснинской низменности

Помимо аллювиальных отложений, история рельефа и палеоклиматическая летопись позднеледникового периода и голоцена наглядно запечатлены в осадках реликтовых озер и торфяников Молого-Шекснинской низменности, многие из которых образовались в аллереде или в начале голоцена (Ауслендер, 1966б). История реконструирования позднеледниковой истории природной среды, климата и геоморфологических процессов практически полностью основывается на палинологических исследованиях биогенных разрезов Молого-Шекснинской низменности и соседних районов, выполняющихся с середины XX столетия.

Торфяники и болотные реликтовые озера в изобилии развиты в центральной и северной частях МШН. В ходе геолого-съёмочных работ второй половины XX века было изучено значительное количество озерно-болотных разрезов северной половины Молого-Шекснинской низменности (рисунок 1, таблица 2). Так, максимальная мощность болот оценивается в 7,4 метра в центральной части МШН (Ауслендер и др., 1964) и до 14 м в северной части МШН (Мокриенко и др., 1976). Болота Дарвинского заповедника не изучались геологическими партиями, однако, базовые характеристики некоторых охраняемых торфяников Молого-Шекснинского междуречья – погребенный рельеф, мощность, стратиграфия и типология

залежи – были на отдельных участках определены А.М. Леонтьевым (1956), Н.В. Кордэ (1968), В.П. Денисенковым (1969) и Денисенковым с соавторами (1976).

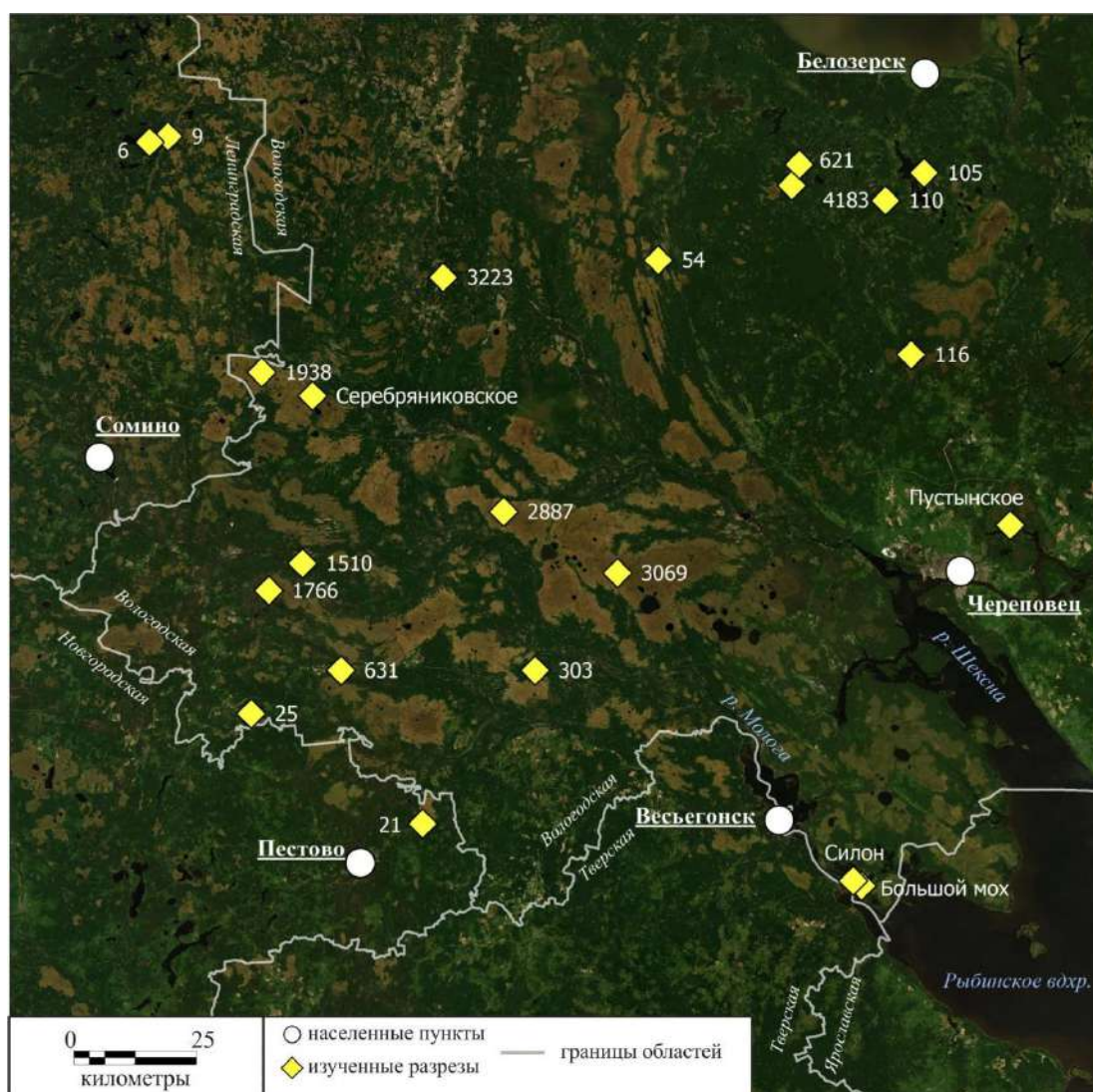


Рисунок 1 – Схема расположения позднеледниковых разрезов, описанных в литературе (преимущественно озерно-болотных), в Молого-Шекснинской низменности и соседних районах. Расшифровка числовых наименований приведена в таблице 2.

Как указывалось ранее, многие авторы сходятся во мнении о раннеголоценовом (пребореальном и бореальном) возрасте большинства крупных торфяников МШН (Мокриенко и др., 1976), тогда как заболачивание малых локальных котловин и краевых зон крупных депрессий в центральной части МШН начиналось в разное время в течение голоцена – с пребореального до субатлантического периода (Кордэ, 1968; Денисенков и др., 1976; Садоков и др., 2021а). Малые болотные озера Молого-Шекснинской низменности преимущественно отсчитывают свою летопись с аллерёда, отложения которого представлены гумусированными песками и супесями, подстилающими органогенные илы (Ауслендер и др., 1964; Мокриенко и др., 1976). Отложения позднеледникового периода в отложениях озёр Вологодской области запечатлевают колебания уровня крупных приледниковых озёр (Кубено-Сухонского, пра-

Белого, Воже-Лаченского, Молого-Шекснинского) на фоне общей направленной регрессии (Квасов, 1975). Выделение коротких климатических осцилляций в рамках потеплений бёллинга и аллерёда и похолоданий среднего и позднего дриаса на основе палинологических исследований озерных и болотных отложений приводится для ряда крупных озёр и водораздельных торфяников севера и центра Молого-Шекснинской низменности, и подтверждает представления о гетерогенности структуры и мозаичности размещения растительных зон с совместным произрастанием разных по экологии видов в течение позднеледниковья (Ауслендер и др., 1964; Мокриенко и др., 1976). В последние годы были получены новые данные о широком залегании в центральной части МШН погребенных торфянистых слоев, возраст которых, установленный с помощью радиоуглеродного датирования и спорово-пыльцевого анализа, соответствует (~13,0 кал.тыс.л.н.) (Садоков и др., 2020).

Таблица 2 – Информация о точках наблюдения (скважинах) в Молого-Шекснинской низменности, вскрывающих позднеледниковые отложения, описанных в ранних работах. DR1 – поздний дриас, AL – аллерёд, DR2 – средний дриас, LW – поздний валдай, AT – атлантический период, BO – бореальный период, PB – пребореальный период.

№ на карте (рисунок 2)	Название местоположения	Координаты (с.ш., в.д.), °	Подошва вскрытых отложений, период	Ссылка
621	р. Похта	59.83, 37.32	DR1	Мокриенко и др., 1976
631	р. Кобожа	58.95, 35.73	DR1	
116	р. Смерьга	59.52, 37.74	DR1	
54	д. Ивановское	59.69, 36.84	DR1	
9	д. Сидорово	59.91, 35.10	AL	
6	болото у оз. Мостозеро	59.90, 35.04	DR2	
105	оз. Моткозеро, восточный берег	59.85, 37.79	DR3	
110	р. Чермжа	59.80, 37.65	LW	
25	оз. Черное, южный берег	58.87, 35.40	AT	
1938	болото Ульяновская гладь	59.49, 35.44	BO	
4183	болото у оз. Урозера	59.87, 37.35	BO	
3223	болото у дер. Сорка	59.66, 36.08	BO	Мокриенко и др., 1976;
1766	болото Дедово	59.09, 35.46	AL	

	Поле			Плешивцева, 2002
3069	центр Уломских болот	59.13, 36.70	AL	Ауслендер и др., 1964
303	болото Орельское	58.95, 36.41	AL	
2887	болото Дубровское	59.24, 36.30	BO	
21	дер. Елкино	58.67, 36.01	AL	
Пустыньское	болото Пустыньское	59.21, 38.09	PB	Сенюшов и др., 1965
Большой мох	болото Большой Мох	58.55, 37.57	PB	Кордэ, 1968; Денисенков, 1969
Серебряни-ковское	болото Серебряниковское	59.45, 35.62	PB	Савельева, 2007

Наступление межледниковых условий голоцена в разрезах донных осадков озер и торфяников Молого-Шекснинской низменности повсеместно прослеживается по характерной экспансии елово-березовых и сосново-березовых лесов (пребореальный период), после преобладания ксерофитной растительности и редколесий в позднем дриасе (Мокриенко и др., 1976; Плешивцева, 2002). Наступление голоцена в биогенных палеоархивах Молого-Шекснинской низменности также обосновывается переходом от минерагенного к органогенному типу осадконакопления, считающемуся характерным признаком палеоклиматически обусловленных седиментологических изменений (Савельева, Малаховский, 2004). Единичные имеющиеся радиоуглеродные датировки подошвы органогенных отложений в озерно-болотных разрезах Молого-Шекснинской низменности и прилегающих районов (Восточное Прионежье, Присухонская низина), подкрепленные палинологическими исследованиями, имеют возраст $\sim 10,3 - 10,0$ ^{14}C тыс.л.н. (Гей и др., 2000; Сапелко и др., 2006; Савельева, 2007), что указывает на асинхронность палеоэкологических изменений в МШН на рубеже плейстоцена и голоцена, обусловленную, по всей вероятности, локальными условиями развития отдельных озёр и общим гидроклиматическим воздействием Молого-Шекснинского палеоводоёма (Кордэ, 1968). Для примыкающего к Молого-Шекснинской и Белозерской низменностям с севера района Восточного Прионежья переход межледниковым условиям с помощью радиоуглеродного датирования был установлен $\sim 11,0$ календ.тыс.л.н. (Сапелко и др., 2006).

Основные климатостратиграфические подразделения голоцена (с пребореального до субатлантического периода) были выделены многими исследователями в озерно-болотных отложениях Молого-Шекснинской низменности, и их границы и интерпретация хорошо коррелируют между собой (Хавин, 1962; Плешивцева, 2002; Савельева, 2007). Заслуживает

внимания тот факт, что наступление бореального периода в центральной и южной частях МШН регистрируется в том числе по появлению пыльцы широколиственных пород (Хавин, 1962; Ауслендер и др., 1964; Сенюшов и др., 1965; Плешивцева, 2002; Савельева, 2007), тогда как в разрезах северной части МШН палинологические спектры бореальных слоев характеризовались только березово-сосновыми и сосново-еловыми группировками (Мокриенко и др., 1976). Отдельные выводы о палеогидрологической и палеоклиматической обстановке среднего голоцена в разных частях МШН реконструируют регрессивные циклы сопредельных озерных систем и развитие сплошного заболачивания в атлантическом периоде, и трансгрессию с наступлением суббореала в условиях некоторого похолодания (Ауслендер и др., 1964; Мокриенко и др., 1976), в то время как Н.В. Кордэ (1968) напротив, указывает на потепление климата в суббореале и осушение болот центра МШН. «Верхний максимум ели» в пыльцевых спектрах озерно-болотных осадков МШН используется палинологами геолого-съемочных партий (Ауслендер и др., 1964; Сенюшов и др., 1965) для выделения субатлантического периода, в котором, согласно интерпретациям авторов, завершился окончательный переход торфяников в верховую стадию. В работе Денисенков и др. (1976) оспаривается эта точка зрения, и указывается на быстрый переход болот в олиготрофную стадию из-за бедности минерального состава подстилающих отложений.

2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Молого-Шекснинская низменность располагается в пределах северо-западного крыла Московской синеклизы северной части Восточно-Европейской платформы (Семенов, 2007). Дочетвертичные породы представлены каменноугольными, пермскими и триасовыми отложениями мощностью до 250 м (мергелистые глины, кварцевые слюдистые пески, песчаники и известняки) (Хавин, Николаев, 1961; Мокриенко и др., 1976).

Четвертичные отложения в северной части Молого-Шекснинской низменности представлены сложным комплексом ледниковых, флювиогляциальных, озерно-ледниковых, озерных, аллювиальных и болотных образований. Мощность четвертичного покрова в центральной части низменности колеблется от 0,5 до 30 м (Мокриенко и др., 1976).

Молого-Шекснинская низменности охватывает обширную территорию более 200 км с северо-запада на юго-восток, шириной до 80 км (рисунок 2). Борта низменности в её южной и центральной частях хорошо выражены как в дочетвертичном, так и в современном рельефе, тогда как на севере её границы расплывчаты и не могут быть определены однозначно по абразионным уступам. С севера Молого-Судская низина, являющаяся северо-западным склоном Молого-Шекснинской низменности, ограничивается соответственно Вепсовской возвышенностью, Андогской и Белозерско-Кирилловскими грядами ледникового происхождения.

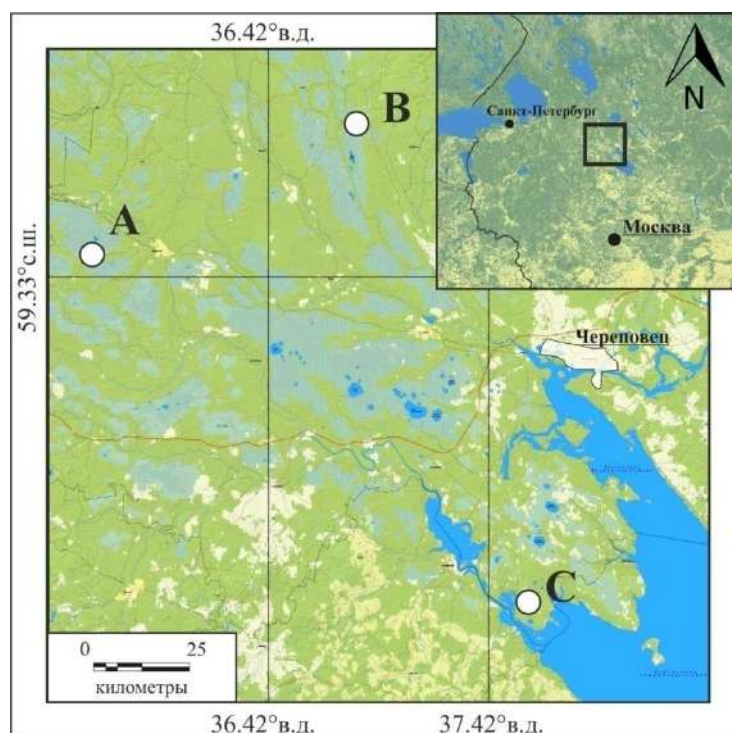


Рисунок 2 – Картограмма Молого-Шекснинской низменности. А – озеро Белое, В – озеро Погоское, С – озеро Хотавец

Молого-Шекснинская низменность расположена в зоне умеренно-континентального климата, с умеренно-холодной зимой и неустойчивым режимом погоды. Преимущественное влияние на формирование климата оказывают атлантические, и в меньшей степени арктические воздушные массы (Шевелев, Полякова, 2007).

Влияние Рыбинского водохранилища и обширных водно-болотных угодий на климат Молого-Шекснинской низменности сказывается в перманентном повышении влажности воздуха и образовании местных ветров-бризов. Западная часть Вологодской области в значительной мере подвержена действию циклонов, которые вызывают резкие изменения погоды (Хавин, Николаев, 1961). Среднегодовая температура севера Молого-Шекснинской низменности (г. Бабаево) составляет 3,6°C; среднемесячная температура июля и января равняется соответственно +17,6°C и -9,2°C. Среднегодовое количество осадков составляет 634 мм (Булыгина и др., 2021).

По ландшафтной структуре территория северной половины Молого-Шекснинской низменности относится к южнотаёжному подтипу бореальных типичных умеренно-континентальных ландшафтов Восточно-Европейского сектора; центральная наиболее пониженная и плоская часть Молого-Шекснинской низменности чрезвычайно заболочена и относится к ландшафтам низменных озерно-ледниковых равнин (Исаченко, 1985).

Район Молого-Шекснинской низменности по ботанико-географическому районированию европейской части страны относится к Валдайско-Онежской подпровинции северо-европейской таёжной провинции Евразийской таёжной (хвойно-лесной) области. Согласно схеме почвенно-географического районирования страны Молого-Шекснинская низменность водит в состав Среднерусской провинции дерново-подзолистых среднегумусированных почв (Афанасьева и др., 1979), при этом здесь широко развиты почвы подзолистого, торфяно-подзолистого и болотного типов (Калуцкова, 1995).

Главный водораздел рек Мологи и Шексны вытянут по направлению с юго-востока на северо-запад от современного побережья Рыбинского водохранилища, и представлен преимущественно болотными равнинами Уломских и Молого-Судских торфяников, среди которых выделяются отдельные аналогично ориентированные участки плоских моренных равнин. Гидрография района представлена широко развитой речной сетью и большим количеством озёр, распространённых в междуречье рек Мологи и Суды, и относящихся к региону Вологодского Поозерья, охватывающего северную и северо-западную части Вологодской области (Воробьев, Болотова, 2007). Крупнейшие реликтовые озера центра и севера Молого-Шекснинской низменности – Мороцкое, Дорожив, Искорское, Уломское, Колоденское, Талец.

Реки района исследований относятся к бассейну р. Волги. Крупнейшие из них - реки Молога и Шексна, и их притоки, реки Суда, Колпь, Лидь, Чагодоша, Андога. Долины рек Суды и Колпи хорошо выражены, имеют крутые берега и ширину в пределах первых сотен метров. Долины более мелких рек севера Молого-Шекснинской низменности характеризуются слабым врезанием и малыми уклонами (Мокриенко и др., 1976). Режим рек определяется преимущественно снеговым питанием, преобладанием весеннего стока, и характеризуется высоким половодьем, низкой летней меженью и высоким осенним паводком.

В растительном покрове на водоразделах безраздельно господствуют верховые торфяники, с сосной и болотными кустарничками; сосновые леса произрастают по вершинам дюн, грив, гряд и вдоль дренируемых рек и долин, с преобладанием зеленомошников.

Исследованные озера были выбраны в разных частях северной части Молого-Шекснинской низменности с целью сравнительной характеристики палеоэкологических условий, от центрального сектора (оз. Хотавец), до северо-западных и северо-восточных периферийных частей (оз. Белое и Погоское соответственно).

2.1. Бассейн озера Белого.

Озеро Белое ($59,379^{\circ}$ с.ш., $35,626^{\circ}$ в.д.) площадью $1,26 \text{ км}^2$ занимает отметку $150,5 \text{ м}$ над уровнем моря (н.у.м.), относясь к 6-й озерно-ледниковой террасе ($145\text{-}152 \text{ м}$) (Хавин, 1962), в северо-западной части Молого-Шекснинской низменности (рисунок 3), в 15 км к западу от города Бабаево.

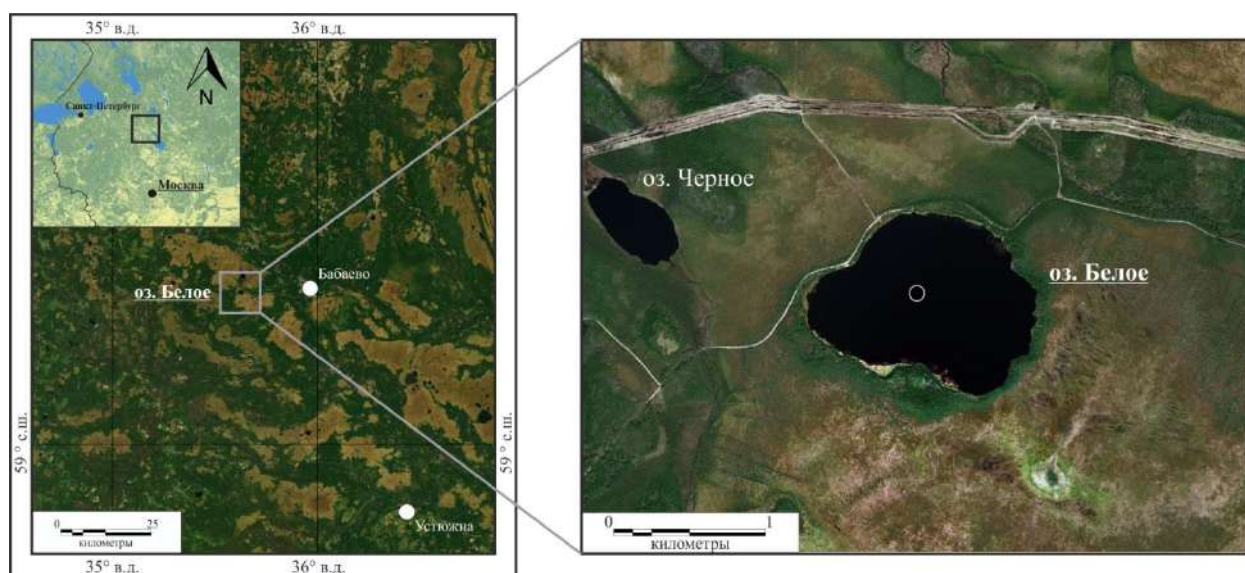


Рисунок 3 - Местоположение озера Белого в пределах Молого-Шекснинской низменности. Круглым символом отмечено место отбора образцов донных отложений

Непосредственно в районе исследования развиты карбоновые известняки и доломиты с прослоями пестроцветных глин и мергелей, относящиеся к мячковскому горизонту

(Александрова, 1985), перекрытые 20-25 метрами ледниковых и водно-ледниковых песков, валунных суглинков и глин возраста поздневалдайского (осташковского) оледенения, на поверхности которых развиты торфяные отложения мощностью до 5 метров (Мокриенко и др., 1976; Ауслендер, 1990а).

Озеро Белое относится к реликтовым зарастающим бассейнам древних приледниковых водоёмов, располагаясь к югу от так называемой главной озерной полосы Русской равнины (Поозерья) (Мокриенко и др., 1976). Заболоченность Молого-Судского ландшафтного района составляет 60–75 %. В его пределах распространены сосновые и еловые зеленомошные леса и вторичные мелколиственные березовые, осиновые, сероольховые леса (Максимова, Воробьев, 2007).

Озеро приурочено к одной из множества заболоченных изолированных древнеозерных депрессий в переходной зоне между Молого-Судской низиной и волнистой Колпь-Судской моренной равниной (Приложение 1). Граница между районами не имеет четкого морфологического выражения, и переход фиксируется по пологому повышению абразионно-аккумулятивных равнин, сменяющихся моренно-зандровыми равнинами. Слабо волнистый моренный рельеф, предположительно сформированный во время ранних стадий поздневалдайского оледенения (Ауслендер, 1966а; Мокриенко и др., 1976) в переходной зоне распространен участками островного типа, разделяющих заболоченные озерные равнины и эрозионные водно-ледниковые ложбины.

2.2. Бассейн озера Хотавец.

Озеро Хотавец (N 58,568°, E 37,603°) представляет собой небольшой (площадь 1.24 км²) водоем правильной округлой формы (рисунок 4), глубиной 2,1 м, темноводный (растворенное органическое вещество – 22.6-24.9 мг С/л), эвтрофный (годовой индекс “E” = 0.80), с нейтральными значениями рН воды (в летнее время 6.24-10.0) (Комов, Лазарева, 1994). Озеро Хотавец находится в 20 км к юго-востоку вниз по течению р. Мологи от города Весьегонска, и в 60 км к юго-западу от крупного промышленного города Череповца, на территории Дарвинского государственного природного биосферного заповедника, и расположено на 102 м н.у.м.

В районе исследований распространены пермские и триасовые глины или алевролиты с песчаниками, загипсованные, перекрытые позднечетвертичными водно-ледниковыми глинами, суглинками и песками, озерными и аллювиальными песками и часто торфяными отложениями, в совокупности мощностью до 30 м (Симонова, Бородин, 1985).

Озеро расположено на поверхности озерно-дельтовой равнины с выраженными формами абразионно-аккумулятивного рельефа, и окружено множеством полупогруженных вытянутых

веретеновидных морфоскульптур (элементов «гривистого» рельефа) на заболоченной поверхности древней озерно-ледниковой террасы (Приложение 3), которые служат индикаторами направления блуждающих потоков при отступании вод крупного водоема (Хавин, Николаев, 1961; Симонова и др., 1970). Поверхности таких «грив» часто осложнены раннеголоценовыми дюнами (Спиридонов, Спиридонова, 1947).

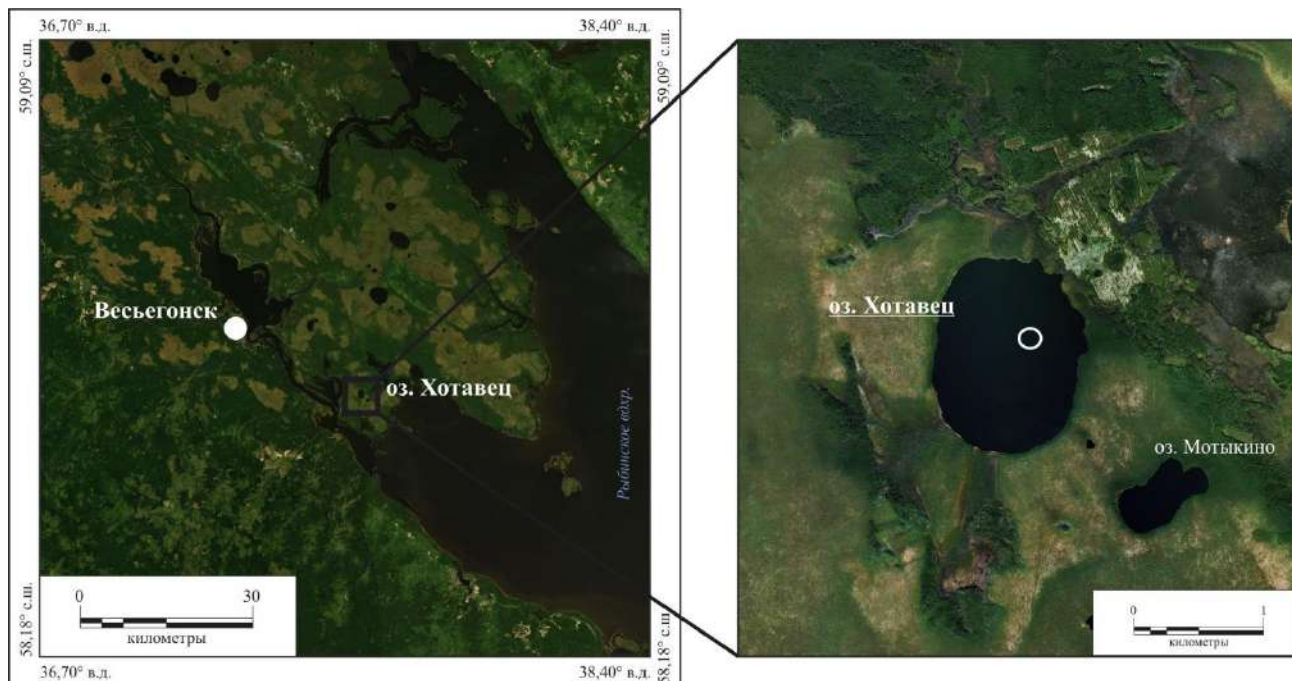


Рисунок 4 - Местоположение озера Хотавец в пределах центральной части Молого-Шекснинской низменности. Круглым символом отмечено место отбора образцов донных отложений

Близлежащие олиготрофные торфяники (в частности, примыкающее к озеру болото «Большой Мох») сформировались в пребореале (Денисенков и др., 1976), и характеризуются мощностью торфа 3-5 м, залегающего на гривистой озерно-аллювиальной песчаной поверхности (Денисенков, 1969). Гидрографическая сеть бассейна озера Хотавец и территории Дарвинского заповедника развита слабо, что обусловлено однообразным равнинным характером рельефа поверхности, а также сравнительно близким залеганием водоупорного глинистого горизонта (10-15 м), и в совокупности способствует широкому развитию болотообразовательных процессов и интенсивному торфонакоплению (Денисенков, 1976). В настоящее время в междуречье продолжается активное заболачивание территорий (Галанина и др., 2017).

2.3. Бассейн озера Погоского.

Озеро Погоское (N 59,6975°, E 36,8532°) расположено на высотной отметке 146 м н.у.м., в северо-восточной периферической части Молого-Шекснинской низменности, в одном из линейных меридиональных понижений среди Иштомо-Андогского поля друмлинов юго-восточной ориентировки (рисунок 5), сложенных валунным суглинком, и перекрытых озерно-

ледниковыми песками и суглинками (Приложение 7) (Мокриенко и др., 1976). Глубина озера составляет Озеро Погоское входит в северо-восточную часть Молого-Судского геоморфологического района, находясь на границе с Андогским районом. Вытянутые понижения между друмлинами и частично их склоны подвержены заболачиванию, вследствие чего над торфяниками выступают лишь гребни друмлинов на 2-8 метров (при общей их высоте до 18 м) (Мокриенко и др., 1976). Друмлины сформированы за счет наличия обнажения карбонатного ядра в виде грядообразных морфоскульптур в результате экзарационной деятельности ледника, на которые впоследствии покровным образом аккумуляровалась морена. Четвертичный покров в районе исследований представлен неравномерным маломощным (менее 10 м) чехлом валунно-суглинистых ледниковых или биогенных торфяных отложений (Ауслендер, 1990б).

Озеро Погоское находится в малонаселенном районе Белозерского района, равноудалено (на 60 км) от городов Бабаево (на юго-западе) и Белозерска (на северо-востоке), расстояние до г. Череповца составляет 80 км на юго-восток. Площадь оз. Погоского составляет 0,14 км², средняя глубина в центральной части – около 2,1 м.

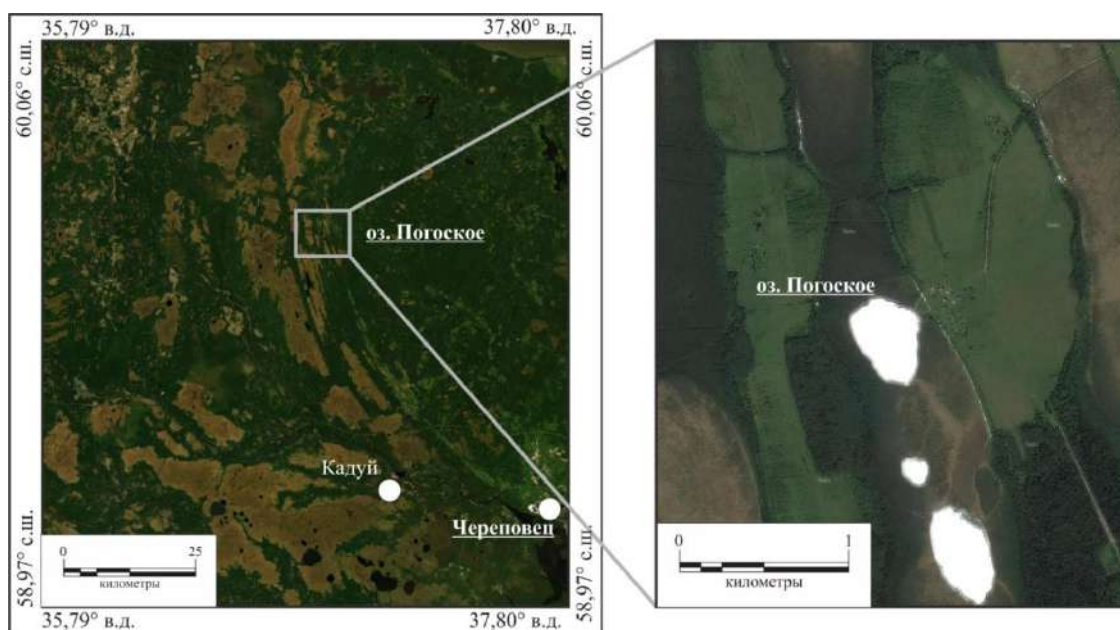


Рисунок 5 - Местоположение озера Погоского на северо-восточной периферии Молого-Шекснинской низменности.

3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

3.1. Георадиолокационная съемка

Георадиолокационная съемка (ГРС) проводилась на рекогносцировочной стадии исследований и позволила получить общее представление о форме озерных котловин и строении толщи донных отложений. ГРС выполнялась в марте 2018 г с использованием георадара «ОКО-2» с антенным блоком «Тритон» с центральной частотой 50 МГц и разрешающей способностью около 0,3 м в воде, перемещавшимся по льду озер за снегоходом или пешим ходом с постоянной скоростью. На озере Белом было выполнено 10 профилей меридионального направления (рисунок 6), на озере Хотавец – 6 профилей (рисунок 7), на озере Погоском – 4 профиля (рисунок 8).

По результатам ГРС была изучена верхняя часть отложений (до 7 м глубины от поверхности льда). Обработка результатов ГРС осуществлялась при помощи программы GeoScan32 (GeoScan32, 2013).

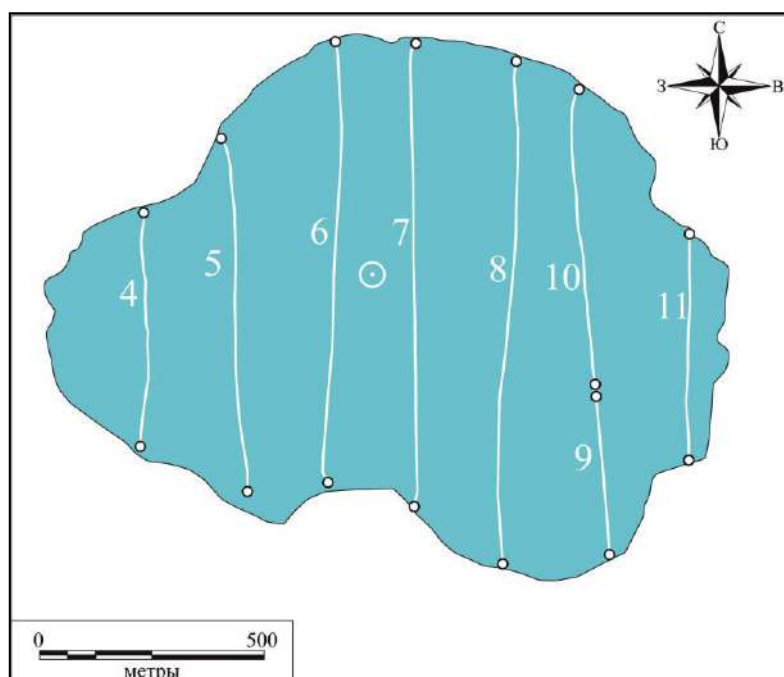


Рисунок 6 – Схема профилей георадиолокационной съемки на озере Белом. Символ ⊙ отмечает место отбора кернов донных отложений.

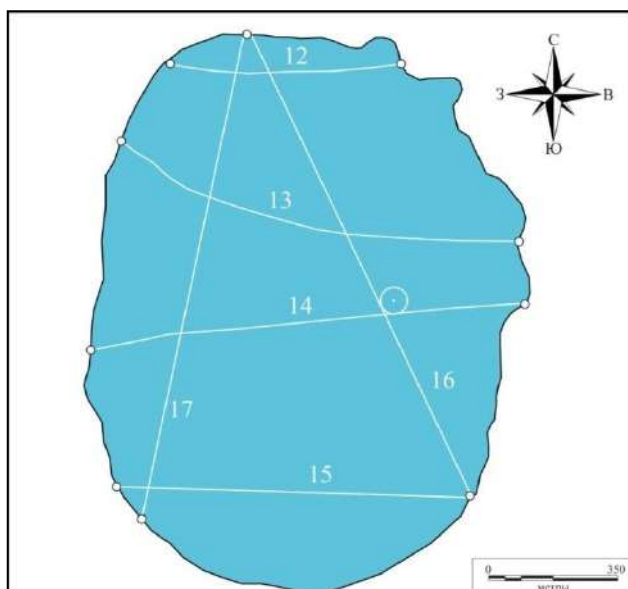


Рисунок 7 - Схема профилей георадиолокационной съемки на озере Белом. Символ ⊗ отмечает место отбора кернов донных отложений.

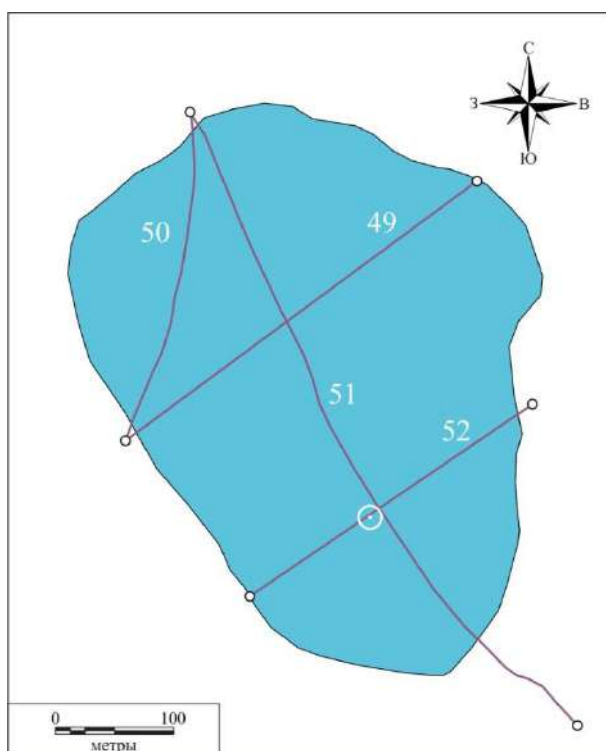


Рисунок 8 - Схема профилей георадиолокационной съемки на озере Погоском. Символ ⊗ отмечает место отбора кернов донных отложений.

3.2. Отбор и первичная обработка кернов

Образцы донных отложений были отобраны в конце марта 2018 г. со льда путем ручного бурения с использованием модифицированного полуцилиндрического торфяного бура (Русского бура) с длиной пробоотборника 1 м, внутренним диаметром 50 мм, с перекрытием по вертикали 10-15 см. На озере Белом было отобрано пять кернов общей длиной 410 см, на озере Погоском – пять кернов общей длиной 425 см. Общая длина отобранной колонки на озере

Хотавец составила 425 см, однако верхний керн из-за ошибки при пробоподготовке не был использован в лабораторных исследованиях. Таким образом, общая длина исследованных отложений из озера Хотавец составляет 316 см (пять кернов). Данные о количестве образцов, длине колонок и объему лабораторных работ для отложений каждого из озер представлены в таблице 3. На месте пробоотбора было выполнено фотографирование и описание кернов, после чего они были упакованы в пластиковые трубы, обернуты стрейч-пленкой и скотчем. В тексте работы глубина горизонтов указывается в сантиметрах от поверхности льда.

Керны далее транспортировались в закрытом состоянии в Институт геологии и минералогии университета г. Кёльна (Германия). После рентгенофлуоресцентного сканирования керны были разделены на образцы по 1-2 см исходя из визуально наблюдаемых литологических особенностей и результатов полученных измерений.

Таблица 3 - Количественные показатели полевых и лабораторных работ. ТОС – общий органический углерод, ТИС – общий неорганический углерод, TN – общий азот, XRF – рентгенофлуоресцентное сканирование, AMS – ускорительная масс-спектрометрия, $\delta^{13}\text{C}$ – соотношение стабильного изотопа ^{13}C к ^{12}C , нормированное к стандарту VPDB, ГС – гранулометрический состав, XRD – рентгенофазовый анализ

Озеро	Длина колонки, м	Вид анализа и количество образцов					
		ТОС, ТИС, TN	XRF	AMS	$\delta^{13}\text{C}$	ГС	XRD
Белое	4,1	203	5 кернов	6	27	24	21
Погоское	4,2	215	5 кернов	6	32	23	19
Хотавец	4,2	158	5 кернов	7	27	20	21

3.3. Рентгенофлуоресцентный анализ и магнитная восприимчивость

Рентгенофлуоресцентное сканирование (x-ray fluorescence, XRF) выполнялось в Университете Кёльна на приборном оборудовании ITRAX XRF Core Scanner (Cox Analytical Systems) (рисунок 9) без нарушения целостности кернов, с использованием Cr-анода, при 30 кВ, 55 мА, с экспозицией 5 с, шагом 2 мм. Были определены значения интенсивности отражения для 42 химических элементов в единицах измерения *counts per second* (cps) (отсчеты в секунду). В настоящей работе представлена интерпретация по шести элементам для озер Белого и Хотавец, и по семи элементам для озера Погоского, а также по их соотношениям. Магнитная восприимчивость (χ) также измерялась для целых кернов через 1 см при помощи мультисенсорного логгера (Multi-Sensor Core Logger) (Geotek Core Analytical Systems).

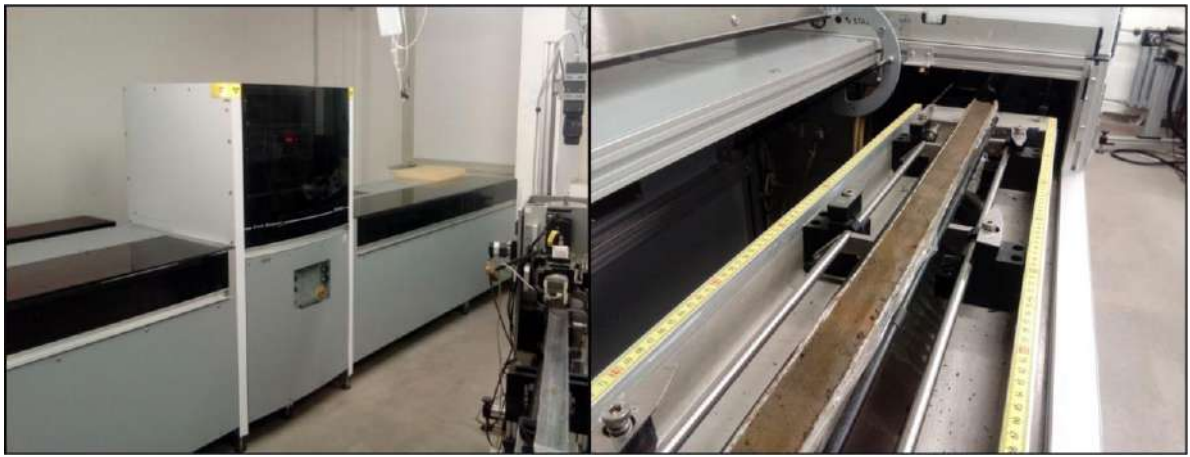


Рисунок 9 – Общий вид Itrax XRF Core Scanner (слева). Погружение керна озерных отложений в ячейку для выполнения XRF сканирования (справа). Университет Кёльна, Германия, 2018 год.

Количественные измерения содержания ряда неорганических компонентов осадков — Fe_2O_3 , MnO и TiO_2 — проводились методом рентгенофлуоресцентного анализа для уточнения вертикальной корреляции кернов, на приборе «Спектроскан МАКС» с кристаллом-анализатором LiF (200) при 40 кВ, 0.1 мА, после удаления влаги из образцов в сушильном шкафу при 105°C .

3.4. Общий органический углерод и азот

В образцах, полученных в результате разделения кернов, после удаления влаги в лиофильной сушке и истирания в ступке до пылеватого состояния, было измерено содержание общего органического углерода (total organic carbon, TOC) на установке Dimatoc 2000 (Dimatec Analysentechnik GmbH), и общего азота (total nitrogen, TN) на установке Vario MICRO cube (Elementar Analysensysteme GmbH).

3.5. Содержание стабильного изотопа ^{13}C

Измерение содержания стабильного изотопа ^{13}C в озерных отложениях выполнялось на масс-спектрометре Thermo Scientific Delta V с использованием элементного анализатора Thermo Scientific Flash 2000 в Институте Почв Университета Гамбурга. Значения $\delta^{13}\text{C}$, представляющие собой отношение $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ приводятся по отношению к стандарту Vienne Pee Dee Belemnite (VPDB).

3.6. Рентгенофазовый анализ

После удаления влаги в сушильном шкафу в течение четырех часов при 105°C фазовый состав осадков в образцах, выбранных на основании результатов XRF, был исследован методом порошковой рентгеновской дифракции на дифрактометре Bruker «D2 Phaser» с Co-анодом. Измерения проводились при напряжении 30 кВ, с силой тока 10 мА, с диапазоном

углов 5–75°, шагом сканирования 0,02°, экспозицией в точке 0,7 с). Рентгенофазовый анализ выполнялся в Ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» (Санкт-Петербургский государственный университет).

3.7. Гранулометрический анализ

Гранулометрический состав (ГС) измерялся на лазерном дифрактометре Mastersizer 3000 (для фракции < 1 мм) в Ресурсном центре «Инновационные технологии композитных наноматериалов» (Санкт-Петербургский государственный университет). Образцы, выбранные исходя из литологии и результатов РФА, предварительно были высушены при 105°C в течение четырех часов и просеяны через сито с диаметром ячейки 1 мм. Результаты измерения гранулометрического состава отложений представлены в виде медианных значений объемного распределения частиц $D_x(50)$ (мкм).

3.8. Оптические исследования

Оптические исследования (визуальное изучение и мезоморфологический анализ) органических и минеральных компонентов в абсолютно сухих образцах, выделенных по основным литологическим свойствам, выполнялись на стереомикроскопе Leica M205C в Ресурсном центре «Микроскопия и микроанализ» (Санкт-Петербургский государственный университет) и микроскопе Olympus CX41 (Региональный центр коллективного пользования, Череповецкий государственный университет).

3.9. Радиоуглеродное датирование и построение возрастной модели

Определение возраста отложений выполнялось радиоуглеродным методом ускорительной масс-спектрометрии (accelerator mass-spectrometry, AMS) в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН. В качестве материала для датирования использовались растительные макроостатки и общий органический углерод. Для всех полученных дат была выполнена калибровка с использованием калибровочной кривой IntCal20 (Reimer et al., 2020). Для задач возрастного моделирования применялся язык программирования R, пакет 'rbacon', основанный на принципах байесовского моделирования (Vlaauw and Christen, 2019).

3.10. Статистическая обработка результатов

Статистическая обработка методом главных компонент (principal component analysis, PCA) выполнялась в программной среде R, в пакетах 'FactoMineR' и 'factoextra' (Husson et al., 2019; Kassambara and Mundt, 2020). В PCA для образцов из озера Белого были использованы 10

показателей (Si, Fe, Ca, K, Ti, TOC, GC, χ , Mn/Fe, Si/Ti), для озера Хотавец – 12 показателей (Si, Fe, Ca, K, Ti, TOC, TIC, GC, χ , Mn/Fe, C/N, $\delta^{13}\text{C}$). В некоторых рядах данных пропущенные значения были смоделированы в R с использованием пакета ‘missMDA’ с помощью итеративного алгоритма EM-PCA (Husson and Josse, 2020), после чего использованы в PCA.

3.11 Палинологические исследования

Спорово-пыльцевой анализ образцов отложений выполняла к.г.н. Т.В. Сапелко в Институте озероведения Российской академии наук СПб ФИЦ РАН в рамках гранта РФФИ № 19-35-90026, для осадков озера Хотавец. Всего палинологическим методом было изучено 34 образца для интервала глубин отложений 420-240 см. Техническая обработка проводилась по стандартной методике, принятой в Институте (Гричук, 1940), с применением калиево-кадмиевой тяжелой жидкости. Перед началом обработки все образцы с помощью соляной кислоты проверялись на карбонатность. Все образцы оказались некарбонатными.

Палинологические исследования не являлись основными при подготовке диссертации, и были выполнены на условиях соавторства с Т.В. Сапелко. Представленные материалы ограничиваются результатами только по озеру Хотавец, в соответствии с условиями выполнения анализа в рамках гранта РФФИ.

3.12. Построение карт

Геоморфологические схемы, представленные в Приложениях 1-8, были созданы в программе ArcGIS 10.8.1. Их построение и воссоздание реконструированных условий выполнялось с использованием авторских полевых наблюдений, а также по топографическим картам, картам четвертичных отложений (Симонова, Бородин, 1985; Ауслендер, 1989; Ауслендер, 1990а; Ауслендер, 1990б; Ауслендер, 1990в), литературным источникам (Денисенков, 1969; Симонова и др., 1970; Денисенков и др., 1976, Мокриенко и др., 1976), а также с использованием цифровой модели рельефа SRTM (Farr, Kobrick, 2000).

3.13. Применение геохимического анализа в хроностратиграфии и палеолимнологических реконструкциях

Кремний, калий, титан, цирконий и железо характеризуются стабильностью и консервативностью во многих геохимических обстановках (Voës et al., 2011; Davies et al., 2015). Для донных отложений известно множество различных вариантов интерпретации поведения Si, K, Ti и Fe (например, изменения редокс обстановки и биопродуктивности, почвенное выщелачивание и т.д.) (Mackereth, 1966; Engstrom, Wright, 1984; Boyle, 2001). Тем не менее, прежде всего эти элементы используются в качестве индикаторов темпов выветривания и

поступления аллохтонного вещества в озеро (Cohen, 2003; Davies et al., 2015). Обусловленность распределения Si, K и Ti в отложениях исследованных озер интенсивностью физического выветривания подтверждается вариациями количества общего органического углерода (ТОС), которое закономерно обратно пропорционально темпам аккумуляции литогенных элементов. ТОС широко применяется в палеолимнологии как прямой индикатор озерной и наземной продуктивности, отражая, таким образом, климатическую динамику (Cohen, 2003; Sadokov et al., 2018; Садоков и др., 2019; Sadokov, 2020). В особенности отчетливо реконструировать палеоклиматический сигнал удается при анализе содержания ТОС в отложениях олиготрофных озер (Levesque, Swynar, 1994) или в палеоархивах, отражающих заметные скачки биопродуктивности или уровня водоема (Beierle, Smith, 1998). Учитывая обратную зависимость содержания литофильных элементов и ТОС, результаты геохимического исследования колонки свидетельствуют о преобладающей роли фактора режима выветривания. Последний, в свою очередь, во многом определяется активностью эрозии на водосборе, отражая палеогидрологические и палеоклиматические колебания. Геохимические исследования, сопровождаемые точными AMS датировками и результатами спорово-пыльцевых исследований, могут быть эффективно использованы в качестве надежного метода реконструкции динамики седиментогенеза и палеоландшафтных изменений, отражая реакцию характера озерного осадконакопления на изменения параметров природной среды.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

4.1. Озеро Белое

ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННАЯ СЪЁМКА

Схема георадиолокационных профилей, выполненных на озере Белом, приведена на рисунке 6. На рисунке 10А отображена радарограмма по профилю 6. Цифрами на радарограмме отмечены характерные особенности отраженного сигнала. В ее верхней части наблюдается прямая волна (1), распространяющаяся вдоль поверхности, которая используется для задания нуля шкалы глубин. Нижняя граница ледяного покрова на радарограмме не выделяется вследствие его малой мощности и большой длины волны генерируемого сигнала. По данным прямых измерений в точке 1 во время бурения, верхние 1.5 м занимает слой воды, ниже залегают переувлажненные илистые отложения. Реверберации от подошвы ледяного покрова (2) маскируют ровную границу между слоем воды и верхней поверхностью илистой толщи. На участках с повышенной влажностью (выступление воды поверх льда) наблюдается временной сдвиг сигнала прямого прохождения (3) и небольшой сдвиг спектра в сторону низких частот. Однако, несмотря на наличие помех, граница более плотных отложений (4), формирующих дно озерной котловины, определяется достаточно уверенно, и выделяются отражающие границы (5) в слоях вышележащих осадков.

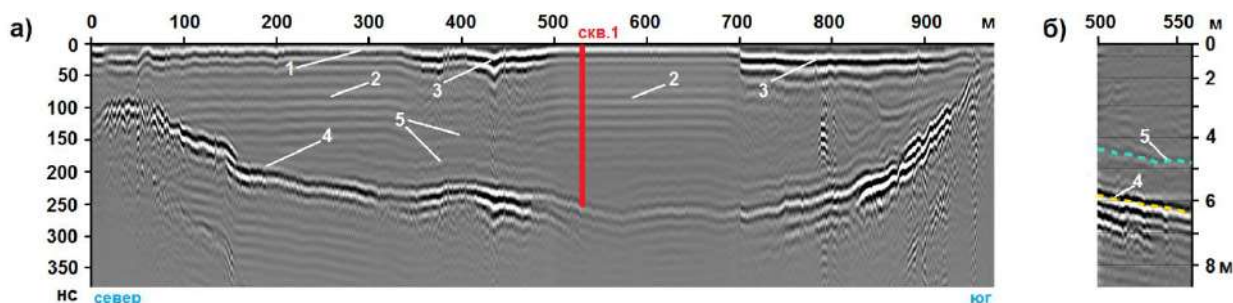


Рисунок 10 - Слева (а): радарограмма по профилю 6 на озере Белом (схема профилей приведена на рисунке 4). Горизонтальная ось – расстояние вдоль профиля, м; вертикальная ось – время, нс. Красной вертикальной линией отмечено положение проекции скважины для отбора кернов донных отложений. Справа (б): участок радарограммы вблизи проекции скважины. Шкала глубин соответствует скорости электромагнитной волны 3,87 см/нс. Цифрами обозначены: 1 – сигнал прямого прохождения, 2 – реверберации от подошвы ледяного покрова, 3 – области сдвига сигнала прямого прохождения вследствие повышенной влажности поверхностного слоя, 4 – отражение от плотных минеральных отложений, 5 – отражения от границ слоев в толще осадков.

Проекция точки бурения скважины 1 отмечена на рисунке 10А вертикальной красной линией. На рисунке 10Б представлен участок радарограммы, соответствующий ближайшим окрестностям скважины 1 (± 30 м по профилю 6). Радарограмма в этом интервале была подвергнута дополнительной обработке — процедуре вычитания среднего и экспоненциальному усилению сигнала с увеличением глубины, что позволило лучше проявить

отражающие границы. Приведенная на рисунке шкала глубин рассчитана для значения скорости электромагнитной волны в среде 3,87 см/нс. Эту величину следует рассматривать как среднюю эффективную скорость для разреза, включающего поверхностный слой льда (около 50 см), слой воды и слой донных отложений.

СТРОЕНИЕ И ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Нижняя часть колонки донных отложений озера Белого (409-369 см) представлена темным зеленовато-коричневым тонкослоистым алевритом с примесью песка (рисунок 11, Приложение 9).

Начиная с глубины 349 см существенно увеличивается количество визуально различного органического вещества. До глубины 328 см по-прежнему читается тонкая слоистость, но слабее, чем в подстилающих горизонтах, а также постепенно увеличивается насыщенность неразложившимися растительными остатками. Выше 328 см органическое вещество занимает более заметную долю в составе смешанных алевритово-органогенных отложений. После маломощного переходного горизонта 308–297 см, отличающегося характерными изменениями цвета и консистенции, отложения приобретают вид темно-коричневых органогенных илов. Осадки приобретают более темный цвет выше по колонке, часто встречаются растительные макроостатки — корни и отдельные семена. В верхней части колонки илистые отложения постепенно становятся более влажными.



Рисунок 11 - Тонкослоистый алеврит с песком из озера Белого с глубины 382-362 см

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОТЛОЖЕНИЙ

Наибольшие значения магнитной восприимчивости (χ) в отложениях озера Белого отмечается в нижней части колонки (Приложение 10), на глубинах 409-282 см, абсолютный

наблюдаемый максимум значений (до $4,8 \times 10^{-5}$ SI) проявляется в самой нижней части разреза – на глубине 409-352 см. В верхней части отложений, начиная с глубины 282 см, χ демонстрирует направленный спад и стабилизацию значений на низком уровне (около $1,5 \times 10^{-5}$ SI). Отдельные всплески (пики) значений χ зарегистрированы в верхней части колонки, среди которых наиболее выдающийся отмечен на глубине 126 см (до $2,4 \times 10^{-5}$ SI). Ступенчатое снижение значений χ в среднем до $-2,8 \times 10^{-5}$ SI наблюдается в верхней части колонки (глубины 90-0 см).

В распределении медианных значений размера частиц (Приложение 10) наблюдаются наиболее частые колебания в нижней части колонки, где ряд скачкообразных изменений размерности частиц от 65 мкм до 138 мкм приурочен к глубинам 377–352 см. Начиная с уровня 297 см и выше размерность частиц устанавливается в среднем около значения 110 мкм, за исключением интервала около 119 см, где размерность уменьшается до 77 мкм.

ОРГАНИЧЕСКАЯ И НЕОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. СОДЕРЖАНИЕ ИЗОТОПА ^{13}C

Концентрации Fe, Ti, Si и K (Приложение 9) по всей мощности отложений изученной колонки изменяются синхронно друг другу, так же как и показатель Ti/ТОС. На глубине 409–352 см отмечаются наивысшие интенсивности сигнала Fe, Ti, Si, K и Ca, с большой амплитудой колебаний и с общим трендом к убыванию. Первый синхронный короткий минимум наблюдается у всех показателей на глубине 400–396 см, за ним следует еще более сжатый минимум — на уровне 367 см, и более продолжительный — на глубине 361–348,5 см. В интервале 352–307 см прослеживается продолжительный подъем содержания химических элементов (с пиком около 324 см). Резкое направленное уменьшение количества элементов зафиксировано на 307–282 см, с заметным сокращением амплитуды колебаний, причем у Fe и Ti несколько быстрее, чем у Si и K. С 282 см и до верха колонки содержание элементов остается низким. Отмечаются единичные малые колебания Ti на 167–142 см, 122–112 см и 92–72 см, совпадающие с положительными сдвигами графика χ , но в целом не значимые на фоне низких значений, наблюдающихся в пределах илистой части колонки.

В интервале с 409 до 297 см содержание Ca в отложениях сократилось почти в 14 раз. В верхней части колонки (интервал 297–0 см) Ca содержится в сравнительно небольших количествах; отмечаются небольшие положительные скачки его содержания на глубинах 172–142 см и 91–74 см, синхронно с колебаниями в содержании Ti.

Графики соотношений Si/Ti и Mn/Fe (Приложение 10) схожи между собой по характеру распределения значений. На глубинах с 409 до 308 см кривые распределения обоих показателей имеют сглаженную форму, без выраженных колебаний. На интервале с 308 до 287 см Mn/Fe

демонстрирует постепенный рост; значения и амплитуда колебаний Si/Ti, наоборот, сокращаются. Далее, с 297 до верхней границы отложений, оба этих показателя демонстрируют частую регулярную изменчивость с существенно возросшей амплитудой колебаний, чем в нижележащих горизонтах, также значения Mn/Fe возрастают в среднем до 0,4. В интервалах 133–131 см, 122–91 см, 65–57 см и 20–0 см наблюдается несколько синхронных положительных пиков значений отношений Si/Ti и Mn/Fe, экстремумы которых не совпадают между собой по глубине, но сгруппированы в пределах обозначенных интервалов.

Наименьшее количество ТОС (2–8 %) стабильно сохраняется в интервале 409–369 см, на фоне которого выделяется повышение до 19 % на глубине 361–348,5 см (Приложение 10). С переходом к илистым отложениям (477–459 см) отмечается резкий положительный скачок значений ТОС до 53 %. Далее до верхней границы отложений ТОС сохраняется на достигнутом уровне, претерпевая незначительные изменения около 51 %.

В нижней части колонки (405–402 см) виден один из положительных пиков отношения C/N (до 18) (Приложение 11), после чего показатель падает до 13–14, и постепенно наблюдается его повышение, с периодическими колебаниями, и достигает 16 на 167 см. Далее по мере движения вверх по колонке динамика C/N отличается ступенчатостью рисунка графика: повышенные значения (до 19) отмечаются на уровнях 167–132 см и 112–47 см, разделенные непродолжительным минимумом (до 16), после чего также показатель падает до 16 на глубине 47–32 см, и в самой верхней части колонки (32–2 см) возрастает до 19–22.

В нижней части колонки (405–312 см) уровень $\delta^{13}\text{C}$ удерживается около -23,2 ‰, с одиночным пиком до -20,8 ‰ на 369 см (Приложение 11). В диапазоне 312–287 см отмечен выдающийся куполообразный максимум $\delta^{13}\text{C}$ с пиком на 295 см (до значения -19,3 ‰), после чего $\delta^{13}\text{C}$ устойчиво и плавно снижается без видимых колебаний, кроме небольшого пика до -23,9 ‰ на 263 см и до -27,7 ‰ на 188 см, пока не достигает значения -29,5 ‰ (на 82 см глубины). В самой верхней части колонки (81–5 см) фиксируется тренд к постепенному повышению $\delta^{13}\text{C}$ до -26,6 ‰.

КАЧЕСТВЕННЫЙ И КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ ФАЗЫ МИНЕРАЛОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

В неорганической части осадков по всей мощности колонки преобладает кварц (в среднем около 50 %), второе место в отложениях на глубинах 409–349 см преимущественно занимают полевые шпаты (в среднем 20 %) (Приложение 12).

В распределении кварца наблюдается заметный пик, до 89 %, на глубине 263 см. Сразу над ним, на глубинах 241–211 см, отмечается резкий рост количества аутигенных минералов (преимущественно гетита), до 33 %. Далее, вверх по колонке до верхней границы отложений,

второе место по количеству среди минералов занимают группы слюд и слоистых глинистых силикатов (хлорит, каолинит), каждая в среднем около 15–20 %. Карбонаты (доломит, в меньшей степени — кальцит) и гипс прослеживаются в малом количестве (в среднем 3-4 %) лишь в нижней части колонки (409–317 см).

ХРОНОЛОГИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Всего для исследованных отложений озера Белого было получено шесть радиоуглеродных датировок методом AMS (таблица 4). Три из них получены для тонкослоистых алевритов в пределах нижнего метра колонки; две датировки совпадают с самыми нижними горизонтами илистой толщи над ее границей с алевритовым материалом; ещё одна датировка была получена для средней части верхней органогенной илистой толщи. В результате возрастного моделирования в R датировка с глубины 285 см была признана ошибочной, показав возраст 8352 ± 40 кал.л.н. через 10 см после датировки $11\ 668 \pm 30$ кал.л.н., которая была признана достоверной на основании других индикаторов. Байесовская возрастная модель (рисунок 12) охватывает временной интервал до $14\ 177 \pm 45$ кал.лет назад. Согласно моделированию темпов седиментации, в среднем накопление осадков на интервале 409-297 см происходило со скоростью 0,75 – 0,96 мм/год, достигая 2,8 мм/год на интервале 344–331 см. Скорость седиментации органогенных илов, слагающих верхнюю часть колонки, не претерпевала скачков, незначительно повышаясь в среднем от 0,58 мм/год (297-122 см) до 0,73 мм/год (от 122 см глубины до верхней границы отложений).

Таблица 4 – Результаты AMS датирования образцов отложений из озера Белого.

Лабораторный номер	Глубина, см	Материал датирования	Радиоуглеродный возраст (^{14}C), лет назад (1σ)	Калиброванный возраст, лет назад, медианная вероятность
IGAN-8051	152	раст.остатки	4590 ± 30	5314
IGAN-8050*	285	общ.орг.углерод	7530 ± 40	8352
IGAN-6364	295	общ.орг.углерод	$10\ 085 \pm 30$	11668
IGAN-8049	325	общ.орг.углерод	$10\ 670 \pm 30$	12702
IGAN-8048	351	общ.орг.углерод	$10\ 930 \pm 35$	12821
IGAN-8047	404	общ.орг.углерод	$12\ 260 \pm 45$	14177

* - образец, возраст которого был отмечен как ошибочный в результате моделирования в gWason, и не использовался при построении возрастной модели и расчете темпов осадконакопления

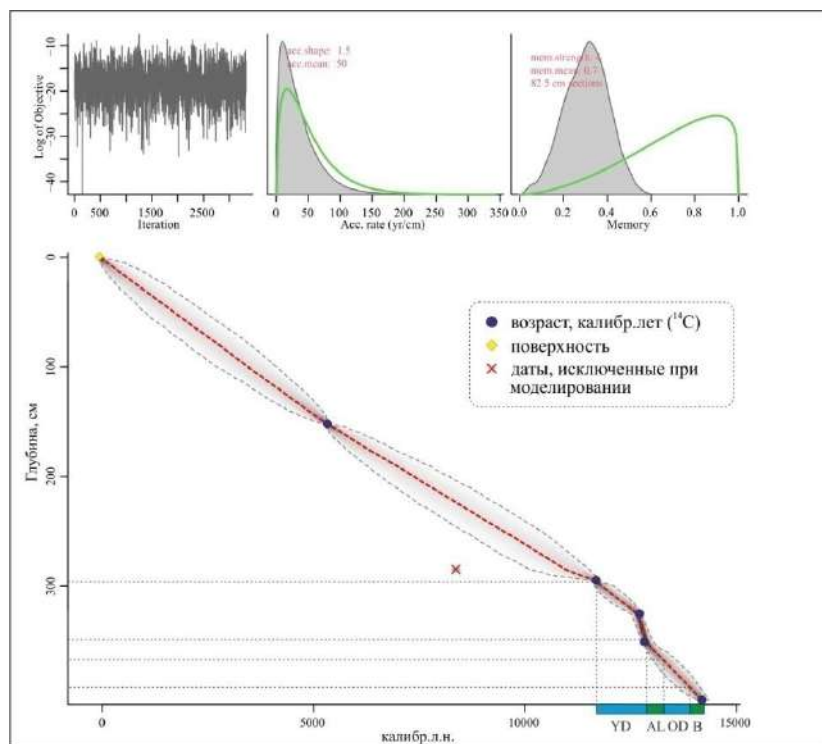


Рисунок 12 - Байесовская возрастная модель осадконакопления для колонки отложений озера Белого, выполненная с помощью функции gWason в R. YD – поздний дриас, AL – аллерёд, OD – средний дриас, B – бёллинг.

4.2. Озеро Хотавец

ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННАЯ СЪЕМКА

Схема георадиолокационных профилей, выполненных на озере Белом, приведена на рисунке 7. На рисунке 13 отображена радарограмма по профилю 16.

По результатам ГРС, глубина озера Хотавец в центральной части неодинакова, средние значения колеблются около 5-6 м. Выявляются резкие перепады и складки в рельефе дна, где некоторые ямы и впадины достигают глубины 7-7,5 м. Глубина слоя воды составляет 2,1 м. Верхняя поверхность илистой толщи здесь не может быть четко выделена по георадиолокационным данным.

На основе георадиолокационной съемки было определено место для скважины, отмеченное на рисунке 13 (слева) вертикальной красной линией. Дополнительно обработанный участок радарограммы около скв.2 (± 40 м) представлен на рисунке 13 (правый). Слой алевритовых отложений между границами (4) и (5), подстилающий гиттию, выражен достаточно четко. Внутри этого слоя на радарограмме видна дополнительная слоистость. Граница (4), вероятнее всего, соответствует кровле слоя опесчаненного тонкослоистого алеврита. Ручным буром удалось пройти только первые верхние сантиметры этого слоя. Ниже границы (4) практически в пределах всего профиля видна еще одна отражающая граница, не вскрытая при бурении,

характеризующаяся значительной нерегулярностью. Фактически граница (4) повторяет ее в несколько сглаженной форме.

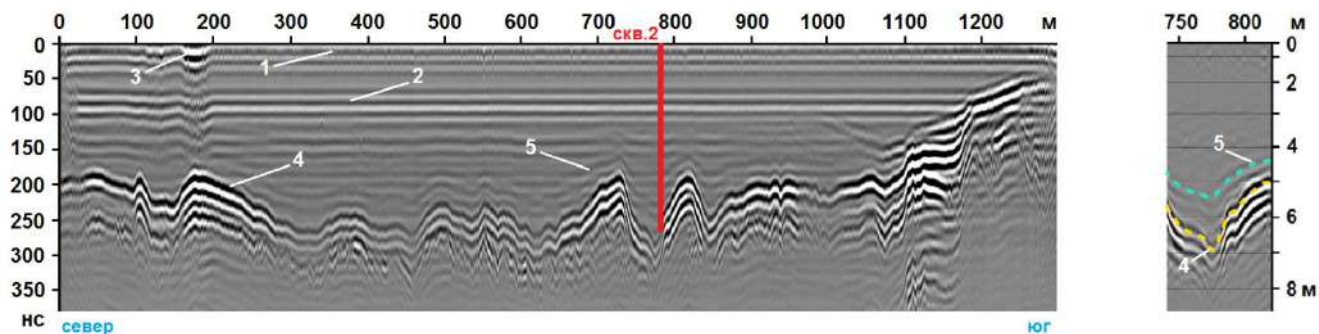


Рисунок 13 - Слева: радарограмма по профилю 16 на озере Хотавец. Горизонтальная ось – расстояние вдоль профиля, м; вертикальная ось – время, нс. Красной вертикальной линией отмечено положение проекции скважины для отбора кернов донных отложений. Справа: участок радарограммы вблизи проекции скважины. Шкала глубин соответствует скорости электромагнитной волны 3,87 см/нс. Цифрами обозначены: 1 – сигнал прямого прохождения, 2 – ревербации от подошвы ледяного покрова, 3 – области сдвига сигнала прямого прохождения вследствие повышенной влажности поверхностного слоя, 4 – отражение от плотных минеральных отложений, 5 – отражения от границ слоев в толще осадков.

СТРОЕНИЕ И ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В текстуре осадков озера Хотавец на уровне 417-336 см прослеживается ритмичная слоистость проявляющаяся в чередовании темного глинистого алевролита и светлых опесчаненных слоев (рисунок 14). Выше материал постепенно обогащается органическим веществом и переходит в торфянистую гиттию к 297 см глубины (рисунок 15, Приложение 13, которая становится все более илистой, вязкой и однотонной. Слоистость становится менее различимой, совершенно теряясь к 297 см глубины.

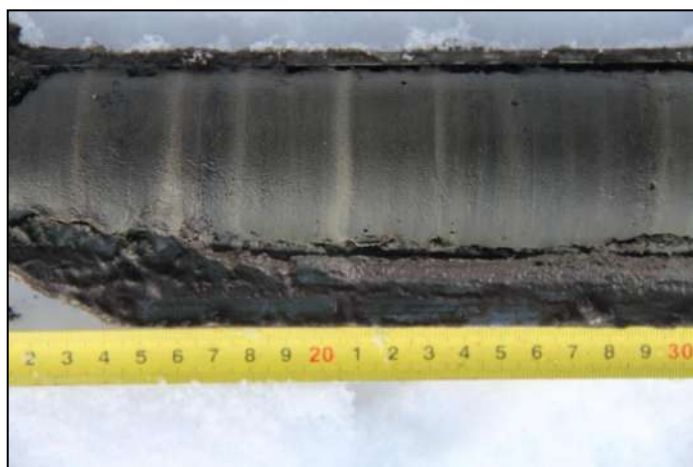


Рисунок 14 - Ритмичная слоистость отложений из озера Хотавец, сложенная чередованием алевролитовых и опесчаненных горизонтов.



Рисунок 15 - Отложения из озера Хотавец. Переход от ритмично-слоистых опесчаненных алевритов к переувлажненным органогенным илам.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОТЛОЖЕНИЙ

В распределении χ в нижней части отложений озера Хотавец наблюдается выраженный минимум на 425-395 см, на фоне которого выделяется непродолжительный рост показателя на 405 – 399 см глубины (Приложение 14). Выше следует обширный максимум на 385-350 см (со значениями $14 - 17 \times 10^{-5}$ SI) и постепенное снижение до значений $1,0 - 1,5 \times 10^{-5}$ SI к 285 см глубины.

Значения гранулометрического состава (ГС) исследованных отложений в нижней части колонки (глубина 422 – 345 см) изменяются в пределах 55-70 мкм (Приложение 13). Отдельно выделяются повышенные значения до 95-100 мкм на глубинах 411 см и 387 см. С 345 см до 288 см отмечается постепенное увеличение ГС до 263 мкм, после чего до верхней границы отложений значения сохраняются в пределах 100-250 мкм, за исключением интервала около 420 см, на котором медианные размеры частиц достигали 411 мкм.

ОРГАНИЧЕСКАЯ И НЕОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. СОДЕРЖАНИЕ ИЗОТОПА ^{13}C

Наибольшие значения интенсивности сигнала элементов Ti, K и Si отмечаются в нижней части колонки (глубина 425-315 см) (Приложение 13), с абсолютным наблюдаемым максимумом значений элементов на глубинах 425-402 см. Выраженное сокращение содержания Ti, K и Si наблюдается на 402-395 см, сменяющийся продолжительным ростом на 385-350 см, который, в свою очередь, прерывается резким коротким спадом на глубине 340-336 см. Примечательно, что распределение значений содержания Fe на рассматриваемом интервале глубин обратно пропорционально отличается от других литофильных элементов (Ti, Si, K), демонстрируя явно выраженную группу положительных пиков на глубинах 403-395 см и глубокий спад на уровне 385-350 см. Серия четко сгруппированных максимумов и минимумов видна на 330-318 и 317-308 см соответственно. Направленный синхронный спад содержания и

дальнейшая стабилизация значений на минимальных наблюдаемых уровнях прослеживается начиная с глубины 315 см для Ti, K, Si, χ и с 280 см для Fe до верхней границы отложений. Отдельные кратковременные пики рассматриваемых элементов видны в верхней части колонки на фоне низких значений, из которых наиболее заметен пик Fe на глубине 260 см.

Вертикальное распределение содержания Ca характеризуется частыми колебаниями при сравнительно низких значениях на глубине 425-318 см (Приложение 14). Далее при движении вверх следует резкий рост Ca, после которого до верхней границы отложений содержание Ca остается очень низким без выраженных осцилляций.

Содержание общего органического углерода (total organic carbon, ТОС) не превышает 4 % на интервале глубин 425-334 см, в пределах которого может быть выделено небольшое его повышение в среднем до 8,5 % на 402 см глубины (Приложение 13). На интервале с 334 см до 282 см происходит направленный рост количества ТОС до 40 %. Далее до верхней границы отложений ТОС сохраняется в количестве 35-50 %, испытывая незначительные малоамплитудные колебания.

Вертикальное распределение содержания общего неорганического углерода (total inorganic carbon – ТИС) в отложениях оз. Хотавец сходно с распределением Ca, и содержит заметный двойной пик (до 6,1%) в средней части колонки (на глубине 325-295 см) (Приложение 14). В отложениях, подстилающих этот горизонт, содержащий этот пик, значения ТИС колеблются в пределах 0,2-1,5%, и близки к нулю в верхней части разреза. На глубине 258 см проявлен единичный пик до 1,4%.

В нижней части колонки (425-300 см глубины) значения показателя Mn/Fe постепенно увеличиваются при движении вверх, с частыми малоамплитудными колебаниями (Приложение 14). Более интенсивные (амплитудные) колебания и более направленное увеличение значений Mn/Fe отчетливо выделяется на интервале глубин 303-280 см. После выраженного минимума на глубине 265-259 см, значения Mn/Fe плавно изменяются в большую сторону, испытывая частые колебания. Отчетливый минимум также виден на глубине 130-125 см.

Распределение показателя C/N на глубинах 425-370 см характеризуется частыми колебаниями, при общем росте значений (Приложение 15). Далее, на глубине 370-330 см, отмечена серия резких амплитудных колебаний с преобладанием повышенных значений (перепады от 12 до 20-24). Затем вверх по колонке значения показателя вновь снижаются до 12-13, и остаются на этом уровне до верхней границы отложений, с незначительными колебаниями, отмеченными на глубинах 330-300 см.

Распределение $\delta^{13}\text{C}$ в отложениях озера Хотавец демонстрирует значительное утяжеление на интервале глубин с 425 см до 364 см, с выраженным пиком (-14,3 ‰) на 364 см (Приложение 15). Вверх по колонке $\delta^{13}\text{C}$ снижается и удерживается на уровне около -27 ‰ до

глубины 285 см, с заметным пиком до -22,1 ‰ на глубине 313-310 см. В дальнейшем $\delta^{13}\text{C}$ испытывает незначительное утяжеление изотопного состава до -21,9 ‰ на интервале 285-230 см, после чего постепенно понижается до -28-29 ‰ к верхней границе отложений.

КАЧЕСТВЕННЫЙ И КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ ФАЗЫ МИНЕРАЛОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

В составе кристаллической фазы минералов кварц преобладает по всей длине колонки отложений (Приложение 14). Его максимальное количество (77 %) отмечается на глубине 421 см, снижаясь до 43 % в течение интервала 395-385 см. С 361 см до 335 см глубины количество кварца сохраняется на повышенном уровне около 70 %, после чего резко снижается до 8-10 % на 312-310 см. В пределах оставшейся верхней части колонки до верхней границы отложений кварц содержится в количестве 40-50 %.

Группы полевых шпатов (альбит, микроклин, ортоклаз), слюд (мусковит) и листовых (глинистых) силикатов (хлорит, каолинит) характеризуются сходным взаимно пропорциональным вертикальным распределением по колонке отложений, снижаясь соответственно с 13,5 %, 13,0 % и 10,5 %, на 613 см до 4 %, 5 % и 2 % на 300 см глубины. До верхней границы отложений количество полевых шпатов и слюд сохраняется на уровне около 20 % и 15 % соответственно. Листовые силикаты также сохраняются на аналогичном уровне, однако временно полностью исчезают из состава минеральной фракции на глубине около 380 см.

Аутигенные железо- и марганцевые минералы (гётит, ярозит, вивианит, пирит) не представлены в составе кристаллической минеральной фракции до глубины 312 см. На глубинах 312-262 см аутигенные минералы содержатся в количестве 2-5 %, после чего оно понижается до 1 % на глубине 216 см. После плавного нарастания их содержания в течение интервала 216-170 см, аутигенные минералы сохраняются до верхней границы отложений в количестве 15-20 %.

Содержание минералов группы аутигенных (эндогенных) карбонатов (кальцит, сидерит) изменяется в пределах от 3 до 11 % на интервале 421-335 см. На глубине 334-300 см наблюдается резкий скачок их количества до 81 % от всех минералов кристаллической фазы. Количество карбонатов сокращается до 16-18 % на интервале глубин 280-260 см, после чего они совершенно исчезают из минерального состава и не были отмечены до верхней границы отложений.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Спорово-пыльцевая диаграмма для образцов озера Хотавец приведена в Приложении 16.

На глубинах 425-377 см отмечается достаточно высокая общая концентрация пыльцы в отложениях, со значительным содержанием пыльцы *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Syringaceae*. Отмечается довольно высокий процент пыльцы древесных пород (25-70%). В основном доминирует пыльца сосны и ели. Определена пыльца водных пород. Постоянно присутствуют разные виды водорослей *Pediastrum*, отмечаются также водоросли *Botryococcus braunii*. Достаточно велико содержание в образцах остатков микрофауны. Определены устьяца *Juniperus communis*. Встречаются частички угля, споры грибов. При этом в течение рассматриваемого интервала отмечаются непродолжительные резкие повышения содержания углей и фауны.

На интервале 377-308 см отмечается резкое снижение общей концентрации пыльцы в образцах. Содержание пыльцы древесных пород снижается и не превышает 50%. Среди древесных отмечается в основном пыльца *Pinus* и *Betula nana*. Резко сокращается содержание пыльцы ели, пыльца березы (кроме карликовой) практически отсутствует. Преобладает пыльца трав. В основном это *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Syringaceae*. Постоянно отмечается пыльца эфедры. Появляется также *Dryas octopetala*. Среди спор встречается *Selaginella*, характерная для ксерофитной растительности. Исчезают пыльца водных растений, появляясь ненадолго в единичных значениях только в середине зоны, и водоросли *Pediastrum*. Водоросли *Botryococcus braunii* продолжают встречаться в небольших количествах.

В отложениях на глубинах 308-294 см общая концентрация пыльцы начинает постепенно увеличиваться. Растет процент пыльцы древесных пород (37-61%). Преобладает пыльца сосны. Значительно содержание пыльцы *Betula nana* и *Juniperus*. Появляется и постепенно растет процент пыльцы березы. Снижается содержание пыльцы травянистых. Среди трав преобладает пыльца злаков и осоковых. Снижается процент пыльцы *Artemisia* и *Chenopodiaceae*. Пыльца *Dryas octopetala* исчезает. Вновь появляются пыльца водных растений и водоросли *Pediastrum*.

С глубины 294 см концентрация пыльцы достигает своих максимальных значений. Продолжает расти процент пыльцы древесных пород и достигает здесь максимальных значений (до 82%). Снижается содержание пыльцы сосны и резко возрастает процент пыльцы березы. В единичных значениях впервые появляется пыльца *Alnus incana* и *Corylus*. При этом уменьшается количество пыльцы травянистых пород, среди которых продолжает доминировать пыльца злаков и осоковых. Содержание пыльцы ксерофитной растительности постепенно снижается и растет разнообразие разнотравья. Растет процентное содержание и разнообразие пыльцы водных растений. Максимальных значений достигает процент спор. С середины зоны впервые появляются в небольших количествах диатомовые водоросли.

ХРОНОЛОГИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Для последовательности отложений оз. Хотавец были получены семь датировок методом AMS. Калиброванные значения абсолютного возраста представлены в таблице 5. Одна датировка получена для нижнего литологического комплекса – слоистого опесчаненного алевролита, три даты получены для вышележащих ритмично-слоистых алевролитов с присутствием органики, из которых возраст $11\ 338 \pm 30$ кал.л.н. (глубина 336 см) был признан ошибочным по результатам возрастного моделирования в R. Одна дата получена из вышележащего переходного слоя от алевролита к органогенным отложениям, и непосредственно границу между этими литологическими комплексами отмечает датировка $11\ 126 \pm 30$ кал.л.н. Для вышележащей толщи органогенных илов получена одна датировка ($7\ 212 \pm 25$ кал.л.н.). Всего байесовская возрастная модель (рисунок 16) охватывает временной интервал до ~ 13.5 кал.тыс.л.н.

Таблица 5 – Результаты AMS датирования образцов отложений из озера Хотавец.

Лабораторный номер	Глубина, см	Материал датирования	Радиоуглеродный возраст (^{14}C), лет назад (1σ)	Калиброванный возраст, лет назад, медианная вероятность
IGAN-8055	125	общ.орг.углерод	6290 ± 25	7212
IGAN-6365	295	раст.остатки	9670 ± 30	11126
IGAN-8057	316	общ.орг.углерод	10180 ± 40	11848
IGAN-8054*	336	общ.орг.углерод	9945 ± 30	11338
IGAN-8053	360	общ.орг.углерод	$10\ 780 \pm 30$	12740
IGAN-8052	400	общ.орг.углерод	$11\ 235 \pm 35$	13137
IGAN-8056	417	общ.орг.углерод	$11\ 615 \pm 30$	13480

* - образец, возраст которого был отмечен как ошибочный в результате моделирования в gWason, и не использовался при построении возрастной модели и расчете темпов осадконакопления

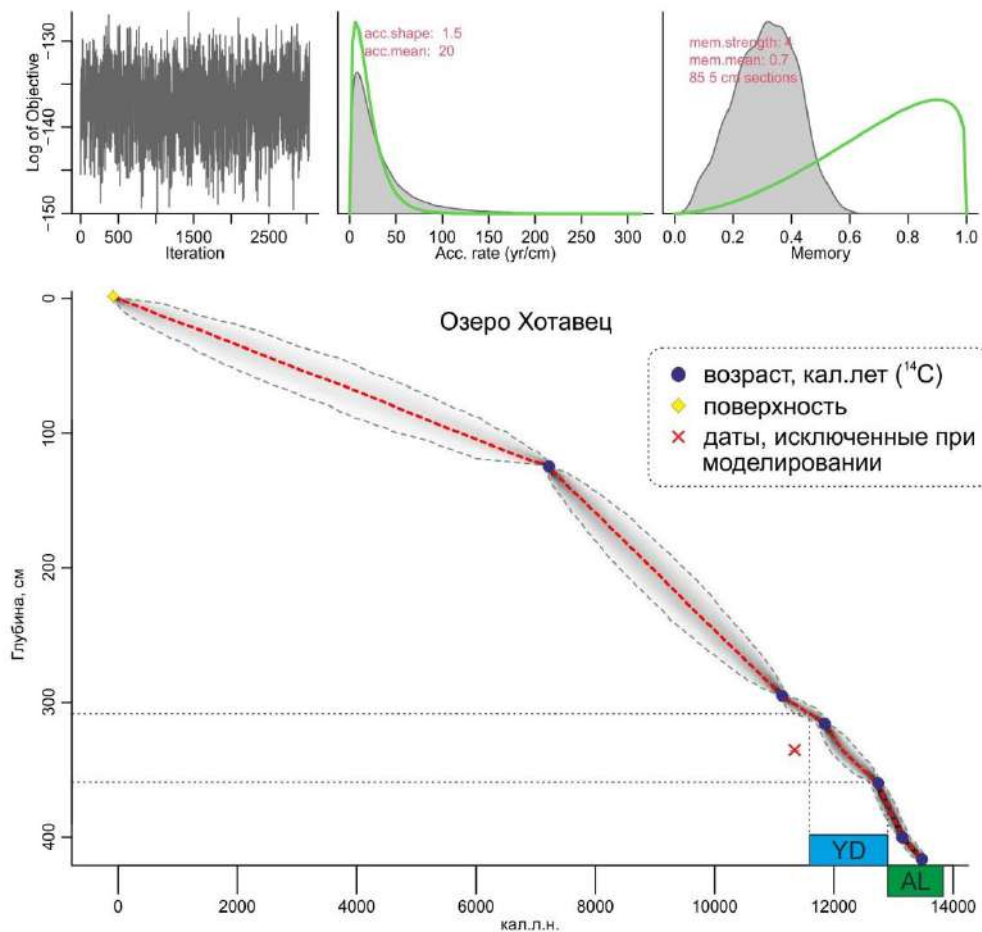


Рисунок 16 - Байесовская возрастная модель осадконакопления для колонки отложений озера Хотавец, выполненная с помощью функции gWason в R. YD – поздний дриас, AL – аллерёд.

4.3. Озеро Погоское

ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННАЯ СЪЕМКА

Схема георадиолокационных профилей, выполненных на озере Погоском, приведена на рисунке 7. Радарограмма, представленная на рисунке 17, получена на профиле 52.

Средняя глубина в центральной части (до начала рыхлых минеральных отложений) по данным ГРС составляет около 6 метров, глубина слоя воды – 2,1 м. Как и на озерах Белом и Хотавец, верхняя поверхность илистой толщи не выделяется по георадиолокационным данным, попадая в область ревербераций зондирующего импульса от нижней поверхности льда.

Профили на озере Погоском начинались и заканчивались на суше, что заметно по линейным годографам воздушных волн, отраженных от деревьев (6), по краям радарограммы (рисунок 17, слева). Место для скважины было намечено в середине профиля, в области максимальных глубин и видимой мощности донных отложений (вертикальная красная линия). Дополнительно обработанный участок радарограммы около скважины (± 40 м) представлен на рисунке 17, справа. Основная отражающая граница (4), вероятно, связана с кровлей слоя опесчаненного алеврита. По георадиолокационным данным, озерная котловина имеет

чашеобразную форму и в самой глубокой части (в интервале 50-230 м), вероятно, заполнена наиболее древними минеральными отложениями, пока не вскрытыми бурением.

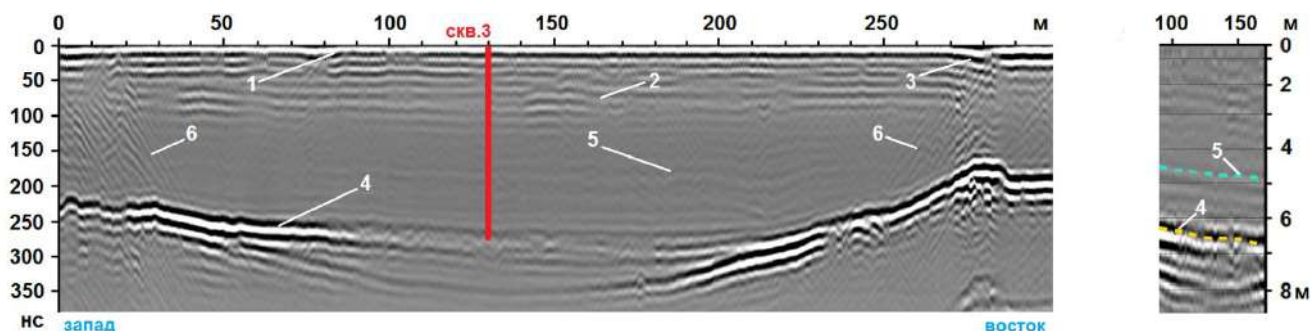


Рисунок 17 - Слева: радарограмма по профилю 16 на озере Погоском. Горизонтальная ось – расстояние вдоль профиля, м; вертикальная ось – время, нс. Красной вертикальной линией отмечено положение проекции скважины для отбора кернов донных отложений. Справа: участок радарограммы вблизи проекции скважины. Шкала глубин соответствует скорости электромагнитной волны 3,87 см/нс. Цифрами обозначены: 1 – сигнал прямого прохождения, 2 – ревербации от подошвы ледяного покрова, 3 – области сдвига сигнала прямого прохождения вследствие повышенной влажности поверхностного слоя, 4 – отражение от плотных минеральных отложений, 5 – отражения от границ слоев в толще осадков.

СТРОЕНИЕ И ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Нижняя часть изученного разреза отложений озера Погоского (глубина 425-325 см) представлена зеленовато-серым ритмично-слоистыми алевритами (рисунок 18), насыщающимися органическим веществом при движении вверх, одновременно с чем слоистость становится более тонкой. Отдельно может быть выделена группа из двух темно-коричневых (органических) прослоев на глубинах 315 см и 312 см, и разделяющего их светло-коричневого прослоя из опесчаненных алевритов, на глубине 313 см. Далее вверх, с глубины 274 см до верхней границы, отложения представлены органогенными илами с обилием растительных остатков (Приложение 17).

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОТЛОЖЕНИЙ

Максимальные значения χ (до 6×10^{-5} SI) наблюдаются в нижней части колонки, на глубинах 412-337 см (Приложение 17). На фоне высоких значений χ в этом диапазоне выделяется их заметный кратковременный спад до $1,5 \times 10^{-5}$ SI на 391 см глубины, после чего показатель вновь возвращается к прежнему уровню, постепенно снижаясь до $1,5 \times 10^{-5}$ SI на глубине 321 см. Выше следует повторный прирост χ до $5,5 \times 10^{-5}$ SI, и вновь нисходящая динамика, достигающая значений, близких к нулю на глубине 251 см, сохраняющихся по всей длине колонки до верхней границы отложений.

Гранулометрический состав нижней части колонки (глубина 425-315 см) соответствует значениям размерности частиц 30-40 мкм (Приложение 19). На фоне наиболее низких значений

выделяется короткий, но выраженный пик до 40 мкм, на глубине 388 см. Диапазон глубин с 299 см до 241 см характеризуется направленным увеличением размерности частиц до 143 мкм, которая в дальнейшем претерпевает непродолжительный спад до 123 мкм (на глубине 168 см), и снова возвращается к значениям 140-170 мкм.



Рисунок 18 - Ритмично-слоистый алеврит, насыщающийся органическим веществом при движении вверх, в отложениях озера Погоского.

ОРГАНИЧЕСКАЯ И НЕОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. СОДЕРЖАНИЕ ИЗОТОПА ^{13}C

Элементы Ti, K, Fe, Ca, Zr и Si характеризуются наиболее высокими значениями концентрации в отложениях озера Погоского на глубине 425-251 см, с абсолютным наблюдаемым максимумом на 425-396 см (в особенности этот пик выражен у Fe) (Приложения 17, 18). На глубине 391-385 см у литофильных элементов проявляется четко выраженный синхронный двойной минимум, за которым на глубине 384-371 см следует неявно выраженный максимум (наилучшим образом проявленный в распределении Si и K). Некоторое снижение K, Ti и Si затем наблюдается на глубине 356-333 см. Начиная с уровня 251 см содержание литофильных элементов понижается и достигает своих минимальных значений, которые сохраняются до верхней границы отложений. На глубине 21-6 см регистрируется небольшой синхронный подъём содержания Ti, Fe, K и Ca.

Количество ТОС на диапазоне 425-291 см в среднем составляет 4-5 %. (Приложение 17) Хорошо прослеживается однократный пик содержания ТОС (11 %) на глубине 387 см. Направленный рост количества ТОС отмечен с глубины 500 см, достигая 49 % к 212 см. Оставшаяся верхняя часть колонки характеризуется также повышенным содержанием ТОС, около 45-50 %.

ТС содержится в отложениях на диапазоне глубин 425-356 см в количестве около 0,8 – 1,2 %, и затем плавно снижается практически до нуля к глубине 322 см (Приложение 18). Вновь ТС появляется в осадках с глубины 216 см, сначала в количестве 0,1 – 0,2 % (до глубины 118 см), затем в виде резких и частых осцилляций в количестве 0,5 – 2,0 % (до верхней границы отложений).

На глубинах 425-254 см график вертикального распределения соотношения Fe/Ti представлен довольно гладкой кривой, с редкими очень слабо выраженными колебательными сдвигами и одним выделяющимся пиком на 386 см (Приложение 18). На уровне с 254 см до 231 см наблюдаются интенсивные и амплитудные скачки (максимумы) Fe/Ti, переходящие выше в относительно равномерный ход графика распределения примерно на том же уровне, что и в нижней части колонки, но с более выраженными частыми колебаниями. Некоторое повышение значений Fe/Ti с несколькими сериями пиков прослеживается в самой верхней части колонки, на глубине 61-0 см.

На протяжении интервала глубин 425-313 см соотношение C/N испытывает сперва подъем (до 20,5 на уровне 371 см), и затем устойчивый спад (до 13 на уровне 311 см), сопровождаясь периодическими резко выраженными пилообразными колебаниями показателя (на уровнях 376 см, 360 см и 316 см) (Приложение 18). К глубине 251 см C/N немного повышается до 15,5, и далее понижается, местами скачкообразно, до 10,8 на 188 см глубины. Затем C/N вновь повышается до 14,0 к 141 см и удерживается вокруг этого уровня, до глубины 61 см, после чего вновь повышаясь к верхней границе отложений до значений 13,5-14,0 без выраженных колебаний.

Вертикальная динамика показателя $\delta^{13}\text{C}$ в колонке отложений озера Погоского отличается большим разнообразием (Приложение 18). На глубине 425-355 см показатель $\delta^{13}\text{C}$ демонстрирует высокие значения (до -21,9 ‰), после чего изменяется в сторону уменьшения количества тяжелого изотопа ^{13}C , до -26,5 ‰ на 355-328 см. После резкого пика $\delta^{13}\text{C}$ до -21,2 ‰ на глубине 316 см показатель падает до -28,9 ‰ на 277 см. Далее вверх по колонке у $\delta^{13}\text{C}$ прослеживается продолжительный сдвиг в сторону более тяжелого изотопного состава, с единичными осцилляциями (277-152 см, до значений -20,0 ‰). С 152 см и до верхней поверхности отложений показатель $\delta^{13}\text{C}$ постепенно изменялся в сторону уменьшения доли тяжелого изотопа, достигая -27,5 ‰ в приповерхностной части.

КАЧЕСТВЕННЫЙ И КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ ФАЗЫ МИНЕРАЛОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Кварц занимает главенствующее место в минеральном составе отложений озера Погоского по всей длине исследованной колонки (Приложение 19). На глубинах с 425 см до 215

см доля кварца изменяется от 40 до 53 %, с плавным нарастанием до 60 % на 321-311 см. Количество полевых шпатов (альбит, микроклин, анортит) на этом же диапазоне остается практически неизменным и составляет 25-30 %. Мусковит содержится в количестве 4-9 % от нижней границы колонки и до глубины 316 см, после чего демонстрирует колебательный рост до 17 % на глубине 281 см и последовательное сокращение до 3 % к 261 см. Листовые силикаты (хлорит, каолинит) стабильно присутствуют в нижней части колонки (425-253 см) на уровне около 10-12 %, после чего полностью исчезают из минерального состава в верхних горизонтах. Количество доломита в горизонтах 425-355 см оценивается в 10-14 % от минерального состава, после чего к глубине 316 см он полностью исчезает и не регистрируется до верхней границы отложений. Для всех упомянутых групп элементов выделяется синхронный сдвиг в содержании на глубине 166 см: количество кварца увеличивается до 87 %, мусковита – сокращается до 13 %, полевые шпаты и листовые силикаты на этом интервале полностью исчезают из минеральной фракции. Гётит, который не наблюдался на глубинах 425-253 см, и достиг 14 % содержания к 215 см, также временно исчезает на упомянутой глубине 166 см, после чего сохраняется в количестве 11-25 % до глубины 39 см, и вновь исчезает вплоть до верхней границы отложений.

ХРОНОЛОГИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Для последовательности отложений озера Погоского были получены шесть датировок методом AMS. Калиброванные значения абсолютного возраста представлены в таблице 6. Из трёх датировок образцов, изъятых из нижнего ритмично-слоистого алевритового горизонта с органикой, две (на глубинах 414,5 см и 350,5 см) были признаны ошибочными по результатам возрастного моделирования в R. Датировка 10598 ± 30 кал.л.н. относится к переходному горизонту от алевритов к органогенным илам мощностью около 40 см. Возраст 9248 ± 30 кал.л.н. был получен для границы вышеуказанных литологических горизонтов. Одна датировка (4285 ± 25 кал.л.н.) получена для образца из средней части толщи органогенных илов (глубина 313 см). Всего возрастная модель (рисунок 19) охватывает временной интервал от ~13 кал.тыс.л.н.

Таблица 6 – Результаты AMS датирования образцов отложений из озера Погоского.

Лабораторный номер	Глубина, см	Материал датирования	Радиоуглеродный возраст (^{14}C), лет назад (1σ)	Калиброванный возраст, лет назад, медианная вероятность
IGAN-8062	104	общ.орг.углерод	3860 ± 25	4285
IGAN-8061	250	общ.орг.углерод	8265 ± 30	9248
IGAN-6366	303	общ.орг.углерод	9370 ± 30	10598
IGAN-8060*	350,5	общ.орг.углерод	$10\ 760 \pm 30$	12736
IGAN-8059	390,5	общ.орг.углерод	$10\ 600 \pm 40$	12643
IGAN-8058*	414,5	раст.остатки	$10\ 010 \pm 65$	11507

* - образец, возраст которого был отмечен как ошибочный в результате моделирования в gWason, и не использовался при построении возрастной модели и расчете темпов осадконакопления

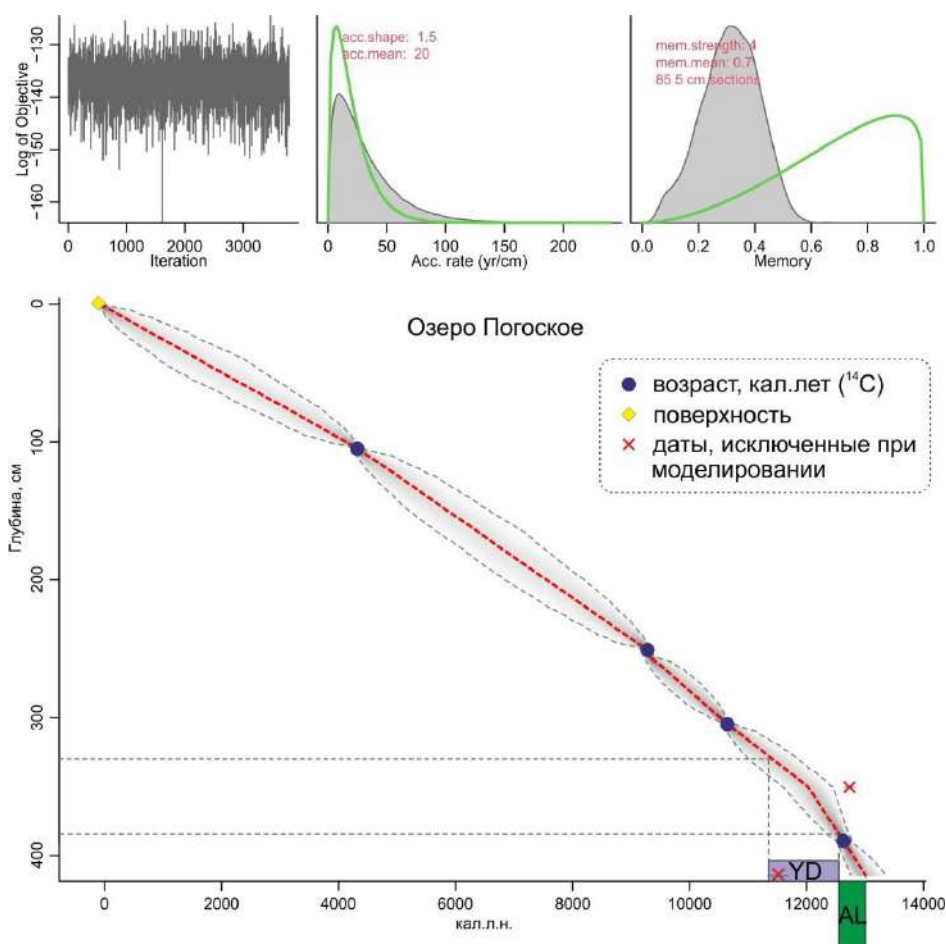


Рисунок 19 - Байесовская возрастная модель осадконакопления для колонки отложений озера Погоского, выполненная с помощью функции gWason в R. YD – поздний дриас, AL – аллерёд.

5. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И УСЛОВИЯ ОЗЕРНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

5.1. Северо-запад Молого-Шекснинской низменности (озеро Белое)

На основании изменений литологических и геохимических параметров, а также по результатам радиоуглеродного датирования вся колонка была разделена на три зоны снизу вверх (I, II и III) (Приложения 9-12, таблица 7).

5.1.1. 14,0 - 12,8 кал.тыс.л.н.

Этап наиболее активного поступления кластического материала в озеро Белое зафиксирован в нижней части зоны I, что выражается в повышенном содержании минерогенных элементов (Si, Ti, K, Fe) (Садоков и др., 2021б), магнитной восприимчивости (χ), Ti/ТОС и малом количестве ТОС (Приложения 9, 10), и в совокупности свидетельствует о высокой интенсивности эрозии и низкой биопродуктивности водоема (Mackereth, 1966; Engstrom, Wright, 1984; Садоков и др., 2022; Sadokov et al., 2022). По признакам замедленной минерогенной аккумуляции, таким как снижение содержания минерогенных элементов и χ , и рост ТОС (Cohen, 2003), в позднеледниковье были зарегистрированы интерстадиальные условия в периоды около ~14,0 кал.тыс.л.н. (интервал 400-396 см) (подзона I-a) и ~13,0 кал.тыс.л.н. (интервал 361-348,5 см) (подзона I-e) (Приложения 9, 10). Таким образом, фактор, определявший характер осадконакопления, составляющий компоненту 1 (рисунок 20), соотносится с активностью поступления литогенного материала в результате физического выветривания пород и с водно-ледниковыми потоками (Van der Bilt et al., 2015).

В течение короткого периода подзоны I-a отмечалось заметное снижение содержания минерогенных элементов (Si, K, Ti, Fe), свидетельствующих о снижении аллохтонного сноса при вероятном непродолжительном смягчении палеоклиматических условий и установлении спокойной палеогидрологической обстановки. Поскольку не были обнаружены характерные признаки увеличения биопродуктивности или изменения редокс-условий водоёма, на севере МШН предположительно сохранялись природные условия, типичные для перигляциальной зоны. Короткая длительность теплого интервала может быть объяснена сильным охлаждающим воздействием крупной системы приледниковых озер и мертвого льда (Krinner et al., 2004, Mangerud et al., 2004), широко распространённых в МШН и на сопредельных территориях в позднеледниковое время. (Saarnisto, Saarinen, 2001; Subetto et al., 2002; Величко и др., 2017).

Временные границы выделенного теплого интервала совпадают с окончанием стадии GI-1e Гренландской стратиграфической шкалы GICC05 (Rasmussen et al., 2014) и завершающим этапом бёллинга (Mangerud et al., 1974).

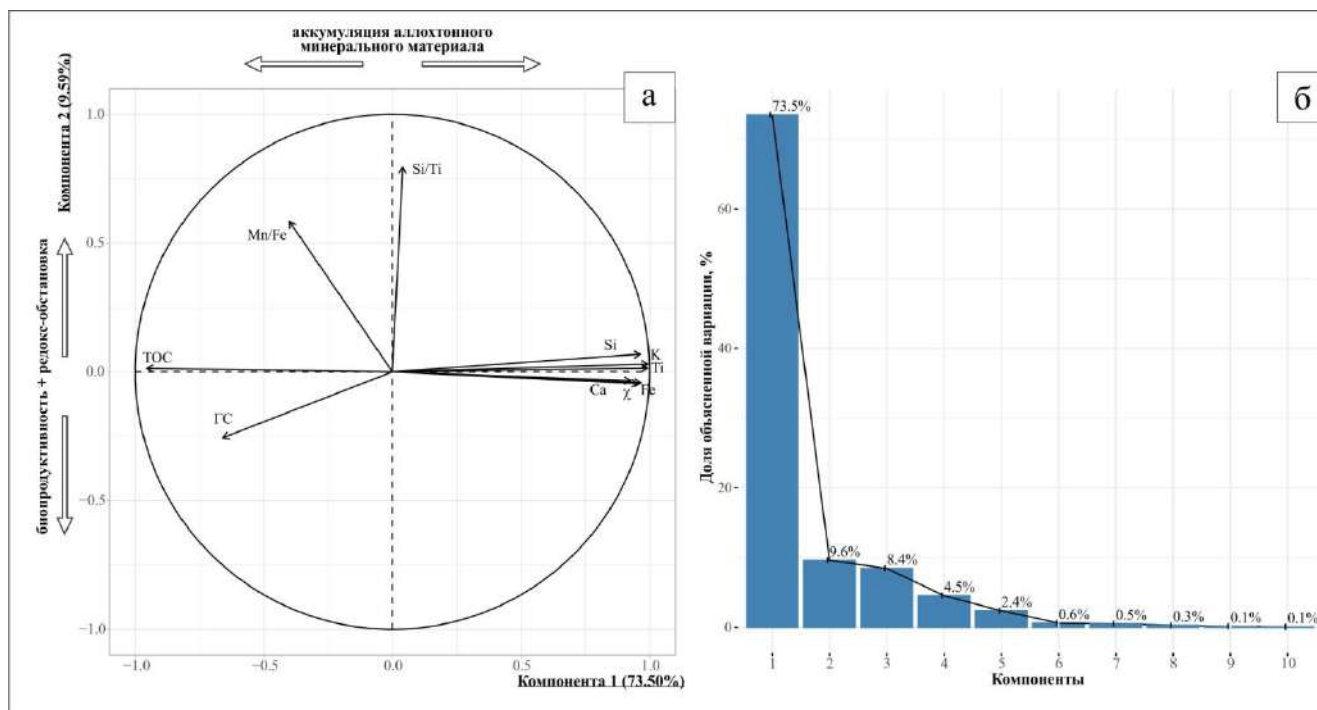


Рисунок 20 – А: Биplot с результатами PCA, выполненного для 10 химических элементов и физических параметров донных отложений озера Белого. Для рядов показателей TOC, ГС и χ была выполнена процедура заполнения пустых значений в R при помощи пакеты 'missMDA'. Радиус окружности, равный 1, соответствует максимальному вкладу вектора в формирование выборки, оси соответствуют двум основным компонентам. Б: График собственных значений компонент, выявленных в результате PCA, и доля объясняемой ими вариации выборки.

За этим теплым эпизодом последовал период повышенной литогенной аккумуляции $\sim 13,5$ кал.тыс.л.н. (глубина 396-367 см) (подзона I-b) (Приложения 9, 10), что было связано с холодным климатом среднего дриаса (Mangerud et al., 1974; Arslanov, 1993; Величко и др., 2017) (холодная фаза GI-1d) (Rasmussen et al., 2014), во время которого продуктивность озера оставалась низкой, судя по низкому количеству TOC (Приложение 10).

Около $\sim 13,2$ кал.тыс.л.н.н (подзона I-c) наблюдалось резкое сокращение притока аллохтонного минерального материала, укрупнение медианного размера частиц до 119 мкм и небольшое увеличение частоты колебаний Si/Ti (Приложения 9, 10), свидетельствуя о наступлении теплых условий с выраженными периодическими осцилляциями уровня биопродуктивности (Wennrich et al., 2014). Эти изменения могли стать возможны при условии кратковременного частичного распада ледниковых массивов, распространенных в пределах Колпинской равнины, Тихвинской гряды и Андогской возвышенности. Последовавший далее резкий рост содержания минеральных элементов вместе с пониженным количеством TOC около $\sim 13,1$ кал.тыс.л.н. принимается за признаки похолодания (подзона I-d), хронологические границы которого совпадают с фазой GI-1b, также известной как Intra Allerød Cold Period (Björck et al., 1998; Rasmussen et al., 2014), или осцилляция килларни/герцензее (Lotter et al., 1992; Levesque et al., 1993; Björck et al., 1996; Yu, Eicher, 1998; Величко и др., 2017).

Наиболее заметный эпизод потепления, относящийся к позднеледниковью, регистрируется на ~13,0 кал.тыс.л.н. (подзона I-e), и отчетливо выделяется по повышению количества ТОС до 19%, снижению содержания минеральных элементов, Ti/ТОС, χ и эпизодически возрастающему до 138 мкм медианному размеру частиц (Приложения 9, 10). Укрупнение размера частиц до мелкопесчаной фракции и временное обогащение полевыми шпатами указывает на формирование осадочной толщи в условиях мелководий, при понижении общего уровня водоёма (Приложение 12) (Jones, Bowser, 1978). Выделенный теплый интервал хронологически и климатически соотносится со второй половиной аллерёда (Mangerud et al., 1974) и со стадией GI-1a (Rasmussen et al., 2014).

Примечательно, что в целом значения магнитной восприимчивости по всей колонке не достигают величин, свидетельствующих бы о присутствии сколько-нибудь значимого количества магнитных или иных тяжелых минералов; значения магнитной восприимчивости до 20×10^{-6} SI соответствуют показателям, характерным, в том числе, для минералов, не содержащих железа, а для кварцевых и полевошпатовых осадков следует ожидать и отрицательных значений χ (Hunt et al., 1995). Поэтому этот показатель свидетельствует не столько о магнитной фракции минералов, сколько в целом о поступлении в озеро кластического материала, вероятно, ранее перемытого и отсортированного (исходя из минерального состава).

Совместное изучение динамики показателей C/N и $\delta^{13}\text{C}$ (Приложение 11) позволяет в общих чертах реконструировать преобладавшую в течение зоны I растительность. Так, пониженные значения C/N на фоне относительного преобладания тяжелого изотопа ^{13}C в течение зоны I указывают на значительную долю остатков водных (озёрных) макрофитов в органической фракции (Lamb et al., 2004; Leng, Marshall, 2004), при заметном вкладе групп C₄-фотосинтезирующих растений (Meyers, 1994). В особенности последнее наблюдение характерно проявляется в течение подзоны I-c в виде сдвига значений $\delta^{13}\text{C}$ до -20,8‰, что свидетельствует о более широком распространении ксерофитных группировок на водосборной территории. В свою очередь, учитывая ранее описанные наблюдения по укрупнению размерности частиц и сокращению литогенного сноса, эта динамика $\delta^{13}\text{C}$ связывается с сокращением площади и глубины озера, благодаря чему остатки ксерофитных растений, группировки которых развивались под охлаждающим воздействием еще существовавших в МШН массивов мертвого льда, занимали более заметную долю в органической фракции. По небольшому, но заметному росту C/N и сдвигу $\delta^{13}\text{C}$ до -24,4‰ на интервале подзоны I-e отмечается появление в смеси органического детрита большего количества остатков наземных растений, а также бóльшая доля C₃-фотосинтезирующих видов (Meyers, Ishiwatari, 1995), чем во время подзоны I-c. Предполагается, что это также свидетельствует о климатическом

потеплении, что согласуется с выводами, полученными на основании изучения неорганических и элементных характеристик.

5.1.2. 12,8 – 11,7 кал.тыс.л.н.

Интерстадиальная климатическая обстановка была прервана резким наступлением холодных условий, отмечаемых по росту неорганических компонентов осадков (элементы Fe, Si, K, Ti, Ca), χ и спаду количества ТОС до 2,8%, начавшемуся около ~12,8 кал.тыс.л.н. (нижняя граница зоны II) (Приложения 9, 10), что соответствует границе между стадиями GI-1a и GS-1 (Rasmussen et al., 2014). Помимо вышеперечисленных признаков, об установлении холодных климатических условий свидетельствует сдвиг медианной размерности частиц до алевритовой фракции, что может считаться характерным индикатором подъема уровня палеоводоёма в стадиальных условиях (Приложение 2) (Menking, 1997). Начало и окончание отмеченного холодного периода хорошо согласуются с рубежами позднего дриаса (Subetto et al., 2002; Lohne et al., 2013; Lohne et al., 2014; Величко и др., 2017) и стадии GS-1 (Rasmussen et al., 2014). Небольшой спад содержания Ti, K, Si и Fe в середине холодного периода, запечатленный на глубине 334-326 см (подзона II-a) (Приложения 9, 10), свидетельствует о меньшей интенсивности эрозии грунтов и менее суровом климате, чем в начале и конце. Схожие наблюдения были сделаны для донных отложений озер Северной Америки (Yu, Eicher, 1998).

Кратковременная пауза в минеральной аллохтонной аккумуляции (короткий спад содержания Si, K, Ti, Fe) и синхронное повышение ТОС с 3 до 8% (Приложение 10) фиксируется около ~12,0 кал.тыс.л.н. на глубине 307-306 см. С этого же интервала значения Mn/Fe начинают плавно повышаться, испытывая регулярные частые колебания вверх по колонке (Приложение 10), что свидетельствует о периодическом проявлении окислительных условий, улучшенном перемешивании воды в озере, чем в предыдущей зоне, и интерпретируется как первая фаза спада уровня воды в тогда уже мелководном приледниковом Молого-Судском водоёме (Subetto et al., 2003; Сапелко и др., 2006; Naehner et al., 2013). До конца зоны II преобладающим остается фактор минерального осадконакопления (рисунок 20), обусловленный интенсивной эрозией не закрепленных растительностью грунтов при сухом и холодном климате.

5.1.3. < 11,7 кал.тыс.л.н.

Примерно ~11,7 кал.тыс.л.н. (горизонт 303-296 см, нижняя часть зоны III) (Приложения 9, 10) регистрируется наиболее резкая фаза роста содержания ТОС до 25%, влажности осадков и небольшой пик Mn/Fe, при этом сопровождаясь устойчивым трендом к замедлению аллохтонного сноса минеральных частиц, что свидетельствует об улучшении снабжения

придонных вод кислородом и активным продуцированием органического вещества в озере (Naeher et al., 2013).

Пик наблюдаемой в осадках оз. Белого смены палеоклиматических условий (~11,7 кал.тыс.л.н.) хронологически соответствует нижней границе голоцена, которая приравняется к 11 653 кал.л. ВР, согласно глобальному стратотипу (GSSP), выделенному на основании распределения $\delta^{18}\text{O}$ и Na в ледовом керне NGRIP (Walker et al., 2008; Rasmussen et al., 2014; Walker et al., 2019), и около 11,5-11,6 кал.тыс.л.н., согласно стратиграфии, основанной на озёрных палеоархивах Скандинавии (Lohne et al., 2013; Lohne et al., 2014; Mangerud, 2021). Общие тренды изменения климатических условий во время накопления осадков зоны III и обусловленные ими ландшафтные перестройки удалось проследить с использованием набора показателей, свидетельствующих об увеличении продуктивности озерной системы (компонента 2, рисунок 20), которое происходило под косвенным воздействием изменения глубины водоёма и которому сопутствовало изменение придонных редокс-условий. На наступление более теплых условий и распространении водорослей в сравнительно неглубоком холодноводном водоёме также указывают спорадические находки *Pediastrum boryanum* хорошей сохранности в образцах, соответствующих 11,4-11,7 кал.тыс.л.н. (Jankovská, Komárek, 2000).

В интервале 296-290 см, соответствующем ~11,5 кал.тыс.л.н. (подзона III-а), регистрируется увеличение содержания Ti, K и Fe, снижение Si/Ti и Mn/Fe, синхронно с приостановкой роста TOC на уровне 20-25% (Приложения 9, 10), что в совокупности указывает на низкую продуктивность озёрной экосистемы и усилившуюся эрозию (Björck et al., 1997), что в определенных условиях может быть свидетельством похолодания (Kylander et al., 2013; Naeher et al., 2013; Van der Bilt et al., 2015). Временные границы подзоны III-а хронологически соответствуют рубежам холодного события 11,4 ka b2k (11 470 – 11 350 кал.л.н.) (Rasmussen et al., 2007; Rasmussen et al., 2014), известным также по многим палеоархивам Европы и Северной Америки как пребореальная осцилляция (Preboreal oscillation) (Björck et al., 1997; Yu, Eicher, 1998; Сапелко и др., 2006; Ноек, Vos, 2007).

Начавшись еще с конца зоны II (около ~11,9 кал.тыс.л.н.), изотопный состав претерпевает заметный сдвиг до -19,3‰ к подзоне III-а (рисунок 8), синхронно с ростом показателя Mn/Fe. Это логично подтверждает предположение о снижении уровня палеоозера, которое привело к распространению ксерофитной (C₄) растительности на освобожденных от воды территориях (Meyers, Lallier-Vergès, 1999).

Практически полное сокращение количества кальция, карбонатов и гипса к подзоне III-а свидетельствуют, во-первых, об аллогенной природе поступающих в озеро в течение позднеледникового цикла гипсов и доломитов, распространенных повсеместно в районе исследования под четвертичными отложениями (Мокриенко и др., 1976; Jones, Bowser, 1978;

Александрова, 1985), и, во-вторых, о переотложении кластического материала из уже сформировавшейся толщи в результате мерзлотных и эоловых процессов в начале межледниковой эпохи (Мокриенко и др., 1976).

Рост доли калиевых полевых шпатов (до 20% всей минеральной фазы) в составе тонкопесчано-алевритовой фракции (Приложения 10, 12) указывает на интенсивное криогенное выветривание и эоловый перенос (Wennrich et al., 2014; Величко и др., 2017) с обнажившихся положительных форм равнинно-моренного рельефа в течение непродолжительного времени после первых этапов дренирования приледникового озера и до появления сомкнутого растительного покрова. Согласно представлениям Мокриенко и др. (1976), ветровой перенос криогенно преобразованных грунтов асинхронно активно происходил в различных районах севера Молого-Судской низины с конца позднеледниковья и в раннем голоцене.

Общий рост значений и частоты колебаний Si/Ti и Mn/Fe около $\sim 11,0$ кал.тыс.л.н. (глубина 287-282 см) указывают на проявление регулярной ритмичности лимнологических процессов в условиях сократившейся глубины озера (Kylander et al., 2013; Naeher et al., 2013), и интерпретируется как один из завершающих этапов снижения уровня обширного палеоводоёма. По мере освобождения обширных территорий от озерных вод в раннем голоцене (Walker et al., 2012), на них активизировались процессы заболачивания и торфонакопления (Мокриенко и др., 1976). Аналогичные изменения глубины и режима седиментогенеза наблюдались также в бассейне современного оз. Водлозера около 11 кал.тыс.л.н. (Сапелко и др., 2006), в озёрах Присухонской низины (Гей, 2000) и Карельского перешейка (Subetto et al., 2002).

Сдвиг в минеральном составе в сторону доминирования кварца (89%) около $\sim 10,1$ кал.тыс.л.н. (глубина 441 см) вероятно связан с высокой активностью эолового переноса материала (Dean, 1997; Löwemark et al., 2010) являвшегося основным механизмом поступления тонкопесчано-алевритовых частиц в озеро (Мокриенко и др., 1976) в условиях похолодания климата, отмечавшегося в северном полушарии в интервале 10 400 – 10 200 кал.л.н. (Björck et al., 1996; Субетто и др., 2003; Wanner et al., 2015).

Последовательность пиков на графиках Mn/Fe и Si/Ti на диапазоне 122-91 см (подзона III-b в Приложении 10) (около 4,2 – 3,2 кал.тыс.л.н.) свидетельствует об эпизодическом хорошем насыщении кислородом придонных водных слоев и о последовательных вспышках биопродуктивности в озере. Это может объясняться значительными перепадами в глубине и размерах водоёма на рубеже среднего и позднего голоцена (согласно Walker et al., 2012), и подтверждается выводами Мокриенко и др. (1976), согласно которым Лозско-Азатская озёрная система претерпевала регрессию в атлантическом периоде, и трансгрессию с наступлением суббореала.

Таблица 7 – Стратиграфические подразделения, выделенные в колонке отложений озера Белого на основе анализа вариации геохимических показателей.

Зона I (409-348 см) ~14,0-12,8 кал.тыс.л.н.					
Осадконакопление характеризуется значительным поступлением минерального материала, что отражено в высоком содержании Ti, K, Si, Fe и низком содержании ТОС. Низкая биопродуктивность и интенсивное физическое выветривание наблюдались в течение большей части позднеледниковья, и, возможно, обусловлены длительным существованием полей мертвого льда.					
Подзона	Глубина (см)	Возраст (кал.тыс.л.н.)	Геохимические признаки	Интерпретация	Стратиграфическая корреляция
I-a	400-396	~14,0	Резкий спад содержания Si, K, Ti, Fe. Низкие значения ТОС и Mn/Fe	Снижение гидрологической активности и сноса аллогенного вещества; придонная аноксия	Бёллинг, стадия GI-1e
I-b	396-369	~13,5	Рост Si, K, Ti, Fe. Сниженное ТОС	Высокие темпы минеральной седиментации	Средний дриас, стадия GI-1d
I-c	369-366	~13,2	Сокращение количества Si, K, Ti, Fe. Рост значений Dx(50) до 119 мкм	Короткое потепление, замедление минерального сноса, вероятно, из-за распада полей мёртвого льда	Аллерёд, стадия GI-1c1
I-d	366-361	~13,1	Низкие значения ТОС (9%) и Dx(50) (86 мкм), рост содержания Si, K, Ti, Fe	Кратковременное похолодание, преобладает аллогенный снос	Аллерёд, стадия GI-1b, (Осцилляция киларни/герцензее)
I-e	361-348,5	~13,0	Низкий уровень Si, K, Ti, Fe, повышенные	Наиболее выраженная пауза в минеральной	Аллерёд, стадия GI-1a

			значения ТОС (19%) и Dх(50) (138 мкм)	аккумуляции. Наступление теплого климата и снижение уровня водоема	
Зона II (347-304 см) ~12,8-11,7 кал.тыс.л.н.					
Холодный климат с высокой интенсивностью физического выветривания и повышенным уровнем водоема отмечается по одновременному увеличению содержания Ti, K, Si, Fe, синхронному снижению ТОС и сдвига гранулометрического состава в сторону алевритовой фракции. Хронологические границы холодного периода хорошо согласуются с известной длительностью позднего дриаса и стадией GS-1.					
II-a	334-326	~12,7	Небольшое снижение содержания Ti, K, Si и Fe	Ослабление физического выветривания	Поздний дриас, стадия GS-1
Зона III (303-0 см) < 11,7 кал.тыс.л.н.					
Быстрое увеличение ТОС (до 50%) одновременно с окончательным сокращением темпов минерогенной аккумуляции и появлением аутигенных минералов маркирует стремительный рост озёрной биопродуктивности. Наблюдаемые изменения хронологически соотносятся с принятой нижней границей голоцена и одновременной регрессией крупного палеоводоёма, который окончательно дренировался к ~11,0 кал.тыс.л.н. (Пребореал)					
III-a	296-290	~11,7-11,3	Повышенное количество Ti, K, Fe, Si. Пауза в нарастании Mn/Fe и ТОС.	Усиленные темпы эрозии и остановка роста продуктивности указывают на короткое похолодание	Пребореал
III-b	122-91	~4,2-3,2	Серия пиков Mn/Fe и Si/Ti	Скачкообразные гидрологические и трофические изменения	Поздний голоцен

5.2. Центральная часть Молого-Шекснинской низменности (озеро Хотавец)

Выявленная последовательная смена условий осадконакопления в позднеледниковое время и в начале голоцена отождествляется с основными хронозонами, описанными для всего региона Северной Атлантики на основании результатов изучения ледовых кернов Гренландии

(временная шкала GICC05) (Björck et al., 1996; Steffensen et al., 2008; Walker et al., 2008; Rasmussen et al., 2014; Walker et al., 2019) и континентальных разрезов Скандинавии и Северной Европы, в том числе разрезов озерных отложений, с позиций климатостратиграфии (Neugebauer et al., 2012; Lohne et al., 2014).

По результатам изучения физико-химических параметров, в изученной части отложений озера Хотавец было выделено три зоны (I, II и III) (Приложения 13-15, таблица 8). По результатам спорово-пыльцевых исследований было выделено 4 палинозоны (Приложение 16).

5.2.1. 13,5 – 12,9 кал.тыс.л.н.

Отложения зоны I формировались в интерстадиальную эпоху, о чем свидетельствует ряд геохимических, минералогических и палинологических признаков. Так, о замедлении минеральной аккумуляции в пределах подзоны I-a (408-378 см, ~13,3-12,9 кал.тыс.л.н.) свидетельствует прежде всего пониженное содержание Si и K, что характерно для интерстадиальных условий (Приложение 13) (Mackereth, 1966).

По результатам спорово-пыльцевого анализа, на интервале 412-364 см (13,5 – 12,9 кал.тыс.л.н.) была выделена палинозона 1 (Приложение 16), соответствующая зоне I (рис. 9-11). В течение палинозоны 1 наряду с присутствием перигляциальных сообществ (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Roaceae*, *Cyperaceae*) распространяется древесная растительность (до 70% пыльцы) с преобладанием ели и сосны, что позволяет уверенно отнести этот интервал к аллерёду. Учитывая присутствие водорослей (*Pediastrum*, *Botryococcus braunii*) и пыльцы водной растительности, можно охарактеризовать климат рассматриваемого интервала как сравнительно прохладный и влажный.

В соотношении основных компонентов минеральной фазы в зоне I отмечена сравнительно пониженная доля кварца (43-50%) и несколько повышенное количество сидерита (до 11%) (Приложение 14). Уменьшение доли кварца в минеральном составе в течение зоны I может закономерно объясняться приостановкой поступления кластического материала с водными потоками, а также меньшей интенсивностью физического выветривания (Jones, Bowser, 1978), по всей видимости, из-за формирования почв и заболачивания прилегающих территорий, что подтверждается выводами исследований погребенных торфяников (Приложение 4) (Садоков и др., 2021a). Обнаружение аутигенного сидерита (Kelts, Hsu, 1978; Gornitz, 2009) на начальном и завершающем интервалах зоны I свидетельствует об анаэробных условиях (Wennrich et al., 2014; Strakhovenko et al., 2020), способствовавших вторичному минералообразованию, и согласуется с синхронным повышенным содержанием Fe. На образование сидерита также могло повлиять повышение концентрации CO₂ в воде в результате разложения водной органики (Gornitz, 2009), количество которой, вероятно, несколько увеличилось в условиях

климатического потепления. Заметные перепады содержания Fe в отложениях зоны I также связываются с ритмичной сменой редокс-обстановки в придонной части (Engstrom, Wright, 1984), обусловленной, вероятно, колебательным режимом ледовой обстановки и прогрессирующим распадом полей мёртвого льда, распространенных в районе исследований (Saarnisto, Saarinen, 2001). О длительном преобладании ледового покрова свидетельствует гранулометрический состав отложений на начальном этапе зоны I (55 мкм), после чего наблюдается укрупнение медианной размерности частиц до фракции около 100 мкм к концу зоны I (Приложение 13). В совокупности с вышеизложенными индикаторами, заметный сдвиг в гранулометрическом составе также рассматривается в качестве признака наступления тёплых (интерстадиальных) условий (Jones, Bowser, 1978).

Зона I по своим хронологическим рубежам и палеоклиматической интерпретации соотносится со второй половиной аллерёда (Mangerud et al., 1974) и со стадиями GI-1c1 – GI-1a Гренландской стратиграфической шкалы GICC05 (Rasmussen et al., 2014).

В соответствии с результатами PCA (рисунок 21), фактор, действующий на распределение значений основных физико-химических показателей в общей выборке, противопоставляет ряды Si, K, Ti и χ показателям ТОС, Mn/Fe и ГС вдоль оси X с незначительным отклонением к оси Y. Принимая во внимание близкую к первой группе показателей корреляцию C/N (Meyers, 1994), можно утверждать, что обе эти группы показателей являются индикаторами глубины водоёма, динамика которой проявлялась в различиях в поступлении аллогенной фракции и баланса минерогенного и органогенного режимов седиментации в озере.

5.2.2. 12,9 – 11,8 кал.тыс.л.н.

В зоне II были выделены подзона II-a (глубина 377-335 см, ~12,9-12,1 кал.тыс.л.н.) и подзона II-b (глубина 334-318 см, ~12,1-11,8 кал.тыс.л.н.) (таблица 8).

Повышенное содержание Si, K и кварца в отложениях подзоны II-a в совокупности с низким (2 %) количеством общего органического углерода (Приложения 13, 14) свидетельствуют о минерогенном режиме седиментации в водоёме с крайне низкой биопродуктивностью в условиях интенсивной эрозии грунтов на водосборе (Engstrom, Wright, 1984). Преобладание фракции размером 62 мкм свидетельствует о седиментации в стадиальных условиях, что также подтверждается преобладанием в литологии подзоны II-a тонкослоистого темно-коричневого материала, в отличие от более широких светло-коричневых горизонтов мелкопесчаного состава зоны I (Saarnisto, Ojala, 2009). В содержании Fe прослеживается спад, обратно пропорциональный содержанию литогенных элементов (Si, K). Вероятно, это объясняется переходом железа в растворимую двухвалентную форму, обусловленным восстановительными придонными условиями (Koinig et al., 2003) из-за длительного периода

ледового покрова и повышенного уровня водоёма. Резкий сдвиг показателей C/N (до 25) и $\delta^{13}\text{C}$ (до -14‰) (Приложение 15) свидетельствует о значительном вкладе остатков наземных растений, фотосинтезирующих по типу C_4 , в состав органической фракции, что также подтверждает установление сухих и холодных климатических условий (Meyers, 1994).

Подзона II-b характеризуется постепенными направленными изменениями многих показателей в сторону интерстадиального климата. Количество ТОС нарастает до 10 % одновременно с резким снижением количества литогенных элементов и кварца, маркируя переход к органогенному типу седиментогенеза. В содержании Fe прослеживается резкий рост, что можно объяснить улучшенным снабжением придонных слоев кислородом (Hamilton-Taylor, Davison, 1995; Sadokov et al., 2019), вероятно, в результате уменьшения глубины водоёма, на которое также указывает постепенное повышение показателя Mn/Fe (Приложение 14) (Naeher et al., 2013). В пользу начавшегося перехода от стадиального климата к более теплым условиям свидетельствует сдвиг C/N до 12 и $\delta^{13}\text{C}$ до -26,5‰ (Приложение 15), что указывает на постепенное развитие водной растительности и наземных C_3 -растений (Meyers, 1994).

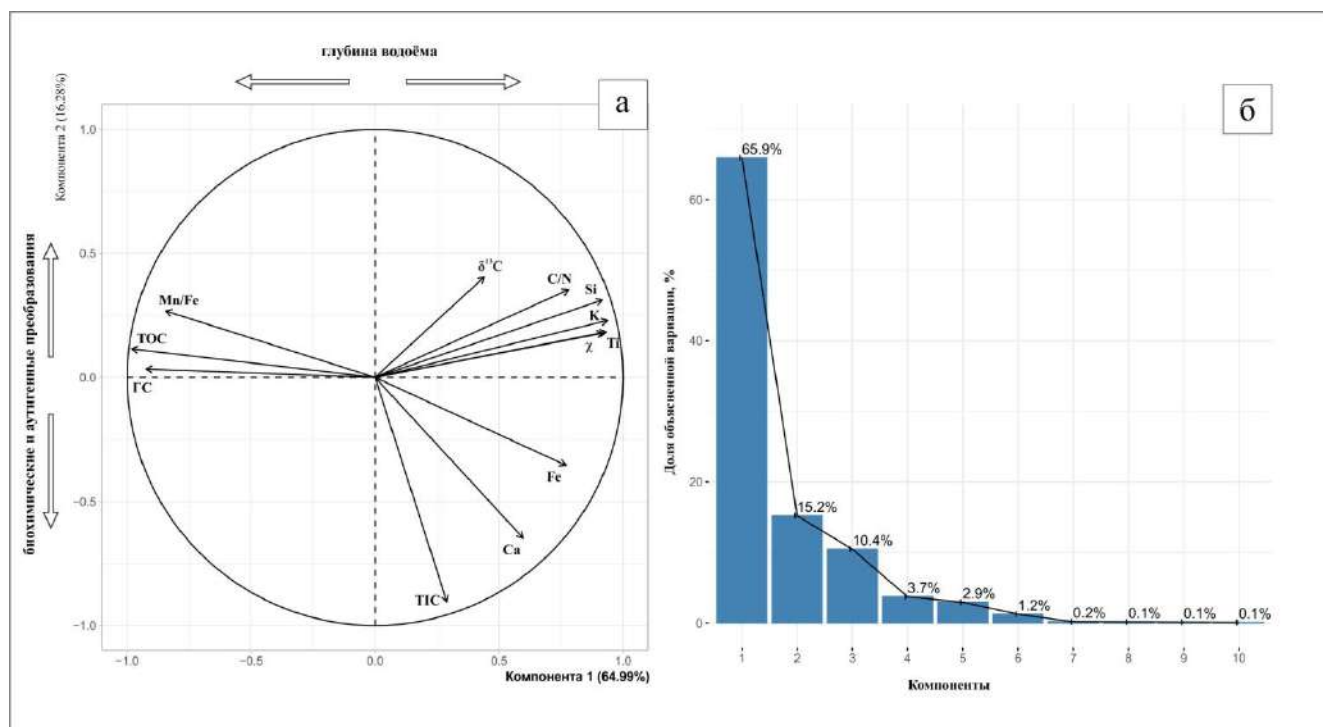


Рисунок 21 – А: Биplot с результатами PCA, выполненного для 12 химических элементов и физических параметров донных отложений озера Хотавец. Для рядов показателей ТОС, ГС, ТИС, C/N, $\delta^{13}\text{C}$ и χ была выполнена процедура заполнения пустых значений в R при помощи пакеты 'missMDA'. Радиус окружности, равный 1, соответствует максимальному вкладу вектора в формирование выборки, оси соответствуют двум основным компонентам. Б: График собственных значений компонент, выявленных в результате PCA, и доля объясняемой ими вариации выборки.

Палинозона 2 была выделена на интервале 364-311 см (12,9-11,8 кал.тыс.л.н.) (Приложение 16), и с хорошей точностью соответствует границам, установленным для зоны II по геохимическим признакам. В этот период распространяются травянистые группировки с

преобладанием полыней, маревых, злаков, осоковых, а также эфедры и дриады. Подобные ландшафты, включающие *Dryas octopetala* и *Ephedra*, реконструированы и для района другого приледникового палеоводоёма Вологодской области - Воже-Лачинского озера (Косорукова, Сапелко, 2015; Косорукова и др., 2017). Древесная растительность практически исчезает (содержание не превышает 50 %), пыльца сосны вероятно в основном является заносной. Продуктивность водоёма падает. Весь комплекс спорово-пыльцевых признаков позволяет соотнести палинозону 2 с поздним дриасом. Примечательно, что по палинологическому составу начало перехода режима седиментации к характерным для теплого климата условиям фиксируется не синхронно с подзоной II-b, а лишь с наступлением зоны III, что может объясняться задержкой в реакции биоты на климатические изменения, в отличие от гидрологических перестроек, и частичным размывом или переотложением пыльцы.

Климатический сигнал, полученный для зоны II, подтвержденный AMS датами, соотносится с похолоданием позднего дриаса (Subetto et al., 2002; Lohne et al., 2014) и стадией GS-1 (Rasmussen et al., 2014).

5.2.3. 11,8 – 6,3 кал.тыс.л.н.

В зоне III были выделены подзона III-a (глубина 317-298 см, ~11,8-11,2 кал.тыс.л.н.) и подзона III-b (глубина 297-109 см, ~11,2-6,3 кал.тыс.л.н.) (таблица 8). Начало периода, в течение которого сформировались отложения подзоны III-a, хорошо согласуется с общепринятой для Северной Европы нижней границей голоцена (Lohne et al., 2014; Seddon et al., 2015, Сапелко, Тесаков, 2016; Величко и др., 2017). С начала подзоны III-a в озере Хотавец установился органогенный тип осадконакопления, и накапливались однообразные илистые отложения.

Наиболее явным критерием выделения границы между зонами II и III и, в частности, подзоны III-a является резкое повышение содержания Са, общего неорганического углерода (ТЭС), кальцита (до 62%), сидерита (до 42%) и синхронное снижение доли кварца (до 8%) в минеральном составе отложений, на фоне устойчивого роста содержания ТОС до 26% к концу подзоны III-a. (Приложения 13, 14) По всей видимости, установление благоприятных для развития водной растительности температурных условий в летнее время привело к резкому скачку биопродуктивности озерной системы. В свою очередь, в результате роста, дыхания и частичного разложения водных организмов происходило избыточное накопление CO₂ в придонном слое в условиях гипоксии, что в значительной мере способствовало эндогенному карбонатообразованию (Kelts, Hsü, 1978; Dean, Megard, 1993 Last, 2001; Rothe et al., 2016). Показатели C/N и δ¹³C демонстрируют преобладание в органической фракции остатков водных растений (Приложение 15), при этом на начальном этапе подзоны III-a виден заметный вклад

остатков наземных C₄-растений (вероятно из-за уменьшения глубины водоема и сокращения его площади, отмечающегося по росту Mn/Fe), постепенно сменяющихся на C₃-тип (Meyers, 1994) к концу подзоны III-a.

Взаимная корреляция TIS, Ca и Fe отображена на биплоте по результатам PCA (рисунок 21). Эти показатели характерно тяготеют к второму действующему фактору, обуславливающему формирование выборки, который, по всей вероятности, заключается в действии аутигенных преобразований вещества, обусловленных возросшей биогенной активностью. Безусловно, предпосылкой и движущей силой для новых аутигенных преобразований являются изменения окислительно-восстановительной обстановки, которые определяют валентность железа при седиментогенезе и темпы вторичного карбонатообразования. Учитывая вышесказанное, первую и вторую компоненты (факторы) следует считать соподчиненными.

Эта интерпретация подтверждается результатами спорово-пыльцевого анализа, в частности, постепенным сдвигом древесной растительности (березовые и сосново-берёзовые леса) к водосборному бассейну оз. Хотавец в течение палинозоны 3 (311-297 см, 11,8-11,1 кал.тыс.л.н.) (Приложение 16), пределы которой хорошо соответствуют границам подзоны III-a. Исчезновение перигляциальных сообществ (*Artemisia*, *Dryas octopetala*, Chenopodiaceae) и появление макрофитов свидетельствует о наступлении потепления и увлажнения в начале голоцена. На интервале 507-471 см, соответствующем последовавшей далее палинозоне 4 (11,1-10,3 кал.тыс.л.н.), концентрация пыльцы древесных пород достигает максимальных значений (до 82%), возрастает пыльца берёзы и впервые единично встречается пыльца *Alnus incana* и *Corylus*, при этом сокращается содержание пыльцы ксерофитной растительности и растет процентное соотношение и разнообразие пыльцы водных растений. Все эти наблюдения позволяют отнести палинозоны 3 и 4 к пребореальному периоду.

Подзона III-b характеризуется близким к нулю содержанием минерогенных элементов (Si, K, Ti), высоким содержанием ТОС (40-55%) (Приложение 13) и накоплением гомогенных тёмно-коричневых илов в условиях межстадиального климата с низкой эрозионной активностью. Начиная с периода, соответствующего подзоне III-a, древний водоём претерпевал направленную регрессию и сокращение площади, что наиболее явным образом запечатлено в повышении значений Mn/Fe в начале подзоны III-b (Приложение 14) (Kylander et al., 2013; Naeher et al., 2013). Согласно изменениям Mn/Fe, уровень воды, близкий к современному, был достигнут примерно к ~10.7 кал.тыс.л.н. По мере древнеозерной регрессии в течение подзоны III-b основным фактором накопления и сохранения Fe в донных отложениях вместо редокс-условий становится поступление кластического материала (Mackereth, 1969), что также отражено в снижении количества Fe синхронно с остальными минерогенными элементами.

Отдельно выделяется эпизод кратковременного повышения уровня воды в озере около ~10,3 кал.тыс.л.н., который хорошо отмечается в виде пиков на графиках содержания Fe, ТИС, а также спадах значений Mn/Fe и ТОС (до 26%) (Приложения 13, 14). О возросшей глубине водоёма – наступлении придонной гипоксии - свидетельствует присутствие аутигенного сидерита в заметном количестве (до 18%) (Gornitz, 2009) и снижение Mn/Fe (Kylander et al., 2013). В это же время (около 10 100 – 10 400 л.н.) непродолжительное похолодание отмечается по результатам исследований некоторых разрезов северного полушария (Björck et al., 1996; Субетто и др., 2003; Wanner et al., 2015).

Таблица 8 - Стратиграфические подразделения, выделенные в колонке отложений озера Хотавец на основе анализа вариации геохимических показателей.

Зона I (425-378 см) ~13,5-12,9 кал.тыс.л.н.					
Осадконакопление характеризуется сниженными темпами поступления кластического материала. Отложения формировались в интерстадиальную эпоху, что подтверждается находками древесной пыльцы и аутигенных карбонатов. При этом о холодном и влажном климате свидетельствует обилие пыльцы перигляциальной растительности и преобладание алевритовой фракции, что связывается с длительным перманентным ледовым покровом.					
Подзона	Глубина (см)	Возраст (кал.тыс.л.н.)	Геохимические признаки	Интерпретация	Стратиграфическое соответствие
I-a	408-378	~13,0	Пониженное содержание Si, K, Ti. Небольшой рост ТОС. Преобладание размерности частиц ~ 55 мкм со сдвигом до ~100 мкм в конце. Рост Fe и количества сидерита.	Сниженные темпы аллогенной аккумуляции, стабилизация грунтов. Частичный распад ледовых полей (мертвого льда), улучшенный газообмен в придонных слоях.	Аллерёд, стадии GI-1c1 – GI-1a
Зона II (377-318 см) ~12,9-11,8 кал.тыс.л.н.					
Преобладает минерагенный режим седиментации в водоёме с крайне низкой биопродуктивностью в условиях интенсивного выветривания грунтов на водосборе. Высокий уровень озерных вод и длительный ледовый покров регистрируются по тонкому гранулометрическому составу и значениям показателей редокс обстановок (Fe и Mn/Fe) (Koinig et al, 2003; Naehrer et al., 2013). Постепенный					

переход к началу потепления отмечается по росту количества ТОС и появлению остатков водных и C ₃ -фотосинтезирующих наземных растений (Meуers, 1994).					
II-a	377-335	~12,5	Низкие значения Fe и ТОС (2%). Высокое содержание Si, К и кварца. Резкий рост $\delta^{13}\text{C}$ (до -14‰) и C/N.	Низкая продуктивность и активное выветривание. Сухой и холодный климат. Озёрная трансгрессия, придонная аноксия.	Поздний дриас, стадия GS-1
II-b	334-318	~12,0	Рост ТОС (до 10%), Fe и Mn/Fe. Скачкообразное снижение Si, К, Ti. Сдвиг значений C/N (до 12) и $\delta^{13}\text{C}$ (до -26,5‰).	Начало органогенной аккумуляции. Доступ кислорода к придонным слоям (I этап регрессии). Переход к более теплomu климату.	
Зона III (317-109 см) ~11,8-6,3 кал.тыс.л.н.					
Резкий и устойчивый переход к органогенному режиму седиментогенеза, практически полное прекращение минерогенной аккумуляции. Установление межстадиальных климатических условий. Направленный спад уровня озерных вод до близкого к современному, с отдельными кратковременными трансгрессивными эпизодами (~10,3 кал.тыс.л.н.).					
III-a	317-298	~11,5	Рост ТОС и Mn/Fe. Резкий скачок содержания Са, TiC, сидерита, кальцита. Утяжеление $\delta^{13}\text{C}$ до -22,1‰).	Резкий рост озерной биопроductивности. Хорошая прогреваемость водоема. Смена перигляциальной флоры древесной растительностью. II этап регрессии	Пребореал (пребореальная осцилляция)
III-b	297-109	< 11,2	Низкое содержание	Органогенная аккумуляция,	Ранний и средний голоцен

			Si, K, Ti. Высокий уровень ТОС (до 55%). Амплитудный рост Mn/Fe.	высокая продуктивность. Сокращение площади и глубины озера (III этап регрессии)	
--	--	--	---	--	--

5.3. Северо-восток Молого-Шекснинской низменности (озеро Погоское)

В пределах изученного разреза осадков озера Погоского на основе изучения физико-химических параметров было выделено две зоны, различающиеся по режиму седиментогенеза (I и II) (Приложения 17-19, таблица 9).

5.3.1. 13,0 – 9,3 кал.тыс.л.н.

Отложения зоны I сформировались в условиях преобладающей минерагенной седиментации и представлены преимущественно слоистым тонкопесчаным и алевритовым материалом. Литологические признаки дополняются низким уровнем ТОС (4-5%) и повышенным содержанием минерагенных элементов (Fe, K, Si, Ti, Zr) и Ca (Приложения 17, 18), в совокупности свидетельствуя об интенсивном поступлении в озеро кластического аллохтонного материала, в результате активной эрозии (Cohen, 2003; Cuven et al., 2010).

На глубине 395-384 см (около 12,6 кал.тыс.л.н.) в содержании Fe, K, Ti, Si, Zr и Ca наблюдается резкий кратковременный спад, и синхронное незначительное повышение количества ТОС до 11 %, выделенное в подзону I-a. Такие признаки, как приостановка литогенной аккумуляции и накопление органического вещества, свидетельствуют в пользу непродолжительного периода с теплыми климатическими условиями (Kanbar et al., 2021), сопровождавшегося кратковременной регрессией уровня тогда еще обширного Молого-Шекснинского палеозера, выделенной по положительному сдвигу в соотношении Fe/Ti (Cuven et al., 2010). Также в составе осадков подзоны I-a видны синхронные изменения процентного содержания основных групп минералов, а именно уменьшение количества аллохтонных полевых шпатов и доломитов на 5-7% (Jones, Bowser, 1978) и такое же одновременное повышение содержания кварца (Приложение 19), объясняемое активизацией эоловых процессов при снижении уровня озера (Gornitz, 2009). Кратковременное наступление спокойных палеогеологических условий, отмеченных в отложениях подзоны I-a, ассоциируется с окончанием аллерёда (Lohne et al., 2014).

Подзона I-b, выделяемая на глубине 383-328 см, охватывает временной интервал ~12,6 - 11,4 кал.тыс.л.н. В качестве основного критерия выделения подзоны I-b была принята

усиленная аккумуляция неорганического кластического материала, запечатленная в повышенном содержании Ca, K, Si, Ti, Fe, Zr и низким содержанием ТОС (около 4-5%) (Приложения 17, 18) (Zolitschka, Enters, 2009). О нестабильной гидродинамике и седиментации в течение подзоны I-b свидетельствуют перепады содержания минерагенных элементов. Верхняя граница подзоны I-b устанавливается на основании направленного синхронного понижения количества Ca, TiC (в частности, доломитов) (Приложения 18, 19), что принимается за индикаторный признак палеогидрологических изменений, связанных с прекращением размыва подстилающих пермских и карбоновых пород (Мокриенко и др., 1976). Эти изменения хронологически совпадают с общепринятой нижней границей голоцена (Lohne et al., 2014) и могут быть объяснены климатически обусловленным снижением водно-ледниковой седиментации в депрессиях, ранее занимаемым ледниковыми языками онежской лопасти (Мокриенко и др., 1976).

С помощью PCA (рисунок 22) была подтверждена обратно пропорциональная зависимость темпов аккумуляции минерагенных элементов (Si, K, Ti, Fe) и органического вещества (ТОС), что формирует первую и основную компоненту, определяющую распределение значений выборки. Дополнительно с первой группой показателей также ассоциированы Ca и C/N, а с ТОС положительно коррелирует ГС. Учитывая геоморфологические особенности района исследований, а именно, ложбинно-грядовый (друмлинный) рельеф (Приложение 7), компонента 1 сопоставляется с фактором устойчивости грунтов к физическому выветриванию, как функции стабильности перигляциальной климатической обстановки. Помимо прямых индикаторов интенсивности аллогенного сноса (Engstrom, Wright, 1984), по результатам PCA в компоненте 1 обнаруживается их корреляция с показателями C/N и $\delta^{13}\text{C}$, для которых первичной является реакция на расселение растительности по водосбору при условии его освобождения от озерных вод и сопутствующих климатических изменений.

Подзона I-b по своим хронологическим рубежам соответствует позднему дриасу (Subetto et al., 2002; Lohne et al., 2014; Величко и др., 2017) и стадии GS-1 Гренландской изотопной шкалы (Rasmussen et al., 2014).

Тем не менее, характерные черты геоморфологии района исследований (ориентированный грядово-ложбинный друмлинный рельеф) (Мокриенко и др., 1976) способствовали длительному существованию водотоков в маргинальных и междрумлинных депрессиях в бассейне р. Андоги, что обусловило интенсивную минерагенную аккумуляцию. Это характерно подтверждается сохраняющимся высоким уровнем K, Si, Ti, Fe и низким количеством ТОС (Приложение 17). На основании этих признаков были выделены подзоны I-c (глубина 327-263 см, ~11,4 - 9,4 кал.тыс.л.н.) и I-d (262-254 см, ~9,3 кал.тыс.л.н.). Постепенная направленная

смена типа седиментогенеза в сторону органогенной аккумуляции прослеживается в течение подзоны I-c по сокращению количества минерогенных элементов и синхронному увеличению количества ТОС. Об установлении во время подзоны I-c климатических условий, благоприятных для развития наземной (древесной) растительности, но также со значительной долей остатков озерного планктона, свидетельствует повышение C/N с 12 до 15,5 и синхронный сдвиг в изотопном составе $\delta^{13}\text{C}$ до -28,9‰ (Приложение 18) (Meysers, 1994).

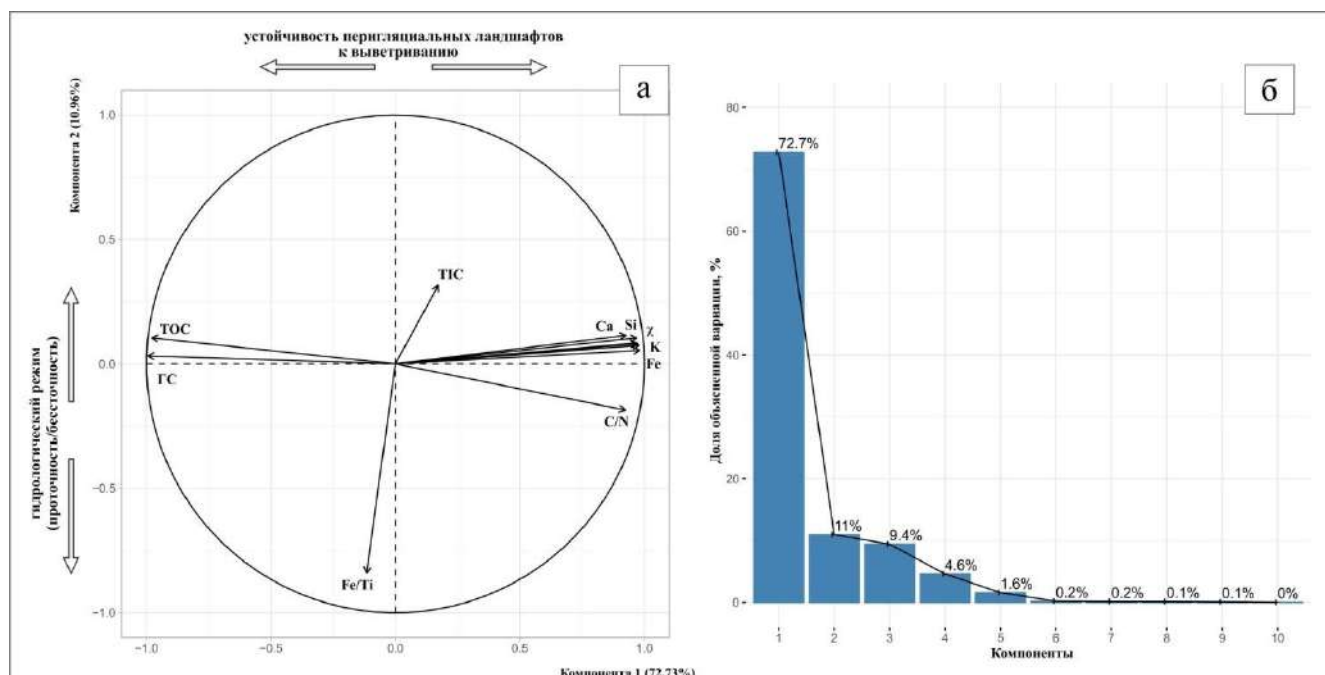


Рисунок 22 - А: Биplot с результатами PCA, выполненного для 10 химических элементов и физических параметров донных отложений озера Погоского. Для рядов показателей ТОС, FC, TIC, C/N и χ была выполнена процедура заполнения пустых значений в R при помощи пакеты 'missMDA'. Радиус окружности, равный 1, соответствует максимальному вкладу вектора в формирование выборки, оси соответствуют двум основным компонентам. Б: График собственных значений компонент, выявленных в результате PCA, и доля объясняемой ими вариации выборки.

Непродолжительный этап, отмеченный в виде подзоны I-d, выделяется на основании короткой, но заметной приостановки тренда к смене типа седиментогенеза. Наилучшим образом пауза в наступлении режима органогенной аккумуляции выражена в фиксации содержания ТОС на уровне 18% (Приложение 17), кратковременном увеличении содержания кварца (до 53%), полевых шпатов (до 28%) и снижении количества мусковита (до 3%) (Приложение 19). Изменения в минеральном составе отложений с большой вероятностью свидетельствуют об усилившемся поступлении аллохтонного кластического материала (Jones, Bowser, 1978) и об уменьшении темпов химического выветривания в почвах (Kanbar et al., 2021).

Окончание подзоны I-d знаменует резкое прекращение накопления аллохтонного кластического материала и установление органогенного седиментогенеза.

5.3.2. < 9,3 кал.тыс.л.н.

Содержание Fe, K, Ti, Si и Zr в отложениях подзоны II-а (глубина 253-111 см, ~9,3 - 4,5 кал.тыс.л.н.) характеризуется наименьшими наблюдаемыми во всей колонке значениями (Приложение 17). Одновременно количество ТОС стремительно возрастает до 50%, отчетливо указывая на высокую биопродуктивность в условиях теплого климата. Предполагается, что с началом подзоны II-а большое влияние на аутигенные преобразования вещества стало влиять частое наступление окислительных редокс-условий в придонных слоях, что выражается в скачкообразном росте показателя Fe/Ti, который ассоциируется с выпадением в осадок редокс-реакционного железа (благодаря интенсивному перемешиванию водной толщи при сниженном уровне водоема) (Cohen, 2003; Cuven et al., 2010). Эти выводы подтверждаются спадом содержания кварца и полевых шпатов, и возросшей долей мусковита и аутигенного гётита в середине подзоны II-а (Приложение 19) (Maciag et al., 2019).

Компонента 2, представленная на биплоте PCA по вертикальной оси, определяется как изолирование озерной котловины и установление спокойного гидрологического режима, характерного для малых болотных озер. Это подтверждается показателем Fe/Ti, не имеющим корреляционных связей ни с одним из показателей, ассоциированных с компонентой 1. Учитывая его геохимическое значение и лимнологическую интерпретацию (Cohen, 2003; Cuven et al., 2010), а также геоморфологические особенности района исследований, предполагается, что первичный фактор, влияющий на выборку Fe/Ti и его связь с остальным массивом данных, обосновывается постседиментационными преобразованиями, обусловленными колебаниями уровня водоема. Отрицательная корреляция Fe/Ti с ТПС, по всей вероятности, несостоятельна для интерпретации эволюции природной среды, поскольку поступление ТПС в озеро Погоское в позднеледниковое время и в позднем голоцене происходило из очевидно разных источников, и, следовательно, не может быть подчинено какому-либо одному из факторов, определяемому компонентами 1 и 2.

Аномальные значения Ti и Fe/Ti на уровне 171-161 см, вероятно, объясняются ошибкой измерений.

Начиная с 110 см (~4,5 кал.тыс.л.н.) до верхней границы донных отложений отмечается заметно повышенное (до 2,5%) содержание ТПС (Приложение 18), на основании которого интервал был выделен в подзону II-б. В минеральном составе соответственно с появлением ТПС отмечается снижение доли кварца (до 40-50 %) и присутствие гётита в количестве до 25%. В совокупности эти признаки могут указывать на прогрессирующее зарастание озера, при котором активная дыхательная деятельность способствовала формированию неорганических

карбонатов (Gornitz, 2009), а небольшая глубина озера обусловила образование гётита при хорошем доступе кислорода (Геохимия..., 1971; Мальцев, 2017).

Таблица 9 - Стратиграфические подразделения, выделенные в колонке отложений озера Погоского на основе анализа вариации геохимических показателей.

Зона I (425-254 см) ~13,0-9,3 кал.тыс.л.н.					
Преобладание минерального режима осадконакопления в условиях активного поступления и аккумуляции кластического материала. Выделяются отдельные эпизоды спокойной гидрологической обстановки при понижении уровня водоема. Наступление голоцена выражено только по снижению аккумуляции Са-содержащих минералов, вероятно, в связи с прекращением их размыва в бассейне. Высокий уровень палеоозера и интенсивное накопление аллогенного материала в условиях сурового и влажного климата отмечаются до ~9,3 кал.тыс.л.н..					
Подзона	Глубина (см)	Возраст (кал.тыс.л.н.)	Геохимические признаки	Интерпретация	Стратиграфическое соответствие
I-a	395-384	~12,6	Резкий короткий спад содержания Fe, K, Ti, Si, Zr, Са, доломита, полевых шпатов. Скачок ТОС (до 11%) и Fe/Ti	Пауза в литогенной аккумуляции. Кратковременная озерная регрессия. Теплый климат, рост биопродуктивности	Поздний дриас (начало стадии GS-1) (Rasmussen et al., 2014) / поздний аллерёд (по максимуму ели) (Величко и др., 2017)
I-b	383-328	~12,6-11,4	Высокое содержание Са, K, Si, Ti, Fe, Zr, низкий уровень ТОС (4-5%).	Повышенная аккумуляция кластического материала, неустойчивый режим гидродинамики.	Поздний дриас, стадия GS-1 – начало голоцена.
I-c	327-263	~11,4-9,4	Постепенное сокращение K, Si, Ti, Fe, нарастание ТОС и C/N. Сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ до -28,9‰	Постепенное установление теплого климата, снижение темпов аллогенной аккумуляции (выветривания).	Ранний голоцен
I-d	262-254	~9,3	Приостановка роста ТОС (на	Усиление поступления	Ранний голоцен

			уровне 18%), увеличение доли кварца, полевых шпатов, снижение количества мусковита.	кластического материала, снижение активности химического выветривания на водосборе. Приостановка в смене режима осадконакопления	
Зона II (253-0 см) < 9,3 кал.тыс.л.н.					
Интервал характеризуется повышенной биопродуктивностью, низким уровнем озерных вод и полностью органогенным режимом осадконакопления. После длительного периода активной гидродинамики прослеживается постепенное замещение растительности в пользу наземных C ₃ -фотосинтезирующих растений, указывая на мягкий климат, особенно в позднем голоцене.					
II-a	253-111	~9,3-4,5	Низкие значения Fe, K, Ti, Si и Zr. Рост количества ТОС (до 50%), аутигенного гётита и Fe/Ti.	Озерная регрессия, хорошее снабжение придонных вод кислородом. Высокая биопродуктивность	Ранний – средний голоцен
II-b	110-0	< 4,5	Высокий уровень ТОС и гётита. Рост ТiС, снижение доли кварца	Высокая биопродуктивность. Спад уровня и зарастание озера.	Средний – поздний голоцен

6. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОЗЕРНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В результате интерпретации детального XRF анализа были выявлены и охарактеризованы основные этапы палеоседиментологических, палеогидрологических и палеоклиматических изменений в северной части МШН в течение бёллинга, аллерёда, позднего дриаса и раннего голоцена (таблицы 7-9, рисунки 23-25). Ниже приводится их краткая характеристика и интерпретация.

6.1. Озеро Белое

1. Режим седиментации с низкой интенсивностью аллогенной аккумуляции и выветривания, характерный для интерстадиальных условий, был зарегистрирован на северо-западе Молого-Судской низины ~14,0 кал.тыс.л.н. и ~13,0 кал.тыс.л.н., что хронологически соотносится соответственно с интерстадиалами бёллинг (стадия GI-1e) и аллерёд (стадии GI-1c1 – GI-1a) (Rasmussen et al., 2014; Lohne et al., 2013). Влажный теплый климат обусловил высокую продуктивность озёрной системы в бёллинге. Во время аллерёда пауза в минерагенной аккумуляции была более продолжительной, однако биопродуктивность – ниже, чем во время бёллинга.

2. Временной интервал около 12,8-11,7 кал.тыс.л.н. по возросшим темпам физического выветривания и росту уровня водоёма был соотнесен с поздним дриасом (стадия GS-1) (Rasmussen et al., 2014; Lohne et al., 2014), во время которого в МШН преобладал холодный и сухой климат, и были распространены перигляциальные ксерофитные растительные сообщества.

3. Короткие интервалы усиленной аллохтонной аккумуляции, отмеченные в осадках озера Белого ~13,5 кал.тыс.л.н., ~13,1 кал.тыс.л.н. и ~11,5 кал.тыс.л.н., по своему палеоклиматическому сигналу и хронологическим рубежам были соотнесены соответственно со стадией GI-1d (средний дриас) (Rasmussen et al., 2014; Величко и др., 2017), стадией GI-1b (осцилляция килларни/герцензее) (Björck et al., 1996; Rasmussen et al., 2014) и пребореальной осцилляцией (событие 11.4 b2k) (Björck et al., 1997; Rasmussen et al., 2007; Rasmussen et al., 2014). Осцилляции килларни/герцензее и пребореальная наглядно выражены в индикаторах неорганической геохимии, которые, по всей видимости, формируют для них первичный палеоседиментационный сигнал под воздействием климатических изменений, при этом палеоэкологические последствия таких периодов не всегда остаются запечатлены в донных отложениях из-за малой продолжительности временного интервала.

4. За нижнюю границу голоценовых отложений в озере Белом был принят горизонт, соответствующий ~11,7 кал.тыс.л.н, выделенный на основе резкого скачка содержания общего органического углерода до 25 % и снижения содержания литогенных элементов. Пульсирующий характер ледниковой терминации выражен в осцилляциях значений геохимических индикаторов.



Рисунок 23 – Хронологическая реконструкция палеогидрологических, палеоседиментационных и палеоэкологических изменений в бассейне озера Белого с бёллинга до позднего голоцена. ВØ – бёллинг, DR-2 – средний дриас, AL – аллерёд, DR-3 – поздний дриас, РВ – пребореальный период, ВР – бореальный период, АТ – атлантический период.

*реконструкция растительных группировок выполнена на основе совместного использования результатов палинологических исследований и интерпретации взаимной вариации показателей C/N и $\delta^{13}C$.

5. На основе индикаторов палеоредокс условий (Mn/Fe) и биопродуктивности озера (Si/Ti) были выделены этапы сокращения размеров и глубины Молого-Шекснинского палеоводоёма на северо-западе междуречья рр. Мологи и Суды, по всей видимости, обусловленные распадом полей мёртвого льда. Незначительное кратковременное понижение уровня произошло в аллерёде, прервавшееся трансгрессией во время позднего дриаса. На карте в Приложении 2 приведена реконструкция уровня озерного палеобассейна ~12,5 кал.тыс.л.н., где принимается, что изолированные водоемы возникали в бессточных или слабодренированных депрессиях, в настоящее время занятых торфяниками, а также на отдельных участках плоских моренных равнин и зандров, с положением современной поверхности < 145 м н.у.м. Этот уровень поверхности выбран в соответствии с представлениями Мокриенко и др. (1976), основанных на

положении проксимального склона Белозерско-Кирилловских гряд, выработка уровня которого присваивается водам гляциодепрессионного бассейна в позднеледниковое время. Впоследствии уровень озерных вод понижался в несколько этапов: около ~12,0, ~11,7 и ~11,0 кал.тыс.л.н. Окончательное дренирование северо-западной части Молого-Судского палеоводоёма завершилось к ~11,0 кал.тыс.л.н. Выводы в значительной мере согласуются с ранее выполненными реконструкциями древнеозерной динамики в Молого-Шекснинской низменности для позднеледниковья (Квасов, 1975; Гей, 2000).

6.2. Озеро Хотавец

1. Потепление, отмеченное в отложениях озера Хотавец (центральная часть Молого-Шекснинской низменности) по геохимическим (содержание литофильных и редокс-активных элементов, органического углерода, основных групп минералов) и физическим (гранулометрический и литологический состав) признакам, а также по высокой концентрации пыльцы древесных пород около ~13,3 - 12,9 кал.тыс.л.н, хронологически соотносится с аллерёдом (Mangerud et al., 1974) (стадии GI-1c1 – GI-1a) (Rasmussen et al., 2014). Во время аллерёда уровень Молого-Шекснинского озера понизился не менее чем до 96 м н.у.м., и палеозеро фрагментировалось на множество изолированных водоемов, соответствовавших положению современных реликтовых озер (Приложение 4). Этот уровень маркируется положением погребенного торфяника возрастом ~13,2 – 12,8 кал.тыс.л.н., перекрытого позднедриасовыми песками, обнаруживаемого повсеместно в разрезе грядовых озерно-аллювиальных комплексов («грив») Дарвинского заповедника (Садоков и др., 2021а).

2. Похолодание позднего дриаса (Lohne et al., 2014) (стадия GS-1) (Rasmussen et al., 2014) проявилось в центральной части Молого-Шекснинской низменности по высокой интенсивности выветривания, запечатленной в синхронной усиленной аккумуляции минерагенного материала (кварц, полевые шпаты, слоистые силикаты, K, Ti, Si) в период ~12,9 – 11,8 кал.тыс.л.н. Распространение перигляциальных ландшафтов также было определено по преобладанию пыльцы трав (в частности, *Dryas octopetala*). Во время позднего дриаса сохранялся сравнительно высокий уровень Молого-Шекснинского озера, и формировалась терраса на уровне 103-107 м н.у.м. (Приложение 5), что подтверждено оценками возраста песчаных осадков ($13,0 \pm 0,9$ тыс.л.н. по ОСЛ), подстилающих голоценовые торфяные отложения (Садоков и др., 2021а). Первые признаки изменения климата в сторону потепления отмечены с ~12,1 кал.тыс.л.н.

3. Наступление тёплой климатической обстановки, соответствующее нижней границе голоцена (Lohne et al., 2014; Seddon et al., 2015), произошло в центре Молого-Шекснинской низменности около ~11,8 кал.тыс.л.н., ознаменовавшись резким скачком биопродуктивности

озерной экосистемы, появлением водных макрофитов и экспансией древесной растительности. Переход к теплому климату характерным образом вызвал смену типа озерного седиментогенеза с минерогенного на органиогенный (рисунки 15, 24). С раннего голоцена (пребореал) происходило формирование торфяников на поверхности террас, которые были затоплены водами Молого-Шекснинского озера в плейстоцене, вновь разделившегося на отдельные изолированные бассейны (Приложение 6), постепенно заболачивавшиеся и превращавшиеся в реликтовые озера, сохранившиеся до настоящего времени.

4. Сокращение площади палеоводоёма до современных размеров отмечается по росту Mn/Fe за несколько этапов: ~12,2, ~11,8, завершившись около ~10,7 кал.тыс.л.н. (Приложения 3, 5, 6).

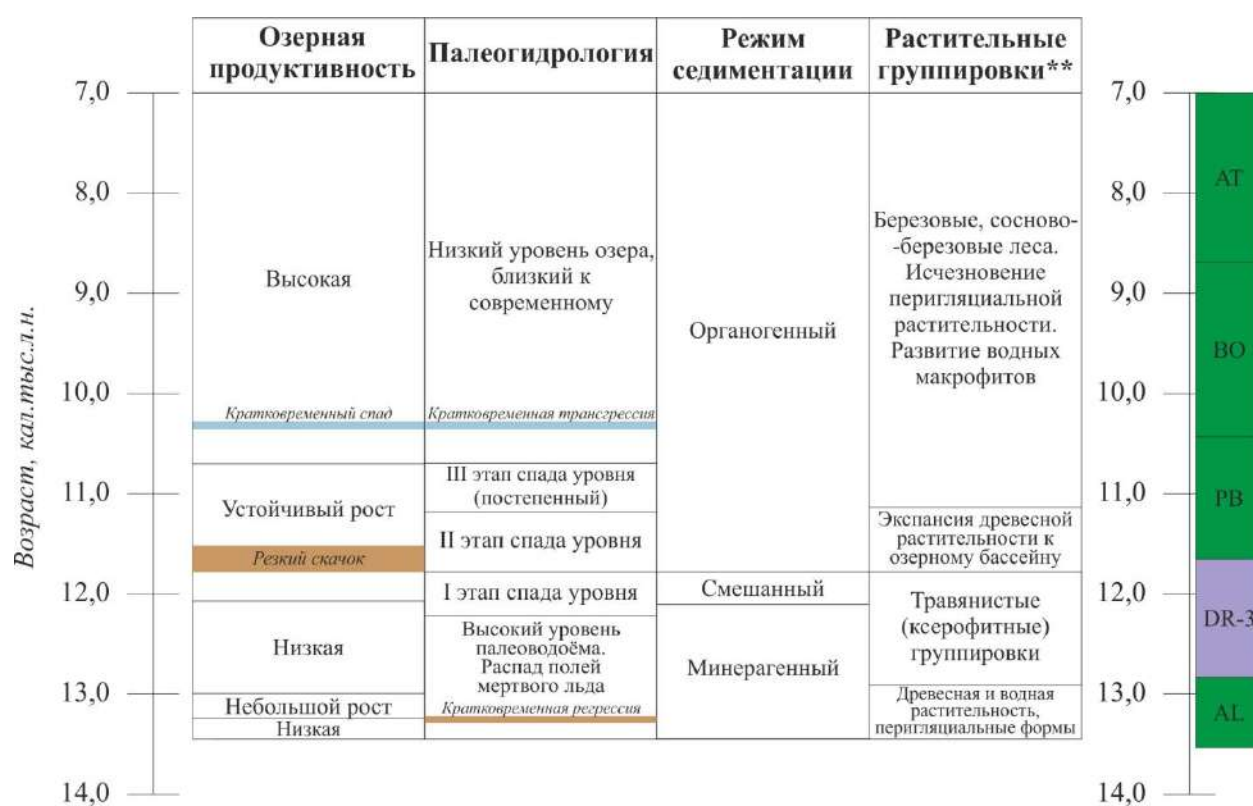


Рисунок 24 - Хронологическая реконструкция палеогидрологических, палеоседиментационных и палеоэкологических изменений в бассейне озера Хотавец с аллерёда до среднего голоцена. AL – аллерёд, DR-3 – поздний дриас, PB – пребореальный период, BP – бореальный период, AT – атлантический период.

*реконструкция растительных группировок выполнена на основе результатов палинологических исследований, в некоторых случаях, дополненных результатами измерений C/N и $\delta^{13}C$.

6.3. Озеро Погоское

1. Кратковременное сокращение аккумуляции аллохтонного минерального материала и некоторое увеличение биопродуктивности ~12,6 кал.тыс.л. произошло на рубеже позднего дриаса и аллерёда (рисунок 25), что обнаруживает некоторое запаздывание по сравнению с

региональными и глобальными климатическими изменениями (Lohne et al., 2014). Это запаздывание может быть объяснено длительным существованием полей мертвого льда до конца аллерёда в районах, сопредельных с Молого-Судской низиной (Мокриенко и др., 1976), а также возможными неточностями полученной возрастной модели.



Рисунок 25 - Хронологическая реконструкция палеогидрологических, палеоседиментационных и палеоэкологических изменений в бассейне озера Погоского с аллерёда до среднего голоцена. AL – аллерёд, DR-3 – поздний дриас, PB – пребореальный период, BO – бореальный период, AT – атлантический период.

*реконструкция растительных группировок выполнена на основе совместного использования результатов палинологических исследований и интерпретации взаимной вариации показателей C/N и $\delta^{13}C$.

2. Интервал усиленной аллогенной аккумуляции ~12,6 – 11,4 кал.тыс.л.н. соотносится с похолоданием климата и совпадает с рубежами позднего дриаса (Subetto et al., 2002; Lohne et al., 2014; Величко и др., 2017). Уровень палеоводоёма продолжал снижаться, но еще оставался достаточно высоким, заполняя северо-восточную периферию Молого-Шекснинской низменности и линейные понижения друмлинового поля до уровня, предельные значения которого принимаются равными 145 м н.у.м.. Геоморфология местности и границы приледникового водоема во время позднего дриаса, представленные на карте в Приложении 8, предполагают заполнение озерными водами обширных пространств Молого-Судской низины, в настоящее время заболоченных, а также слабодренированных участков моренного рельефа.

3. Наступление теплых межледниковых условий в отложениях озера Погоского не зафиксировано по прямым признакам. Косвенно о смене палеогидрологической обстановки,

связанной с изменением режима аллогенного сноса, можно судить по сокращению поступления Са и доломитов в озеро ~11,4 кал.тыс.л.н., что хронологически соотносится с началом голоцена (Lohne et al., 2014).

4. Режим усиленной аллохтонной минерагенной аккумуляции сохранялся в линейных междрумлинных депрессиях (бассейн озера Погоского) до ~9,3 кал.тыс.л.н., после чего на северо-восточной периферии Молого-Шекснинской низменности установился органогенный седиментогенез (рисунок 25).

7. КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Геохимические и физические параметры отложений исследованных озёр отражают основные изменения осадконакопления, обусловленные палеоклиматическими и палеогидрологическими причинами. Учитывая затруднительность расчленения позднеледниковых интерстадиалов бёллинга и аллерёда во многих озерно-болотных разрезах по спорово-пыльцевым данным, выполненное исследование демонстрирует новый подход к обоснованию выделения короткопериодных природно-климатических изменений. Пригодность озерных отложений для детальной реконструкции и высокое разрешение XRF сканирования дают возможность оценить характер и темпы изменений в природной среде с гораздо большей детальностью, чем при классических палеолимнологических исследованиях, поскольку этот метод направлен на регистрацию элементных изменений в составе неорганической фракции. Изменения интенсивности физического или химического выветривания на водосборе, режима осадконакопления, аутигенных и редокс преобразований осадка, состава аллохтонного материала являются прямыми следствиями (сигналами) климатических и климатически обусловленных гидрологических или ландшафтных изменений, и, в свою очередь, многие из этих процессов являются факторами, обуславливающими биоценотическую динамику.

Полученные палеоседиментационные и геохронологические данные с высокой точностью взаимно дополняют друг друга и хорошо согласуются с представлениями об эволюции природной среды северо-запада России и их хронологическими границами. Одной из главных научных проблем палеогеографии четвертичного периода является уточнение времени наступления голоценового потепления в разных районах северного полушария. По результатам выполненной работы, наступление межледниковых условий в Молого-Шекснинской низменности произошло ~11,8-11,4 кал.тыс.л.н. Для сравнения, по скандинавским озерным отложениям наступление голоцена устанавливается ~11,5 кал.тыс.л.н. (Lohne et al., 2014), по изотопному составу ледовых кернов Гренландии (GSSP) – 11 653 календ.тыс.л. BP (Rasmussen et al., 2014) (~11,7 тыс.л. b2k) (Walker et al., 2019), в озерных отложениях Карельского перешейка и Восточного Заонежья граница устанавливается ~11,0 кал.тыс.л.н. (Субетто и др., 2003; Сапелко и др., 2006). Можно утверждать, что полученные для отложений исследованных озёр значения возраста и выявленный характер перехода к межледниковым условиям в достаточной степени соответствуют региональным реконструкциям, оставляя обширное поле для дискуссий и новых исследований. Так, стремительное и великолепно выраженное завершение минерагенной аллохтонной аккумуляции в озерах демонстрирует синхронность и, как удалось установить по результатам РСА, взаимосвязь с нарастанием биопродуктивности,

темпами органогенного осадконакопления. Скорость и масштабы наблюдаемых изменений указывают на направленное воздействие единого фактора или группы факторов, среди которых ключевое значение имеет сокращение площади палеоводоёмов, уже изолированных к этому времени от Молого-Шекснинского бассейна, деградация многолетней мерзлоты и экспансия растительности на незакрепленных грунтах окружающих моренных и озерно-аллювиальных равнин. Перестройка природных систем вслед за изменением климата, отмеченная ~11,8-11,4 кал.тыс.л.н., свидетельствует об их высокой подвижности (или же неустойчивости), причины которой еще предстоит установить. Возможно, высокие темпы и асинхронность наступления межледникового климата в разных частях Молого-Шекснинской низменности по сравнению с известными разрезами северо-запада России обусловлены неравномерным перераспределением стока в пределах Молого-Шекснинского палеобассейна, прекращением водно-ледникового питания озер с севера или локальными климатическими причинами. В этом контексте первые точные данные о реакции палеоседиментогенеза на резкие климатические изменения в начале голоцена могут быть использованы для исследований аналогичных регионов Северной Америки, на участках существования крупных приледниковых бассейнов для детализации их дренирования под влиянием деградирующего ледникового щита и связанных климатических изменений.

Регистрация позднеледниковой короткопериодной осцилляции килларни/герцензее или фазы GI-1b (Rasmussen et al., 2014), отмечаемой в некоторых разрезах Северной Европы и Америки по результатам изучения спорово-пыльцевых спектров, изотопных данных и содержания органического вещества (Lotter et al., 1992; Levesque et al., 1993; Björck et al., 1996; Yu, Eicher, 1998; Scwander et al., 2000; Karlsen, 2008), была выполнена впервые для юго-восточной дистальной зоны простираения поздневалдайского оледенения. Выявление и анализ новых свидетельств подобных кратких и резких похолоданий, длительность которых не превышает первые сотни лет, вносит важный вклад в реконструкцию истории последнего ледникового цикла и моделирование скоростей и характера возможных климатических изменений (Борисова, 2011). Допуская существование полей мёртвого льда в МШН как минимум до начала аллерёда (Mangerud et al., 2004), во многом определявших локальные гидроклиматические условия, выявленные короткопериодные осцилляции обозначают временной рубеж, когда на озерном осадконакоплении уже сказывались не только локальные, но и региональные климатические факторы, а значит, и предположительный рубеж, к которому мертвый лед прекратил свое существование в Молого-Шекснинской низменности.

Большое значение для реконструкции динамики природной среды на рубеже плейстоцена и голоцена имеет выявление климатических колебаний, сопровождающих окончательное установление межледниковых условий. При анализе результатов XRF сканирования были

обнаружены интервалы с кратковременным снижением содержания литофильных элементов, которому соответствует наиболее резкий рост ТОС (глубина), (возрастом ~12,0 кал.тыс.л.н. в озере Хотавец и ~11,8 кал.тыс.л.н. в озере Белом). С учетом допущения «опережения» наступления голоценового потепления, обсуждаемого выше, характер этого перехода может быть сопоставлен с палеоклиматической хронологией, зафиксированной в изотопной шкале GSSP (Rasmussen et al., 2014). Выявленный в осадках озера Белого эпизод ~11,8 кал.тыс.л.н. может соответствовать Гренландской стадии (Greenlandian Stage/Age), проявившейся в резком потеплении, которое затем на некоторое время сменилось похолоданием (Walker et al., 2019), что также находит выражение в финальном повышении аллохтонной аккумуляции в озере Белом, зафиксированном в слоях, непосредственно подстилающих горизонт подзоны III-а. И-за недостатка доказательств этот эпизод не рассматривается в работе как один из выводов, а лишь предлагается к обсуждению в будущих исследованиях, в качестве свидетельства чувствительности позднеледниковых перигляциальных ландшафтов северо-запада России к глобальным климатическим изменениям.

Одной из наиболее известных климатических перестроек является пребореальная осцилляция (Preboreal oscillation), выделяемая на основе палинологических признаков, и характеризующаяся установлением сравнительно сурового климата (но более мягкого, чем в позднем дриасе) (Björck et al., 1997; Yu, Eicher, 1998; Сапелко и др., 2006). Приблизительные оценки продолжительности пребореальной осцилляции различаются для разных районов Северной Атлантики, а также зависят от показателей, на основании которых она выделяется (Ноек, Vos, 2007). Задержка на фоне тренда стремительного роста количества ТОС, сопровождаемая последним наблюдаемым скачком аккумуляции литогенных элементов ~11,7-11,3 кал.тыс.л.н. в отложениях озера Белого позволяют условно скоррелировать этот интервал с пребореальной осцилляцией, возраст которой в разных регионах определяется около 11 470 – 11 350 календ.л. ВР (Rasmussen et al., 2014) или 11 300 – 11 150 календ.л. ВР (Björck et al., 1997). Учитывая, что для соотнесения выделенного интервала приостановки органогенного седиментогенеза с глобально известным похолоданием в настоящей работе использовались непалинологические и неизотопные признаки, вывод о его стратиграфической приуроченности нельзя считать окончательным. Тем не менее, использование репрезентативных геохимических индикаторов позволило обозначить вероятное соответствие палеоэкологической картины Молого-Шекснинской низменности региональным позднее- и послеледниковым климатическим изменениям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненного исследования была надёжно реконструирована летопись озёрного осадконакопления и связанных изменений природной среды на севере Молого-Шекснинской низменности. Благодаря возрастному моделированию и комплексному подходу к изучению физико-химических параметров, разрез может быть успешно скоррелирован с другими аналогичными материалами на межрегиональном уровне. В течение позднеледниковья в озерах преобладал минерагенный седиментогенез, с накоплением песчано-алевритовых тонкослоистых осадков.

Кратковременные интерстадиальные и стадиальные периоды были охарактеризованы на основе пропорциональных изменений количества общего органического углерода и литофильных элементов. Выявленные периоды спокойной палеогидрологической обстановки, с низким общим уровнем водоема, сопровождавшиеся снижением темпов аллогенной аккумуляции были соотнесены с бёллингом (~14,0 кал.тыс.л.н.) и завершающей фазой аллерёда (~13,3-12,6 кал.тыс.л.н.). Стадиальные условия были зарегистрированы в Молого-Шекснинской низменности ~13,5 и ~12,9-11,4 кал.тыс.л.н., и ассоциируются соответственно с похолоданиями среднего дриаса и позднего дриаса.

Наступление голоцена выражено в начале накопления органогенных илов. Крайне низкие темпы аллохтонной аккумуляции и улучшенный доступ кислорода в придонную зону и появление древесной пыли в отложениях свидетельствуют об общем снижении уровня водоема и развитии лесной растительности, закрепляющей грунты и препятствующей интенсивному выветриванию. Время перехода к органогенному режиму осадконакопления по-разному оценивается для разных секторов Молого-Шекснинской низменности. На северо-западе и в центральной части межледниковые условия установились ~11,8-11,7 кал.тыс.л.н., на северо-восточной периферии признаки климатического потепления проявились ~11,4 кал.тыс.л.н.

Впервые были получены точные данные о времени дренирования палеоводоёма в северной части Молого-Шекснинской низменности. После предположительного распада полей мертвого льда в середине аллерёда, уровень палеозера снизился, создав множество изолированных бассейнов. Новая трансгрессия в позднем дриасе способствовала повторному объединению отдельных бассейнов на севере Молого-Шекснинской низменности, но по мере перехода к межледниковым условиям уровень понижался в несколько этапов, приводя к обособлению озёр в изолированных котловинах. Окончательное дренирование озера до уровня, близкого к современному, завершилось к ~11,0 кал.тыс.л.н. на северо-западе низменности, ~10,7 кал.тыс.л.н. в ее центральной части и ~9,3 кал.тыс.л.н. у ее северо-восточных рубежей.

Выполненное исследование представляет собой первую комплексную геохронологически обоснованную палеолимнологическую реконструкцию для севера Молого-Шекснинской низменности. В осадках исследованных малых озёр запечатлена великолепно сохранившаяся последовательность палеоклиматических изменений, пример реконструкции которых может быть использован при исследовании других водоемов, широко распространенных в Молого-Шекснинской низменности.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Александрова Н.А. Геологическая карта масштаба 1:200000 на территорию листа О-36-VI / Пояснительная записка. – 1985. – Л.: ВСЕГЕИ
2. Анисимов Н.В., Субетто Д.А., МаксUTOва Н.К. Реконструкция приледниковых озер юго-восточной периферии скандинавского ледникового щита в неоплейстоцене и голоцене // Общество. Среда. Развитие. – 2016. – N 4 (41). – С.165-169
3. Арсланов Х.А., Громова Л.И., Новский В.А. Уточнение возраста верхнеплейстоценовых отложений некоторых разрезов Ярославского Поволжья (по С14) / Верхний плейстоцен (стратиграфия и абсолютная геохронология). - Гричук В.П., Иванова И.К., Кинд Н.В., Равский Э.И., под ред. – М.: Наука. – 1966. – С.133-140
4. Арсланов Х.А., Ауслендер В.Г., Громова Л.И., Зубков А.И., Хомутова В.И. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст максимальной стадии валдайского оледенения в районе Кубенского озера // Доклады АН СССР.- 1970. – N 195(6).
5. Арсланов Х.А. Радиоуглеродная геохронология верхнего плейстоцена Европейской части СССР // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1975. – N. 43. – С. 3-25.
6. Архангельский А.М. О границе валдайского оледенения на Русской равнине // Известия Всесоюзного географического общества. – 1956. – Т. 88(3). – С. 286-291.
7. Ауслендер В.Г., Николаев Ю.В., Смирнов В.И. и др. Отчет о комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в районе г. Устюжны Вологодской области / Отчет. – 1964. – Л.: ВСЕГЕИ. – Т. I, книга 1. – 244 с.
8. Ауслендер В.Г. Основные черты стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Молого-Шекснинской низины // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. – 1966а. – N 5. – С. 215-232
9. Ауслендер В.Г. Морфологические и генетические особенности террасовых поверхностей Молого-Шекснинской низины близ г. Череповца // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. – 1966б. – N 5. – С. 233-240.
10. Ауслендер В.Г. История развития Молого-Шекснинского озера. / История озер Северо-Запада: Материалы I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. – Квасов Д.Д., под ред. - Л.: Издательство Лаборатории озероведения Ленинградского университета и ВСЕГЕИ. – 1967. - С.201-209
11. Ауслендер, В.Г. Карта четвертичных образований масштаба 1:200000 на территорию листа О-36-VI / Пояснительная записка. – 1990а. - Ленинград: ВСЕГЕИ.

12. Ауслендер, В.Г. Карта четвертичных образований масштаба 1:200000 на территорию листа О-37-I / Пояснительная записка. – 1990б. - Ленинград: ВСЕГЕИ.
13. Ауслендер, В.Г. Карта четвертичных образований масштаба 1:200000 на территорию листа О-37-II / Пояснительная записка. – 1990в. - Ленинград: ВСЕГЕИ.
14. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шеремет Б.В. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979. – 380 с.
15. Борисова О.К. Короткопериодные ландшафтно-климатические изменения позднеледниковья: основные этапы, результаты и перспективы исследований // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований, материалы. – 2011. – Т. 1. – С. 92-95
16. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швец Н.В. Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России / Материалы Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. [online] Доступно на: <http://meteo.ru/data/156-temperature#описание-массива-данных> (Дата доступа 01.07.2021).
17. Величко А.А. Корреляция событий позднего плейстоцена в ледниковых областях северного полушария // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1991. – N 60. - С. 14-28
18. Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лёд и Снег. – 2017. - N 57 (3). – С.391-415
19. Вигдорчик М.Е., Малаховский Д.Б., Саммет Э.Ю. О стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Русской равнины / Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. - Лаврова М.А., Фаддеев А.П., Жингарев-Добросельский А.Т., под ред. – Л.: Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы, Ленинградское отделение. – 1962. – С. 5-33
20. Вигдорчик М.Е., Заррина Е.П., Краснов И.И., Ауслендер В.Г. Поздний плейстоцен. Северо-Запад и Центр европейской части СССР / Геохронология СССР. Том III. Новейший этап. - Зубаков В.А., Афанасьев Г.Д., Бадинова В.П., Боровиков Л.И., Кочегура В.В., Чердынцев В.В., под ред. – Л.: Недра. – 1974. – С.55-75
21. Вознячук Л.Н. К стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена Белоруссии смежных территорий // Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. – 1973. – С. 45-75.
22. Гей В.П. История развития крупных озер с конца среднего неоплейстоцена до голоцена на территории Вологодской и смежных областей // Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (северо-запада России): Материалы международного симпозиума. - Кириллов: ГЕОС, 2000. – С.65–70

23. Гей В.П., Малаховский Д.Б. О возрасте и распространении максимального верхнеплейстоценового ледникового надвига в западной части Вологодской области // Известия Русского географического общества. – 1998. – Вып. I. - С.43-53
24. Генералова В.А., Жуховицкая А.Л., Ковалев В.А., Лукашев К.И., Хомич А.А. Геохимия озерно-болотного литогенеза. - Минск: Наука и техника, 1971. - 284 с.
25. GeoScan32. Иллюстрированное руководство пользователя. Версия 2.5. - Раменское: ЛОГИС, 2013.
26. Гричук В.П. Методика обработки осадочных пород, бедных органическими остатками, для целей пыльцевого анализа. // Проблемы физической географии. – 1940. - N 8. – С.53-58
27. Даньшин Б.М. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000, лист О-37 (Иваново) / Объяснительная записка. – 1940. – М.: Московское Геологическое управление.
28. Демидов И.Н. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменении его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. – 2006. - N 9. – С. 171-182.
29. Денисенков В.П. Растительность и стратиграфия болот Дарвинского заповедника / Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук. – 1969. – Ленинград. – 228 с.
30. Денисенков В.П., Калугина Л.В., Хомутова В.И. О палеоботанической характеристике болот центральной части Молого-Шекснинской низменности // Северо-Запад европейской части СССР. – 1976. – N 10. – С. 113-122
31. Дитмар А. Отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1869 г. в Боровичском уезде в частях Тихвинского, Устюженского, Крестецкого и Валдайского уездов Новгородской губернии // Материалы по Геологии России. – 1873. - Т. 5.
32. Докучаев В.В. Способ образования речных долин Европейской России. Санкт-Петербург. – 1878.
33. Заррина Е.П., Спиридонова Е.А., Арсланов Х.А., Колесникова Т.Д., Симонова Г.Ф. Новый разрез средневалдайских отложений у с. Шенское (Молого-Шекснинская впадина) / Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. -Зубаков В.А., под ред. – Л.: Издательство Географического общества СССР. – 1973. – С.160-167
34. Зыков Д.С., Полещук А.В., Колодяжный С.Ю. Признаки унаследованного неотектонического развития района Молого-Шекснинской депрессии // Геоморфология. – 2021. – N 52(4). – С. 42-52.
35. Исаченко А.Г. Ландшафты СССР. – Л.: ЛГУ, 1985. – 320 с.

36. Калуцкова Н.Н. Основные направления ландшафтного мониторинга Дарвинского заповедника // Вестник МГУ. – 1995.
37. Карта Тверской губернии с нанесением границ волостей, приходов, станов, призывных по воинской повинности участков, с обозначением земских школ, почтовых и торговых путей и земских станций. Масштаб: в 1 дюйме 10 верст // Тверь: Картографическое Заведение А. Ильина. – 1879.
38. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озёр и внутренних морей Восточной Европы. – Л.: Наука, 1975. – 278 с.
39. Кордэ Н.В. Некоторые данные к истории болот Дарвинского государственного заповедника // Труды Дарвинского государственного заповедника. – 1968. – N 9. – С. 94-103.
40. Косорукова Н. В., Сапелко Т. В. Природное окружение древнего человека эпохи каменного века в бассейне озера Воже по материалам стоянки Каравайха 4 // Ученые записки Череповецкого государственного университета. - 2015.- №2. - С. 44–49
41. Косорукова Н.В., Сапелко Т.В., Кулькова М.А. Природное окружение древних обитателей стоянки Погостище 15 в бассейне озера Воже // Вестник Вологодского государственного университета. Серия: Гуманитарные, общественные, педагогические науки. - 2017. - № 2 (5). - С. 20–25.
42. Леонтьев А.М. К экологии сфагновых мхов на северо-западных берегах Рыбинского водохранилища // Труды Дарвинского государственного заповедника. – 1956. N 3. – С. 3-26.
43. 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. – N 3. – С. 3-19.
44. Максимова, Н.К., Воробьев, Г.А. Ландшафтное районирование Вологодской области / Природа Вологодской области. – Г.А. Воробьев. (ред.). – 2007. – С. 301–328.
45. Марков К.К. Положение границы ледникового периода в Европейской части СССР в последнюю (валдайскую) ледниковую эпоху // Проблемы физической географии. – 1940. – N 9.
46. Мальцев А.Е. Геохимия голоценовых разрезов сапропелей малых озер юга Западной Сибири и Восточного Прибайкалья / Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – 2017. – Новосибирск. - 199 с.
47. Мирчинк Г.Ф. Об определении южной границы ледника вюрмского периода // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1930. - N 2.
48. Мокриенко З.М., Александрова Н.А., Ауслендер В.Г., Полуэктов Л.Н., Черваков Ю.И., Боровикова Н.А. Отчёт о групповой комплексной геолого-гидрогеологической съёмке

масштаба 1:200000 бассейна р. Суды Вологодской области (1972-76 гг.) / Отчет. – 1976. – Л.: ВСЕГЕИ. – Т. I, книга 1. – 539 с

49. Москвитин А.И. Молого-Шекснинское межледниковое озеро // Труды Института геологических наук АН СССР. – 1947. – Вып. 88, геологическая серия (N 26). – С.5-18

50. Никитин С.Н. Общая геологическая карта Европейской России, лист 56 // Труды Геологической комиссии. – N 1(2). – 1884.

51. План генерального межевания Моложского уезда, Часть IV. Масштаб: в 1 дюйме 2 версты. – 1796.

52. Плешивцева Э.С. Информационный отчет о результатах научно-исследовательских работ по созданию регионального банка микропалеонтологических данных и уточнению микропалеонтологического обоснования стратиграфии четвертичных отложений севера и северо-запада Русской плиты / Отчет. – 2002. – Санкт-Петербург.

53. Почвенная карта Моложского уезда Ярославской губернии. Масштаб : в 1 дюйме 5 верст // Б.Л. Бернштейн. (ред.). – Ярославль: Типо-Литография Ярославской Губернской Земской Управы. – 1908.

54. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии: поздний плейстоцен-голоцен, элементы прогноза. Вып. 1. Региональная палеогеография. – А.А. Величко. (ред.). – 1993.

55. Русаков А.В. Формирование озерно-ледниковых отложений и почв в перигляциальной зоне центра Русской равнины в позднем неоплейстоцене и голоцене / Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук. – 2012. – Санкт-Петербург. – 38 с.

56. Рябинин В.Н. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 55 // Труды ЛГГГТ. – N 3. – 1933.

57. Савельева Л.А., Малаховский Д.Б. Проблемы палеогеографии северо-запада Русской равнины на рубеже поздне-последледникового времени // Известия РГО. – 2004. – N 36(1). – С. 25-36.

58. Савельева Л.А. Особенности миграции ели и ольхи в голоцене на Северо-Западе европейской части России: по данным палинологического анализа болотных и озёрных отложений / Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук. – 2007. – Санкт-Петербург. – 145 с.

59. Савинов Ю.А. О стратиграфическом значении разрезов на р. Содиме и о положении границы валдайского оледенения в Вологодской области / Сборник по палеогеографии и стратиграфии четвертичных и третичных отложений. – 1960. - Л.: ЛГУ. – С. 92-101.

60. Садоков. Д.О., Сапелко Т.В., Мантке Н., Меллес М., Терехов А.В. Содержание неорганических химических элементов в отложениях озер Молого-Шекснинской низменности как индикатор климатических изменений в голоцене / Материалы V Всероссийской научной конференции с международным участием «Динамика экосистем в голоцене» (к 100-летию Л.Г. Динесмана). – М.: Медиа-ПРЕСС. - 2019. – С. 292-294
61. Садоков Д.О., Бобров Н.Ю., Карпинский В.В., Петров А.Ю., Гоглев Д.А., Ручкин М.В. Реликтовые кольцевые структуры Дарвинского заповедника: первые результаты геофизических и геохронологических исследований // Человек и природа – взаимодействие на особо охраняемых природных территориях, материалы докладов. – 2021а. - С. 96-101.
62. Садоков Д.О., Сапелко Т.В., Меллес М., Федоров Г.Б. Геохимическая летопись позднеледниковой климатической цикличности в Вологодской области (северо-запад России) // Материалы II Всеросс. научн.конф., посв. памяти проф. А.А. Величко «Пути эволюционной географии» (Москва, 22-25 ноября 2021 г). – М.: Институт географии РАН. – 2021б. – С. 338-342
63. Садоков, Д. О., Сапелко, Т. В., Бобров, Н. Ю., Меллес, М., Федоров, Г. Б. (2022). Позднеледниковая и раннеголоценовая история озерного осадконакопления на севере Молого-Шекснинской низменности на примере озера Белого (Северо-Запад России) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле, 67(2), 266–298
64. Сапелко Т.В., Субетто Д.А., Севастьянов Д.В. Водлозеро: История развития. // Водлозерские чтения: Естественнонаучные и гуманитарные основы природоохранной, научной и просветительской деятельности на охраняемых природных территориях Русского Севера, материалы конференции.– 2006. - Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. – С.37-44
65. Сапелко Т.В., Тесаков А.С. Проблемы международной шкалы голоцена. // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства: Материалы межведомственного рабочего совещания. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ. – 2016. – С.150-152
66. Сапелко Т.В., Садоков Д.О. Палинология озер Молого-Шекснинской низменности // Актуальные проблемы современной палинологии: Материалы XV Всероссийской палинологической конференции. – Москва: МГУ им. М.В. Ломоносова, ГЕОС. – 2022. – С. 316-320
67. Семенов Д.Ф. Геологическое строение / Природа Вологодской области. – Г.А. Воробьев. (ред.). – 2007. - С. 8-36
68. Сенюшов А.А., Кротова Н.Г., Хавин Е.И., Гаркуша В.И., Пуолокайнен З.И., Крюкова Н.А., Зарин Е.С., Войнова Л.Ф. Отчёт о комплексной геолого-гидрогеологической съёмке масштаба 1:200000 района нижнего течения реки Шексны в Вологодской области / Отчет. – 1965. – Л.: ВСЕГЕИ. – Т. I, книга 1. – 445 с.

69. Симонова Г.Ф., Артемьева Е.С., Кабанов Ю.Н., Челпак В.Ф., Капитонов Р.Н. Отчет Краснохолмской геолого-гидрогеологической партии о комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1:200000 листа О-37-XIV, проведенной в 1967-1969 гг. (Калининская, Ярославская и Вологодская области). / Отчет. – 1970. – М.: ГУЦР. - Т. 1. книга 1. - 317 с.
70. Симонова Г.Ф., Бородин Н.Г. Карта четвертичных образований масштаба 1:200000 на территорию листа О-37-XIV / Пояснительная записка. – 1985. - Ленинград: ВСЕГЕИ
71. Симонова Г.Ф. История развития Молого-Шекснинского озера // История древних озер. – 1986.
72. Соколов Н.Н. О положении границ оледенения в Европейской части СССР // Труды Института географии АН СССР. – 1946. – N 37.
73. Сомов Е.И. Геологическое строение северной части Ярославской области // Труды Московского геологического управления. – 1939. – N 31(2). – 56 с.
74. Спижарский Т.Н. К вопросу о стратиграфии каменноугольных и пермских отложений среднего течения р. Мологи // Известия ЛГГГТ – N 4(9). – 1935.
75. Спиридонов А.И., Спиридонова Н.А. Геоморфология Дарвинского государственного заповедника. - 1947. – 44 с.
76. Спиридонов А.И., Спиридонова Н.А. К геоморфологии Молого-Шекснинской низины // Вестник МГУ. – 1951. – N 12.
77. Субетто Д.А., Давыдова Н.Н., Сапелко Т.В., Вольфарт Б., Вастегорд С., Кузнецов Д.Д. Климат северо-запада России на рубеже плейстоцена и голоцена // Известия АН. Серия географическая. – 2003. - N 5 – С.1-12
78. Топографический межевой атлас Ярославской губернии. Масштаб: в 1 дюйме 1 верста. // А.И. Менде. (ред.). – 1857.
79. Фаустова М.А., Ауслендер В.Г., Гричук В.П., Смирнов В.И., Мальгина Е.А. Деградация валдайского оледенения и позднеледниковая история Балтийского и Белого морей. Вологодская область / Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. - Герасимов И.П., Гричук В.П., Чеботарева Н.С., под ред. -. М.: Наука. – 1969. – С.192-214
80. Хавин Е.И. Четвертичные отложения северной половины Молого-Шекснинской низины / Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. - Лаврова М.А., Фаддеев А.П., Жингарев-Добросельский А.Т., под ред. – Л.: Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы, Ленинградское отделение. – 1962. – С.109-124

81. Хавин Е.И., Николаев Ю.В. Отчет о комплексной геолого-гидрогеологической съёмке масштаба 1 : 200000, проведенной на территории Молого-Шекснинского участка Рыбинского водохранилища (Вологодская область) / Отчет. – 1961. – Л.: ВСЕГЕИ. – Т. 1, книга 1. – 325 с.
82. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 200 с.
83. Чернышев Ф.Н., Погребов Н.Ф. О возможности получения артезианской воды в г. Череповце // Известия Геологического комитета. – Т. 31(9). – 1912.
84. Чеботарева Н.С. Граница максимального распространения последнего ледникового покрова и некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена северо-запада Европейской части СССР // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1962. – Вып. XIX. – С.148-169
85. Чеботарева Н.С., Серебряный Л.Р. Палеогеографическая оценка радиоуглеродных датировок верхнечетвертичных отложений центра Русской равнины / Абсолютная геохронология четвертичного периода. – 1963. – М.:АН СССР.
86. Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. – М.: Наука, 1974. – 216 с.
87. Шевелев Н.Н., Полякова В.С. Климат / Природа Вологодской области. – Г.А. Воробьев. (ред.). – 2007. – С. 71-86
88. Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (Стратиграфия) / Труды Всесоюзного геологического института. – 1956. – N 17.
89. Яунпутинь А.И. К вопросу об условиях отступления последнего ледникового покрова северо-западной окраины Русской платформы // Известия Государственного Географического общества. – 1934. – Т. 63.
90. Arslanov Kh. A. Late Pleistocene Geochronology of European Russia // Radiocarbon. – 1993. – Vol. 35, No. 3. P.421-427
91. Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation // Quaternary International. – 2016. – Vol. 420, P.4-14
92. Beierle B., Smith D.G. Severe drought in the early Holocene (10,000-6800 BP) interpreted from lake sediment cores, southwestern Alberta, Canada // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. – 1998. – Vol. 140, P. 75-83
93. Björck S., Kromer B., Johnsen S., Bennike O., Hammarlund D., Lemdahl G., Possnert G., Rasmussen T.L., Wohlfarth B., Hammer C.U., Spurk M. Synchronised terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic // Science. – 1996. – Vol. 274. P.1155–1160

94. Björck S., Rundgren M., Ingólfsson O., Funder S. The Preboreal oscillation around the Nordic seas: terrestrial and lacustrine responses // *Journal of Quaternary Science*. – 1997. – Vol. 12, No. 6, P.455-465
95. Björck S., Walker M.J.C., Cwynar L.C., Johnsen S., Knudsen K., Lowe J., Wohlfarth B. An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group // *Journal of Quaternary Science*. – 1998. - Vol. 13, No. 4, P.283–292
96. Blaauw M, Christen J.A. rbacon: Age-depth modelling using Bayesian statistics. R package version 2.3.9.1. – 2019. - URL: <https://cran.r-project.org/web/packages/rbacon/index.html> (Дата обращения 15.01.2021)
97. Boës X., Rydberg J., Martinez-Cortizas A., Bindler R. and Renberg I. Evaluation of conservative lithogenic elements (Ti, Zr, Al, and Rb) to study anthropogenic element enrichments in lake sediments // *Journal of Paleolimnology*. - 2011. - Vol. 46,. P. 75-87
98. Boyle J.F. Inorganic geochemical methods in palaeolimnology / Tracking environmental change using lake sediments (Physical and geochemical methods). - W.M. Last, J.P. Smol. (Eds.). - 2001. - Vol. 2., P. 83-141
99. Cohen A.S. *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. - New-York: Oxford University Press, 2003, 500 p.
100. Cuven S., Francus P., Lamoureux S.F. Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic // *Journal of Paleolimnology*. – 20210. - Vol. 44, P.803-817
101. Davies S.J., Lamb H.F. and Roberts S.J. Micro-XRF core scanning in palaeolimnology: recent developments / *Micro-XRF studies of sediment cores: applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*, *Developments in palaeoenvironmental research*. - I.W. Croudace, R.G. Rothwell. (Eds.). – 2015. – Vol. 17, P. 189-226
102. Dean W.E. Rates, timing, and cyclicity of Holocene eolian activity in north-central United States: evidence from varved lake sediments // *Geology*. – 1997. – Vol. 25, No. 4, P.331–334
103. Dean W.E., Megard R.O. Environment of deposition of CaCO₃ in Elk Lake, Minnesota // *Geological Society of America Special Paper*. – 1993. – Vol. 276, P.97-114
104. Engstrom D. R., Wright H.E. Jr. Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change / *Lake Sediments and Environmental History*. - Haworth, E.Y., Lund, J.W.G., ed. - Leicester: Leicester University Press. – 1984. – P.11–68
105. Farr T. G., M. Kobrick. Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data. *Eos Trans. AGU*. No. 81. – 2000. P. 583-583

106. Gey V.P., Saarnisto M., Lunkka J.P., Demidov I. Mikulino and Valdai palaeoenvironments in the Vologda area, NW Russia // *Global and Planetary Change*. – 2001. – Vol. 31, No. 1-4, P. 347-366.
107. Gorlach A., Hang T., Kalm V. GIS-based reconstruction of Late Weichselian proglacial lakes in northwestern Russia and Belarus // *Boreas*. – 2017. – Vol. 46, No. 3, P. 486-502
108. Gornitz V. Mineral Indicators of Past Climates / *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. - Gornitz, V., ed. – New-York: Springer. – 2009. - P.573-583
109. Hamilton-Taylor J., Davison W. Redox-Driven Cycling of Trace Elements in Lakes / *Physics and Chemistry of Lakes*. - Lerman A., Imboden D.M., Gat J.R., ed. – Berlin, Heidelberg, New-York: Springer-Verlag. – 1995. – P.217-263
110. Hoek W.Z., Bos J.A.A. Early Holocene climate oscillations - causes and consequences // *Quaternary Science Reviews*. – 2007. – Vol. 26, No. 15-16, P.1901-1906
111. Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne I.S., Mangerud J., Svendsen J.I. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction // *DATED-1 // Boreas*. – 2016. – Vol. 45, No. 1, P.1-45
112. Hunt C.P., Moskowitz B.M., Banerjee S.K. Magnetic properties of rocks and minerals / *Rock Physics and Phase Relations, a Handbook of Physical Constants*. – 1995. – Washington DC: American Geophysical Union. – P. 189-204.
113. Husson F., Josse J., Le S., Mazet J. FactoMineR: Multivariate Exploratory Data Analysis and Data Mining. R package version 1.42. – 2019. - URL: <https://cran.r-project.org/web/packages/FactoMineR/index.html> (Дата обращения 09.02.2021)
114. Husson F., Josse J. missMDA: Handling Missing Values with Multivariate Data Analysis. R package version 1.18. – 2020. - URL: <https://cran.r-project.org/web/packages/missMDA/index.html> (Дата обращения 28.02.2021)
115. Jankovská V., Komárek J. Indicative Value of *Pediastrum* and Other Coccal Green Algae in Palaeoecology // *Folia Geobotanica*. – 2000. – Vol. 35, P.59-82
116. Jones B. F., Bowser C.J. The mineralogy and related chemistry of lake sediments / *Lakes — Chemistry, Geology, Physics*. - Lerman, A., ed. - New-York: Springer. – 1978. – P.179-235
117. Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // *Quaternary Science Reviews*. – 2012. – Vol. 44, P. 51-59.
118. Karlsen L.C. Lateglacial vegetation and environment at the mouth of Hardangerfjorden, western Norway // *Boreas*. – 2008. – Vol. 38, P. 315-334
119. Kassambara A., Mundt F. factoextra: Extract and Visualize the Results of Multivariate Data Analyses. R package version 1.0.7. – 2020. - URL: <https://cran.r-project.org/web/packages/factoextra/index.html>. (Дата обращения 25.03.2021)

120. Kelts K., Hsü K.J. Freshwater carbonate sedimentation / Lakes — Chemistry, Geology, Physics. - Lerman, A., ed. - New-York: Springer. – 1978. – P.295-323
121. Koinig K.A., Shotyk W., Lotter A.F., Ohlendorf C., Sturm M. 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake – the role of climate, vegetation, and land-use history // *Journal of Paleolimnology*. – 2003. – Vol. 30, P.307-320
122. Krinner G., Mangerud J., Jakobsson J., Crucifix M., Ritz C., Svendsen J.I. Enhanced ice sheet growth in Eurasia owing to adjacent ice dammed lakes // *Nature*. – 2004. – Vol. 427, No. 6973, P.429–432
123. Kylander M.E., Klaminder J., Wohlfarth B., Löwemark L. Geochemical responses to paleoclimatic changes in southern Sweden since the late glacial: the Hässeldala Port lake sediment record // *Journal of Paleolimnology*. – 2013. – Vol. 50, No. 1, P.57-70
124. Lamb A.L., Leng M.J., Mohammed M.U., Lamb H.F. Holocene climate and vegetation change in the Main Ethiopian Rift Valley, inferred from the composition (C/N and $\delta^{13}\text{C}$) of lacustrine organic matter / *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – Vol. 23, P. 881-891.
125. Last W.M. Mineralogical analysis of lake sediments / *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Methods*. - Last W.M., Smol J.P., ed. - New-York, Boston, Dordrecht, London, Moscow: Kluwer Academic Publishers. – 2001. – P.143-187
126. Leng M.J., Marshall J.D. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives // *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – Vol. 23, P. 811-831.
127. Levesque A.J., Mayle F.E., Walker I.R., Cwynar L.C. A previously unrecognized late-glacial cold event in eastern North America // *Nature*. – 1993. – Vol. 361, No. 6413, P.623-626
128. Levesque A.J., Cwynar L.C. A multiproxy investigation of Late-Glacial climate and vegetation change at Pine Ridge Pond, Southwest New Brunswick, Canada // *Quaternary Research*. - 1994. - Vol. 42, Is. 3., P. 316-327
129. Lohne Ø.S., Mangerud J., Birks H.H. Precise ^{14}C ages of the Vedde and Saksunarvatn ashes and the Younger Dryas boundaries from western Norway and their comparison with the Greenland Ice Core (GICC05) chronology // *Journal of Quaternary Science*. – 2013. – Vol. 28, No. 5, P.490–500
130. Lohne Ø.S., Mangerud J., Birks H.H. IntCal13 calibrated ages of the Vedde and Saksunarvatn ashes and the Younger Dryas boundaries from Kräkenes, western Norway // *Journal of Quaternary Science*. – 2014. – Vol. 29, No. 5, P.506–507
131. Lotter A.F., Eucher U., Siegenthaller U., Birks H.J.B. Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments // *Journal of Quaternary Science*. – 1992. - Vol. 7, No. 3, P.187-204

132. Löwemark L., Chen H.-F., Yang T.-N., Kylander M., Yu E.-F., Hsu Y.-W., Lee T.-Q., Song S.-R., Jarvis S. Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2010. – Vol. 40, No. 6, P.1250-1256
133. Lunkka J., Saarnisto M., Gey V., Demidov I., Kiselova V. Extent and age of the Last Glacial Maximum in the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet // *Global and Planetary Change*. – 2001. – Vol. 31, No. 1-4, P.407–425
134. Mackereth F. J. H. Some chemical observations on post-glacial lake sediments // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Biological Sciences*. – 1966. – Vol. B250, P.165–213
135. Maciąg L., Rydzewska U., Skowronek A., Salwa S. Mineralogy and Geochemistry of Fluvial-Lacustrine Pisolith Micronodules from the Roztoka Odrzańska, Odra River, NW Poland // *Geosciences*. – 2020. – Vol. 10, No. 3, P.1-27
136. Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E., Donner J.J. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification // *Boreas*. – 1974. – Vol. 3, No. 3, P.109–128
137. 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, rerouting of the drainage of Northern Eurasia during the last glaciations // *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – Vol. 23, No. 11-13, P.1313-1332
138. Mangerud J. The discovery of the Younger Dryas, and comments on the current meaning and usage of the term // *Boreas*. – 2021. – Vol. 50, No. 1, P.1-5
139. Menking K.M. Climatic signals in clay mineralogy and grain-size variations in Owens Lake core OL-92, southeast California / An 800,000- year Paleoclimatic Record from Core OL-92, Owens Lake, Southeast California. - Smith G.I., Bischoff J.L., ed.. - Geological Society of America Special Paper. – 1997. – Vol. 317, P.37–48
140. Meyers P.A. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter // *Chemical Geology*. – 1994. – Vol. 114, P.289-3
141. Meyers P.A., Ishiwatari R. Organic Matter Accumulation Records in Lake Sediments / *Physics and Chemistry of Lakes*. – Lerman et al. (Eds.). – 1995. – P. 279-328.
142. Meyers P.A., Lallier-Vergès E. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates // *Journal of Paleolimnology*. – 1999. – Vol. 21, P. 345-372.
143. Naeher S., Gilli A., North R.P., Hamann Y., Schubert C.J. Tracing bottom water oxygenation with sedimentary Mn/Fe ratios in Lake Zurich, Switzerland // *Chemical Geology*. – 2013. – Vol. 352, No. 16, P.125-133

144. Neugebauer I., Brauer A., Dräger N., Dulski P., Wulf S., Plessen B., Mingram J., Herzschuh U., Brande A. A Younger Dryas varve chronology from the Rehwiese palaeolake record in NE-Germany // *Quaternary Science Reviews*. – 2012. – Vol. 36, P. 91–102.
145. Rasmussen S.O., Vinther B.M., Clausen H.B., Andersen K.K. Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores // *Quaternary Science Reviews*. – 2007. – Vol. 26, No. 15-16, P.1907-1914
146. Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J., Wheatley J.J., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quaternary Science Reviews*. – 2014. – Vol. 106, No. 15, P.14-28
147. Reimer P., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Butzin M., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Fahrni S., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kB) // *Radiocarbon*. – 2020. – Vol. 62, No. 4, P.725-757
148. Rothe M., Kleeberg A., Hupfer M. The occurrence, identification and environmental relevance of vivianite in waterlogged soils and aquatic sediments // *Earth-Science Reviews*. – 2016. – Vol. 158, P.51-64
149. Rusakov A.V., Korkka M.A. The Bryansk fossil soil of the extraglacial zone of the Valdai glaciation as an indicator of landscape and soil forming processes in the center of the Russian Plain // *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. – 2004. – Vol. 21, No. 1, P. 94-100.
150. Saarnisto M., Ojala A.E.K. Varved sediments / *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. - Gornitz, V., ed. – New-York: Springer. – 2009. - P.973-975
151. Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines // *Global and Planetary Change*. – 2001. – Vol. 31, No. 1-4, P.387-450
152. Sadokov D.O., Sapelko T.V., Bobrov N.Y., Terekhov A.V. New data on the results of the Mologa-Sheksna Lowland lakes research (Vologda region, Russia) // *Paleolimnology of Northern Eurasia: Proceedings of the 3rd International Conference (Kazan, Republic of Tatarstan, Russia, 1-4th of October 2018)*. – Kazan: Publishing House of Kazan University. - 2018. – P. 101-103

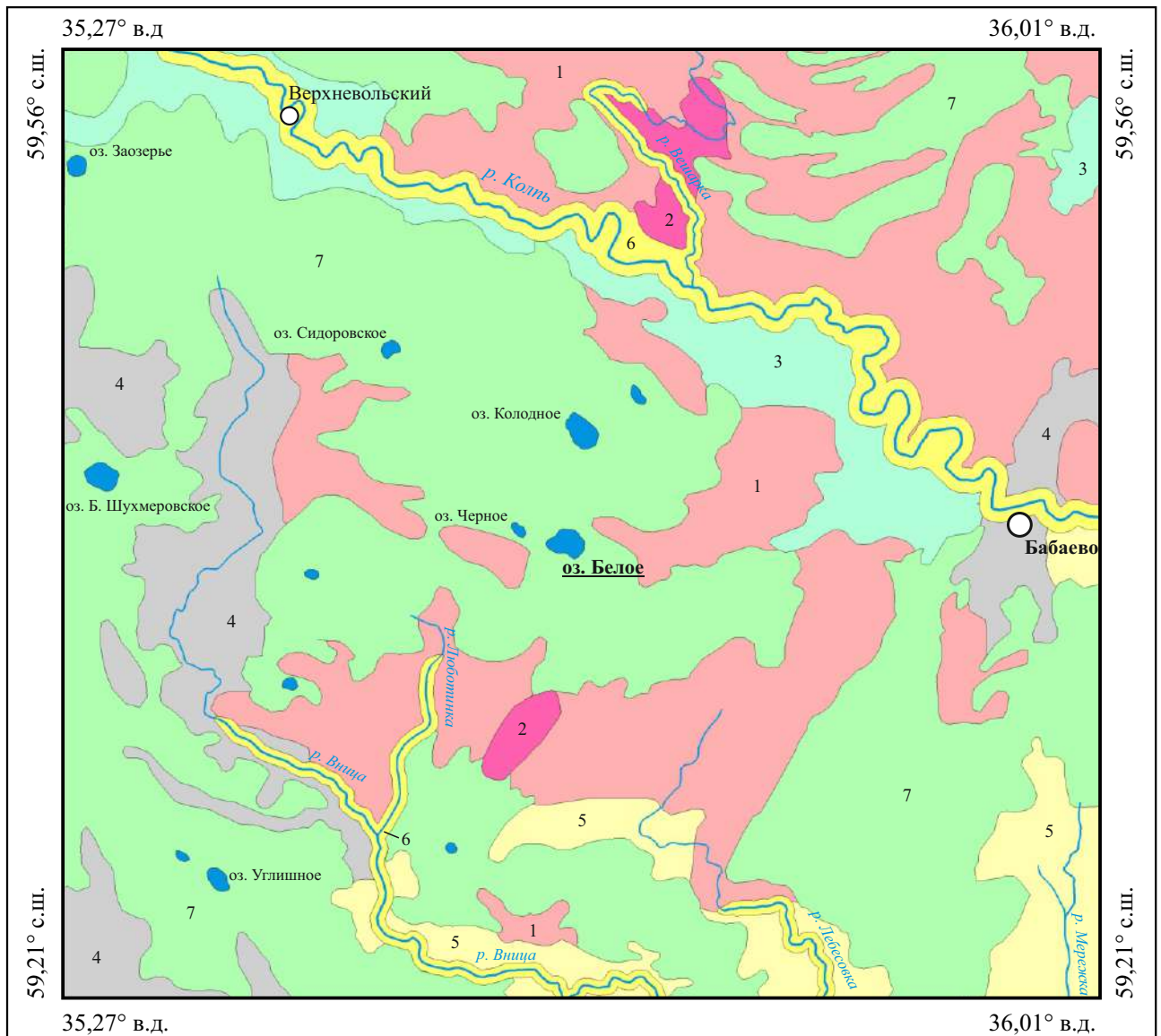
153. Sadokov D., Sapelko T., Terekhov A., Ryabkov D. Long-Term Heavy Metals Deposition Dynamics in Lacustrine Ecosystems (NW Russia) // 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2019 Proceedings Vol. 19, Issue 1.4 (9-11 December, 2019, Vienna, Austria). – Sofia: Published by STEF92 Technology Ltd.. - 2019. – P. 221-228
154. Sadokov D. Late-Glacial and Holocene Climate in the Mologa-Sheksna Lowland as Inferred from Mire Lakes Bottom Sediments // 20th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2020 Proceedings Issue 4.2 (8-11 December, 2020, Vienna, Austria). – Sofia: Published by STEF92 Technology Ltd. - 2020. – P. 193-200
155. Sadokov D.O., Knoblauch, C., Melles, M., Mantke, N., Lendt, R. C/N and δC^{13} patterns in lake sediments as a source of palaeoenvironmental information for the Mologa-Sheksna region (NW Russia). *Limnology and Freshwater Biology* (4) (SI “The 4th International Conference Palaeolimnology of Northern Eurasia”). – 2020. – P. 444-445.
156. Sadokov D.O., Sapelko T.V., Melles M., Fedorov G.B. Late-Glacial to Middle Holocene Sedimentation in Lake Beloye (Vologda Region, Northwestern Russia) // *Geomorfologiya*, 53(3). – 2022. – P. 83-95
157. Schwander J., Eicher U., Ammann B. Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP core // *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. – 2000. – Vol. 159, P. 203-214.
158. Seddon A.W.R., Macias-Fauria C., Willis K.J. Climate and abrupt vegetation change in Northern Europe since the last deglaciation // *The Holocene*. – 2015. - Vol. 25, No. I, P.25-36
159. Steffensen J.P., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Fischer, H., Goto-Azuma K., Hansson M., Johnson S.J., Jouzel J., Masson-Delmotte V., Popp T., Rasmussen S.O., Röthlisberger R., Ruth U., Stauffer B., Siggard-Andersen M.-L., Sveinbjörnsdottir A.E., White J.W.C. High-resolution Greenland ice-core data show abrupt climate change happens in a few years // *Science*. – 2008. – Vol. 321, No. 5889, P. 680–684
160. Strakhovenko V., Subetto D., Ovdina E., Belkina N., Efremenko N. Distribution of Elements in Iron-Manganese Formations in Bottom Sediments of Lake Onego (NW Russia) and Small Lakes (Shotozero and Surgubskoe) of Adjacent Territories // *Minerals*. – 2020. – Vol. 10, No. 440, 19 p
161. Stroeven A.P., Hättestrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Fredin O., Goodfellow B.W., Harbor J.M., Jansen J.D., Olsen L., Caffee M.W., Fink D., Lundqvist J., Rosqvist G.C., Strömberg B., Jansson K.N. Deglaciation of Fennoscandia // *Quaternary Science Reviews*. – 2015. – Vol. 147, P. 91-121.

162. Subetto D.A., Wohlfarth B., Davydova N.N., Sapelko T.V., Björkman L., Solovieva N., Wastegård S., Possnert G., Khomutova V.I. Climate and environment on the Karelian Isthmus, northwestern Russia, 13000–9000 cal yrs BP // *Boreas*. – 2002. – Vol. 31, No. 1, P.1–19
163. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – Vol. 23, No. 11-13, P.1229-1271
164. Van der Bilt W.G.M., Bakke J., Vasskog K., D'Andrea W.J., Bradley R.S., Ólafsdóttir S. Reconstruction of glacier variability from lake sediments reveals dynamic Holocene climate in Svalbard // *Quaternary Science Reviews*. – 2015. – Vol. 126, P.201-218
165. Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Steffensen J.-P., Popp T., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period) in the NGRIP ice core // *Episodes: Journal of International Geosciences*. – 2008. – Vol.31, P.264-267
166. Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L.C., Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) // *Journal of Quaternary Science*. – 2012. – Vol. 27, No. 7, P.649-659
167. Walker M., Gibbard P., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L.C., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Summary // *Journal Geological Society of India*. – 2019. – Vol. 93, No. 2, P.135-141
168. Wanner H., Mercolli L., Grosjean M., Ritz S.P. Holocene climate variability and change: a data-based review // *Journal of the Geological Society*. – 2015. – Vol. 172, No. 2, P.254–263
169. Wennrich V., Minyuk P.S., Borkhodoev V., Francke A., Ritter B., Nowaczyk N.R., Sauerbrey M.A., Brigham-Grette J., Melles M. Pliocene to Pleistocene climate and environmental history of Lake El'gygytgyn, Far East Russian Arctic, based on high-resolution inorganic geochemistry data // *Climate of the Past*. – 2014. – Vol. 10, No. 4, P.1381-1399
170. Wohlfarth B., Bennike O., Brunnberg L., Demidov I., Possnert G., Vyahirev S. AMS ¹⁴C measurements and macrofossil analyses of a varved sequence ear Pudozh, eastern Karelia, NW Russia // *Boreas*. – 1999. – Vol. 29. – P. 575-586

171. Yu Z., Eicher U. Abrupt Climate Oscillations During the Last Deglaciation in Central North America // *Science, Reports*. – 1998. – Vol. 282, No. 5397, P.2235-223
172. Zobkov M., Potakhin M., Subetto D., Tarasov A. Reconstructing Lake Onego evolution during and after the late Weichselian glaciations with special reference to water volume and area estimations // *Journal of Paleolimnology*. – 2019. – Vol. 62, P. 53-71.
173. Zolitschka B., Enters D. Lacustrine Sediments / *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. - Gornitz, V., ed. – New-York: Springer. – 2009. - P.485-488

ПРИЛОЖЕНИЯ

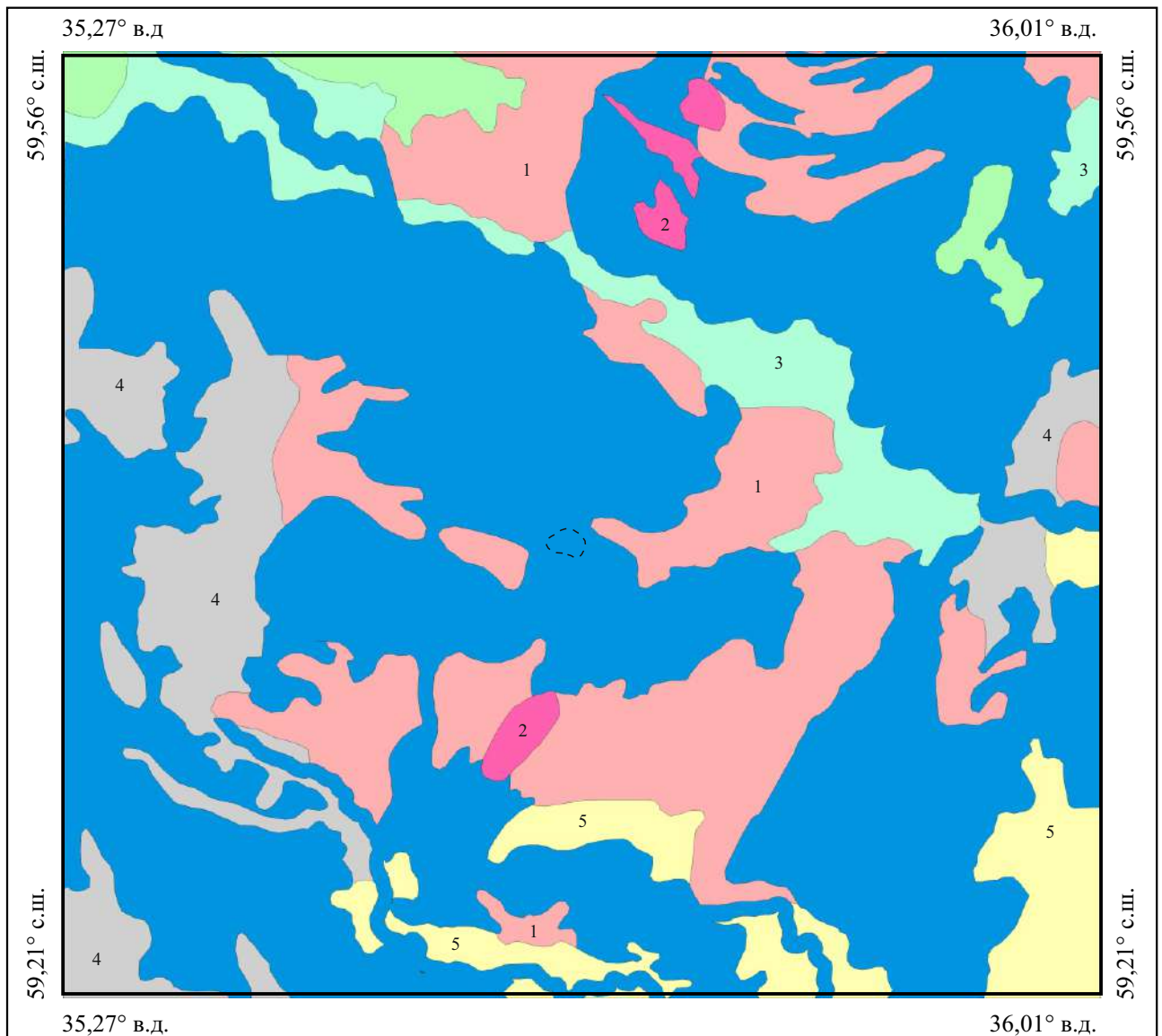
Приложение 1. Геоморфологическая схема Колпь-Судского и Молого-Судского геоморфологических районов



Условные обозначения

- 1 Волнистые моренные равнины, сложенные валунными суглинками, глинами и супесями
- 2 Холмисто-моренный, грядовый и друмлиновый рельеф, сложенный валунными суглинками, глинами и супесями
- 3 Плоские и слабо волнистые долинные зандры, сложенные разнозернистыми песками с включениями гравия и гальки
- 4 Плоские озерно-ледниковые равнины, сложенные песками, суглинками и глинами
- 5 Слабо волнистый озерно-аллювиальный рельеф, сложенный песками
- 6 Речные долины, сложенные современным аллювием (пески, супеси, галечники)
- 7 Болотные равнины (заболоченный озерно-ледниковый и озерно-аллювиальный рельеф)
- Озера
- Реки
- Населенные пункты

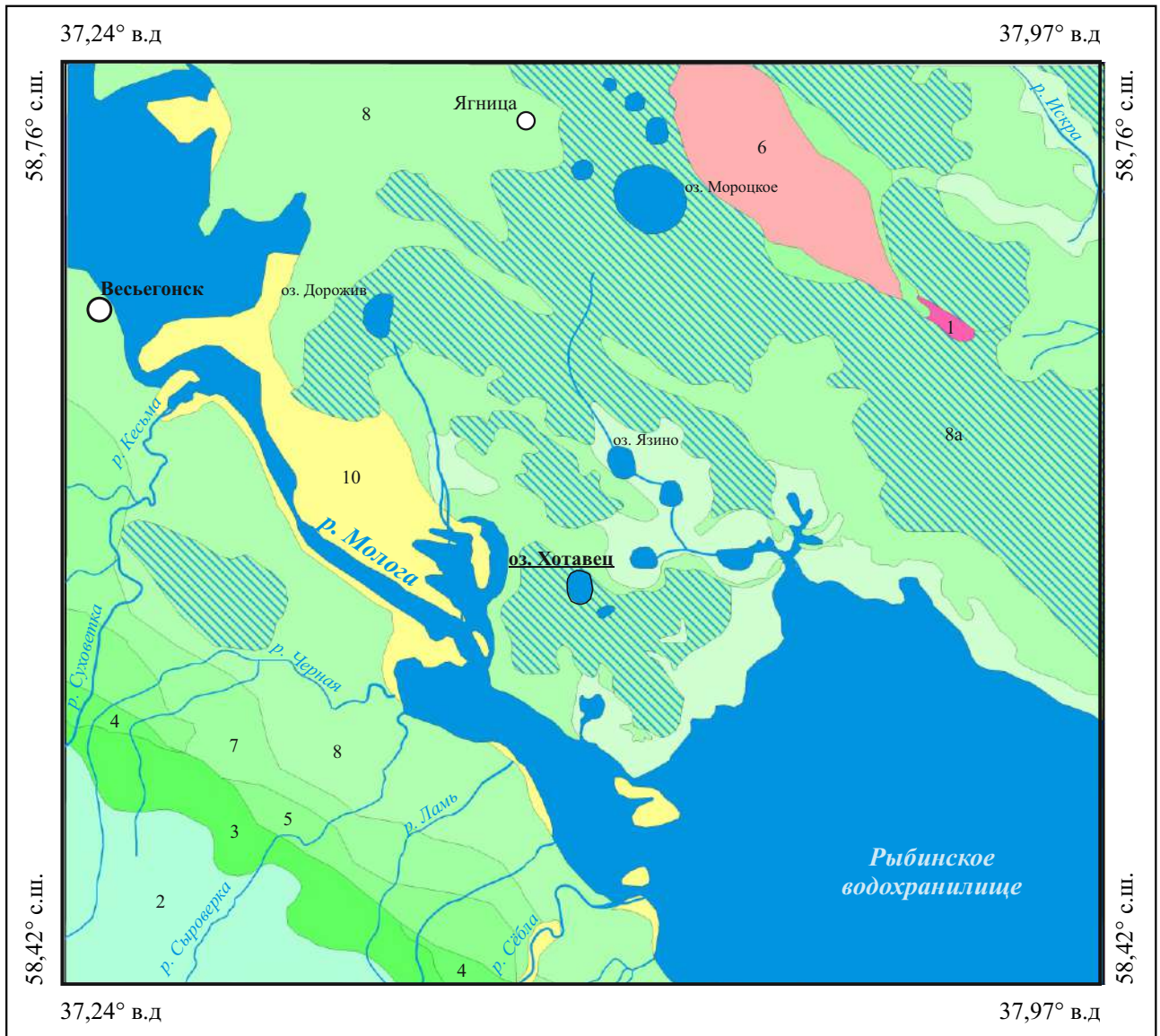
Приложение 2. Реконструкция рельефа Колпь-Судского и Молого-Судского геоморфологических районов и границ палеоводоемов во время позднего дриаса (~12,5 кал.тыс.л.н.)



Условные обозначения

- 1 Волнистые моренные равнины, сложенные валунными суглинками, глинами и супесями
- 2 Холмисто-моренный, грядовый и друмлиновый рельеф, сложенный валунными суглинками, глинами и супесями
- 3 Плоские и слабоволнистые долинные зандры, сложенные разнозернистыми песками с включениями гравия и гальки
- 4 Плоские озерно-ледниковые равнины, сложенные песками, суглинками и глинами
- 5 Слабоволнистый озерно-аллювиальный рельеф, сложенный песками
- Водные объекты
- Современное местоположение озера Белого

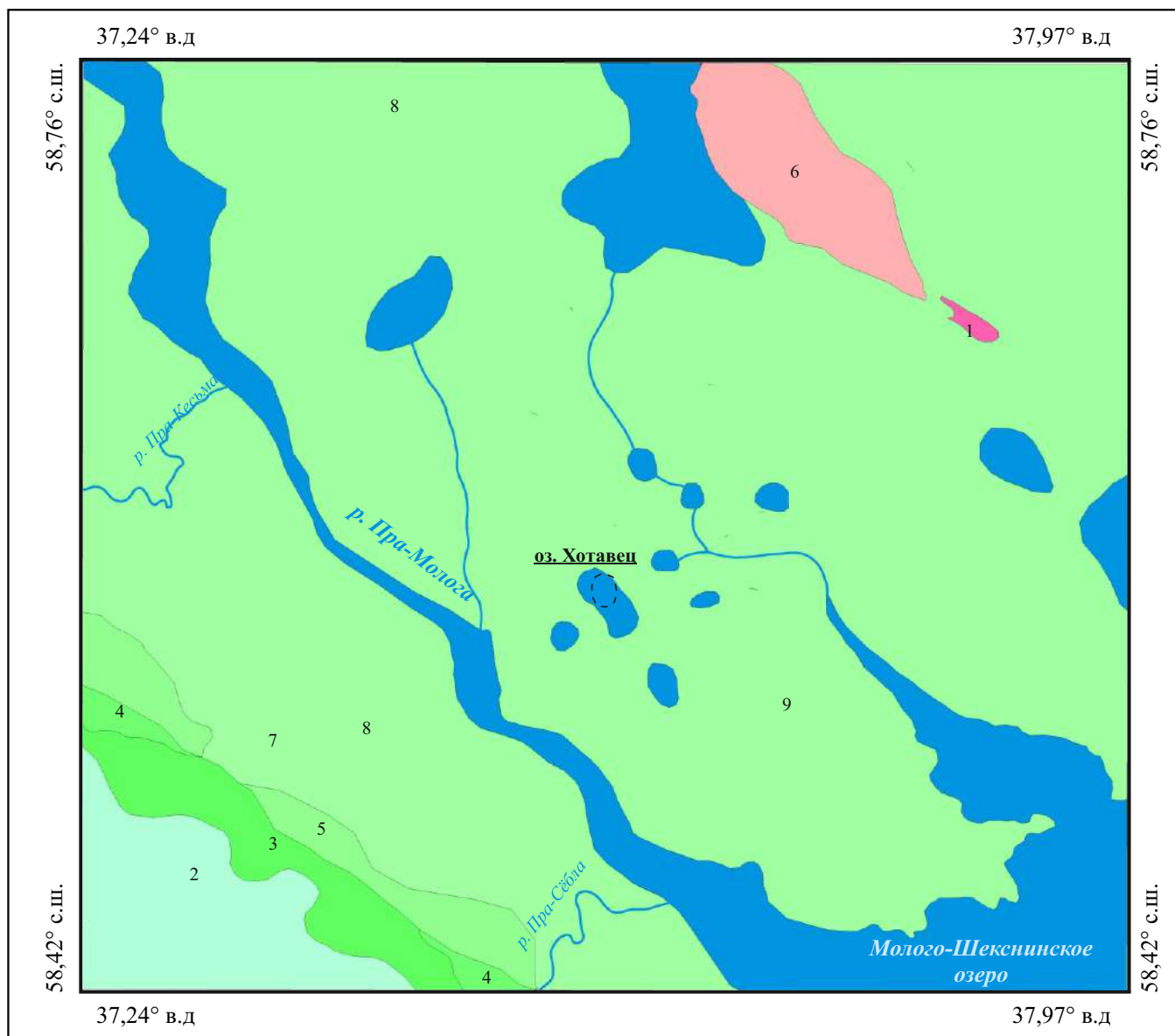
**Приложение 3. Геоморфологическая схема на участок Моложского плёса
Рыбинского водохранилища**



Условные обозначения

- | | |
|--|---|
| <p>1</p> <p>2</p> <p>3</p> <p>4</p> <p>5</p> <p>6</p> <p>7</p> <p>8</p> <p>8a</p> <p>9</p> <p>10</p> | <p>Плоские моренные гряды и участки моренных равнин, сложенные с поверхности валунными глинами</p> <p>Полого-волнистые задровые равнины, сложенные песками, гравием и галькой, с локальными участками плоских озерно-ледниковых равнин и депрессий, сложенных песками, суглинками и глинами</p> <p>Плоские озерно-ледниковые равнины, сложенные суглинками, глинами и супесями (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 130-138 м н.у.м.)</p> <p>Плоские озерно-ледниковые равнины, сложенные песками и суглинками (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 120-125 м н.у.м.)</p> <p>Полого-волнистые озерно-аллювиальные равнины, сложенные песками и супесями (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 112-118 м н.у.м.)</p> <p>Уплощенные моренные гряды, сложенные валунным суглинком, осложненные с поверхности маломощными (0,5 - 5,0 м) песками и супесями, слагающими поверхность террасы Молого-Шекснинской низменности со ступенью 115-117 м н.у.м.</p> <p>Плоские и слабоволнистые озерно-аллювиальные равнины, сложенные песками и супесями (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 110-112 м н.у.м.)</p> <p>Плоские и слабоволнистые песчаные озерно-аллювиальные и озерно-дельтовые равнины (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 103-107 м н.у.м.)</p> <p>Плоские и слабовыпуклые болотные равнины, подстилаемые песками и супесями, в пределах террасы Молого-Шекснинской низменности со ступенью 103-107 м н.у.м.</p> <p>Заболоченные и затопленные песчаные озерно-аллювиальные и озерно-дельтовые равнины (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 98-100 м н.у.м.)</p> <p>Эрозионно-аккумулятивный рельеф речных долин. Поймы, надпойменные террасы, прирусловые валы, сложенные песками и супесями</p> |
|--|---|
-
- | | | | | | |
|--|-------|--|------|--|-------------------|
| | Озера | | Реки | | Населенные пункты |
|--|-------|--|------|--|-------------------|

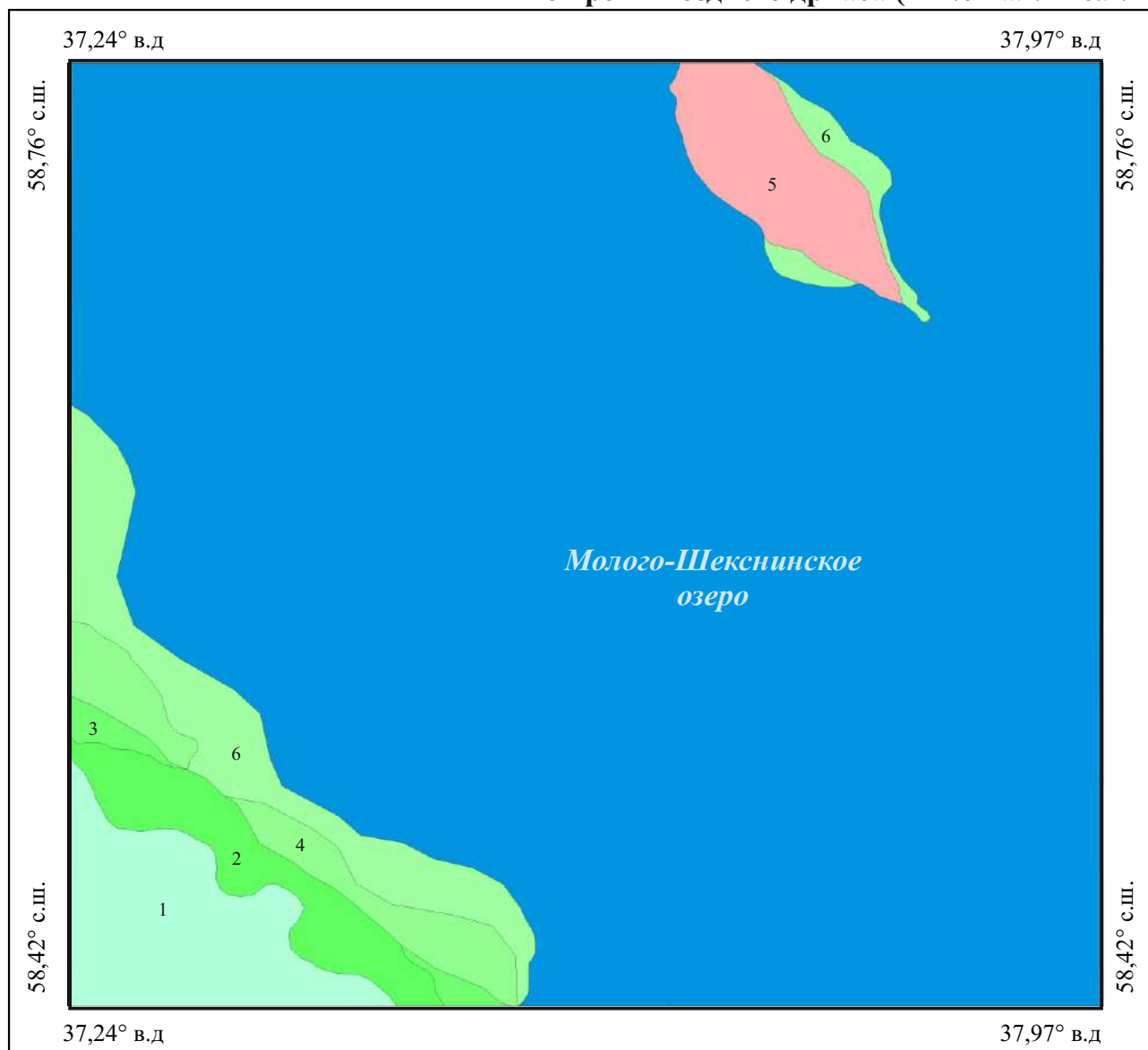
Приложение 4. Схематическая реконструкция типов рельефа и береговых линий водоёмов в центральной части Молого-Шекснинской низменности во время аллерёда (~13.0 кал.тыс.л.н.)



Условные обозначения

- | | | |
|---|--|---|
| | 1 | Плоские моренные гряды и участки моренных равнин, сложенные с поверхности валунными глинами |
| | 2 | Полого-волнистые задровые равнины, сложенные песками, гравием и галькой, с локальными участками плоских озерно-ледниковых равнин и депрессий, сложенных песками, суглинками и глинами |
| | 3 | Плоские озерно-ледниковые равнины, сложенные суглинками, глинами и супесями (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 130-138 м н.у.м.) |
| | 4 | Плоские озерно-ледниковые равнины, сложенные песками и суглинками (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 120-125 м н.у.м.) |
| | 5 | Полого-волнистые озерно-аллювиальные равнины, сложенные песками и супесями (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 112-118 м н.у.м.) |
| | 6 | Уплощенные моренные гряды, сложенные валунным суглинком, осложненные с поверхности маломощными (0,5 - 5,0 м) песками и супесями, слагающими поверхность террасы Молого-Шекснинской низменности со ступенью 115-117 м н.у.м. |
| | 7 | Плоские и слабоволнистые озерно-аллювиальные равнины, сложенные песками и супесями (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 110-112 м н.у.м.) |
| | Озера | |
| ~ | Реки | |
| | Современное местоположение озера Хотавец | |

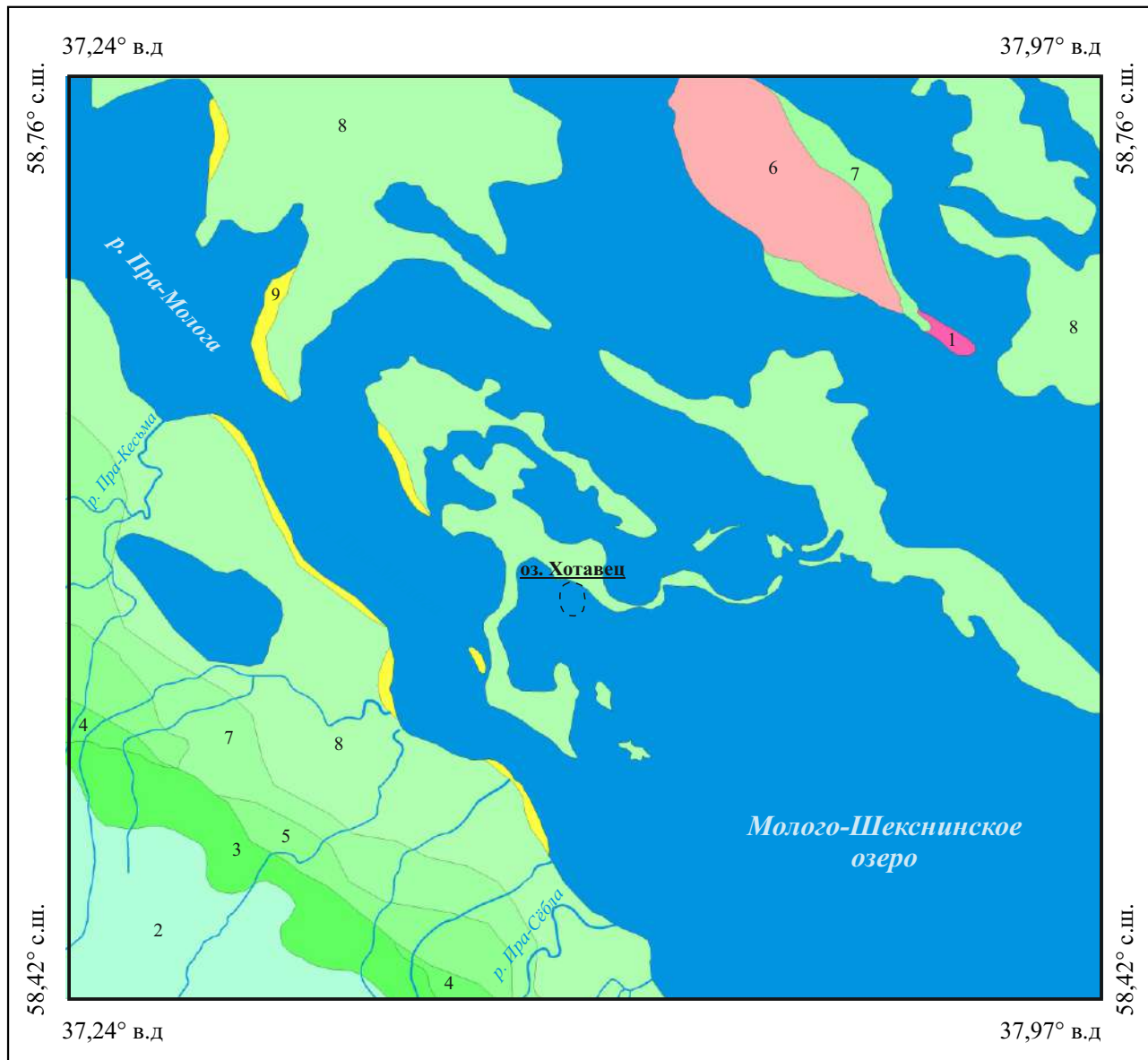
Приложение 5. Схематическая реконструкция типов рельефа и береговых линий водоёмов в центральной части Молого-Шекснинской низменности во время позднего дриаса (~12.0 кал.тыс.л.н.)



Условные обозначения

- | | |
|---|--|
| 1 | Полого-волнистые зандровые равнины, сложенные песками, гравием и галькой, с локальными участками плоских озерно-ледниковых равнин и депрессий, сложенных песками, суглинками и глинами |
| 2 | Плоские озерно-ледниковые равнины, сложенные суглинками, глинами и супесями (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 130-138 м н.у.м.) |
| 3 | Плоские озерно-ледниковые равнины, сложенные песками и суглинками (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 120-125 м н.у.м.) |
| 4 | Полого-волнистые озерно-аллювиальные равнины, сложенные песками и супесями (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 112-118 м н.у.м.) |
| 5 | Уплотненные моренные гряды, сложенные валунным суглинком, осложненные с поверхности маломощными (0,5 - 5,0 м) песками и супесями, слагающими поверхность террасы Молого-Шекснинской низменности со ступенью 115-117 м н.у.м. |
| 6 | Плоские и слабоволнистые озерно-аллювиальные равнины, сложенные песками и супесями (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 110-112 м н.у.м.) |
| | Водные объекты |

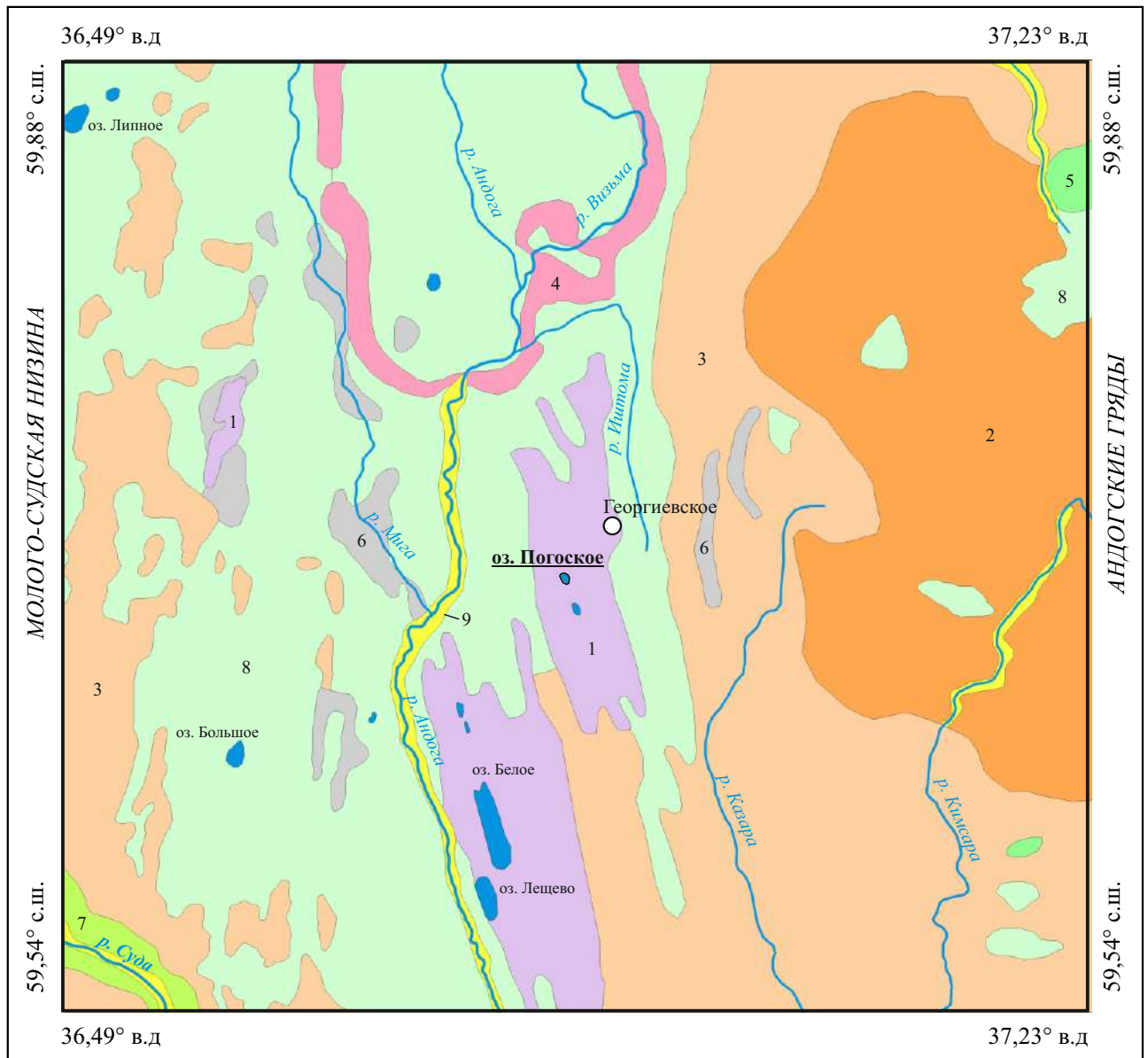
Приложение 6. Схематическая реконструкция типов рельефа и береговых линий водоёмов в центральной части Молого-Шекснинской низменности в раннем голоцене (~11.0 кал.тыс.л.н.)



Условные обозначения

- | | | |
|-------|--|--|
| 1 | Плоские моренные гряды и участки моренных равнин, сложенные с поверхности валунными глинами | |
| 2 | Полого-волнистые зандровые равнины, сложенные песками, гравием и галькой, с локальными участками плоских озерно-ледниковых равнин и депрессий, сложенных песками, суглинками и глинами | |
| 3 | Плоские озерно-ледниковые равнины, сложенные суглинками, глинами и супесями (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 130-138 м н.у.м.) | |
| 4 | Плоские озерно-ледниковые равнины, сложенные песками и суглинками (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 120-125 м н.у.м.) | |
| 5 | Полого-волнистые озерно-аллювиальные равнины, сложенные песками и супесями (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 112-118 м н.у.м.) | |
| 6 | Уплотненные моренные гряды, сложенные валунным суглинком, осложненные с поверхности маломощными (0,5 - 5,0 м) песками и супесями, слагающими поверхность террасы Молого-Шекснинской низменности со ступенью 115-117 м н.у.м. | |
| 7 | Плоские и слабоволнистые озерно-аллювиальные равнины, сложенные песками и супесями (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 110-112 м н.у.м.) | |
| 8 | Плоские и слабоволнистые песчаные озерно-аллювиальные и озерно-дельтовые равнины (терраса Молого-Шекснинской низменности со ступенью 103-107 м н.у.м.) | |
| 9 | Эрозионно-аккумулятивный рельеф речных долин. Поймы, надпойменные террасы, прирусловые валы, сложенные песками и супесями | |
| Озера | Реки | Современное местоположение озера Хотавец |

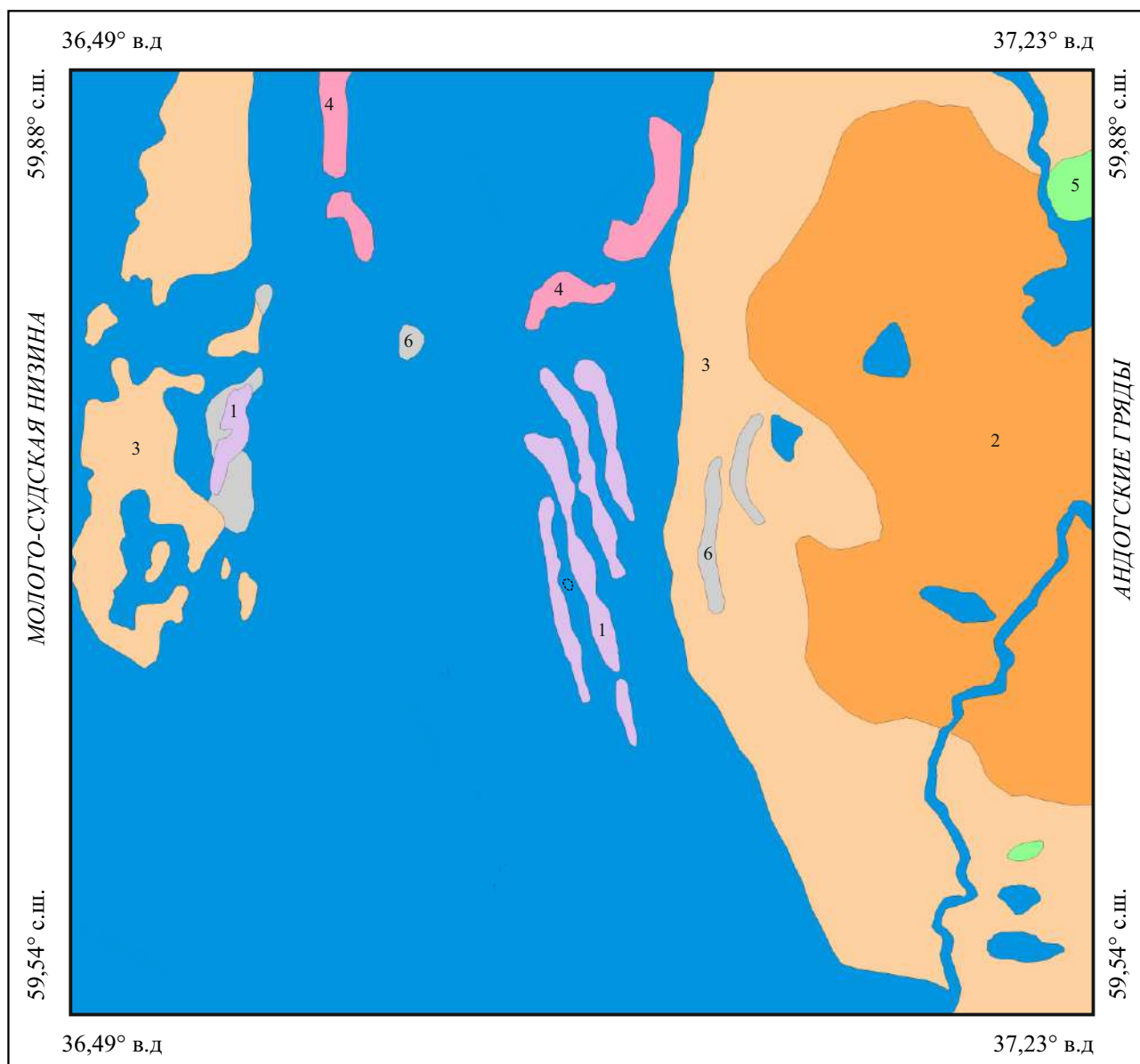
Приложение 7. Геоморфологическая схема северной периферии Молого-Судской низины



Условные обозначения

- | | | |
|---|---|--|
| | 1 | Друмлинный и линейный грядово-ложбинный рельеф, с грядами, сложенными валунными глинами, суглинками и супесями, и заболоченными ложбинами. |
| | 2 | Холмисто-моренный рельеф и полого-увалистые участки моренного плато, сложенные валунными глинами, суглинками и супесями, с перепадами высот до 40 м. |
| | 3 | Слабоволнистые моренные равнины и пологие склоны холмисто-моренного рельефа, сложенные валунными глинами, суглинками и супесями. |
| | 4 | Слабоволнистые уплощенные конечно-моренные гряды, сложенные валунными глинами, суглинками и супесями, осложненные с поверхности озерно-ледниковыми безвалунными песками, суглинками и глинами. |
| | 5 | Камовый рельеф, сложенный песками разнозернистыми с гравием и галькой, с перепадами высот до 50 м. |
| | 6 | Плоские озерно-ледниковые равнины, сложенные песками. |
| | 7 | Плоские долинные зандры, сложенные песками. |
| | 8 | Плоские болотные равнины, подстилаемые маломощными (до 5 м) песками и глинами. |
| | 9 | Эрозионный рельеф речных долин, осложненный бугристыми эоловыми образованиями. |
-
- | | | | | | |
|--|-------|---|------|--|-------------------|
| | Озера | ~ | Реки | | Населенные пункты |
|--|-------|---|------|--|-------------------|

**Приложение 8. Реконструкция рельефа и границ палеоводоёмов
на северной периферии Молого-Судской низины
во время позднего дриаса (~12.0 кал.тыс.л.н.)**

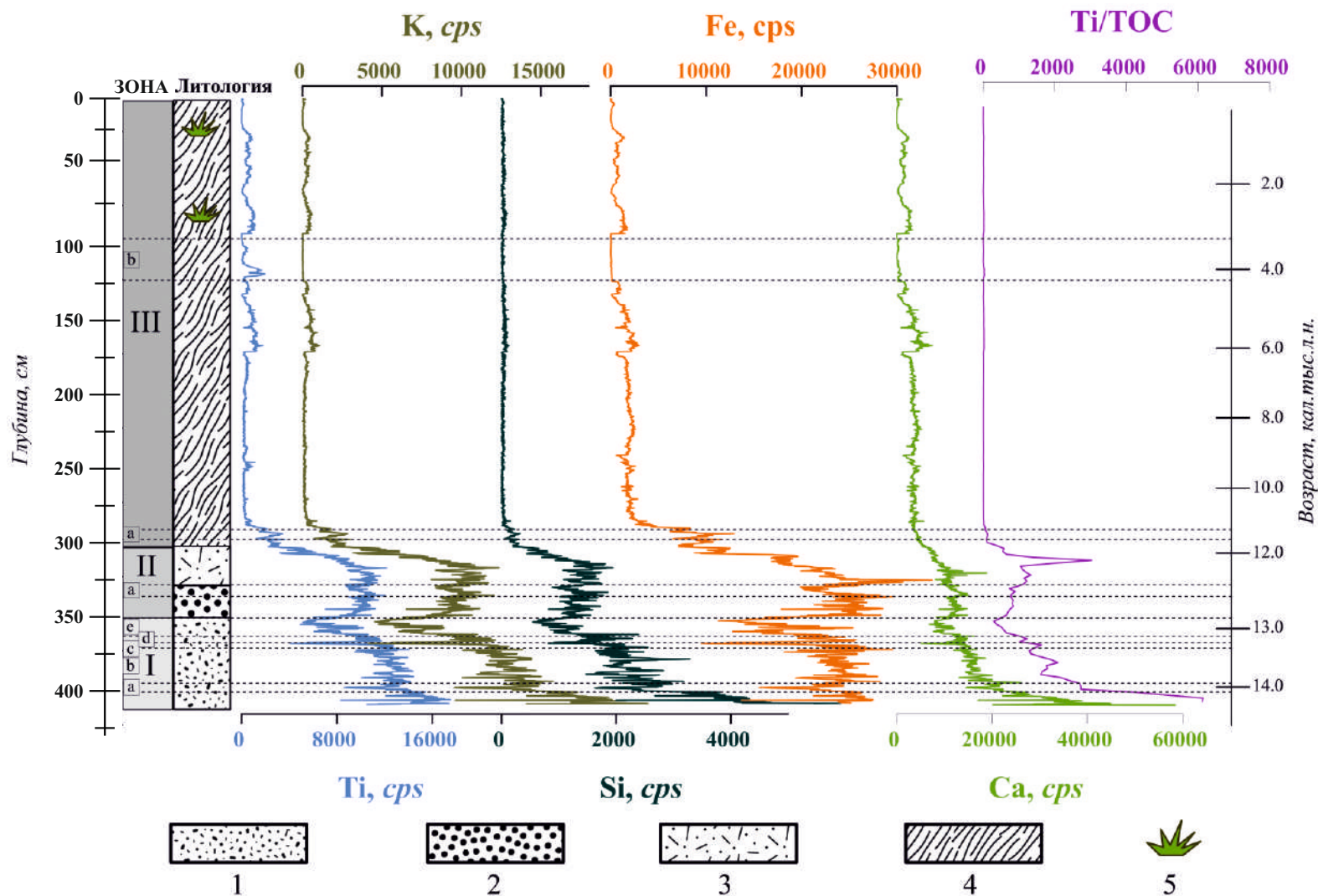


Условные обозначения

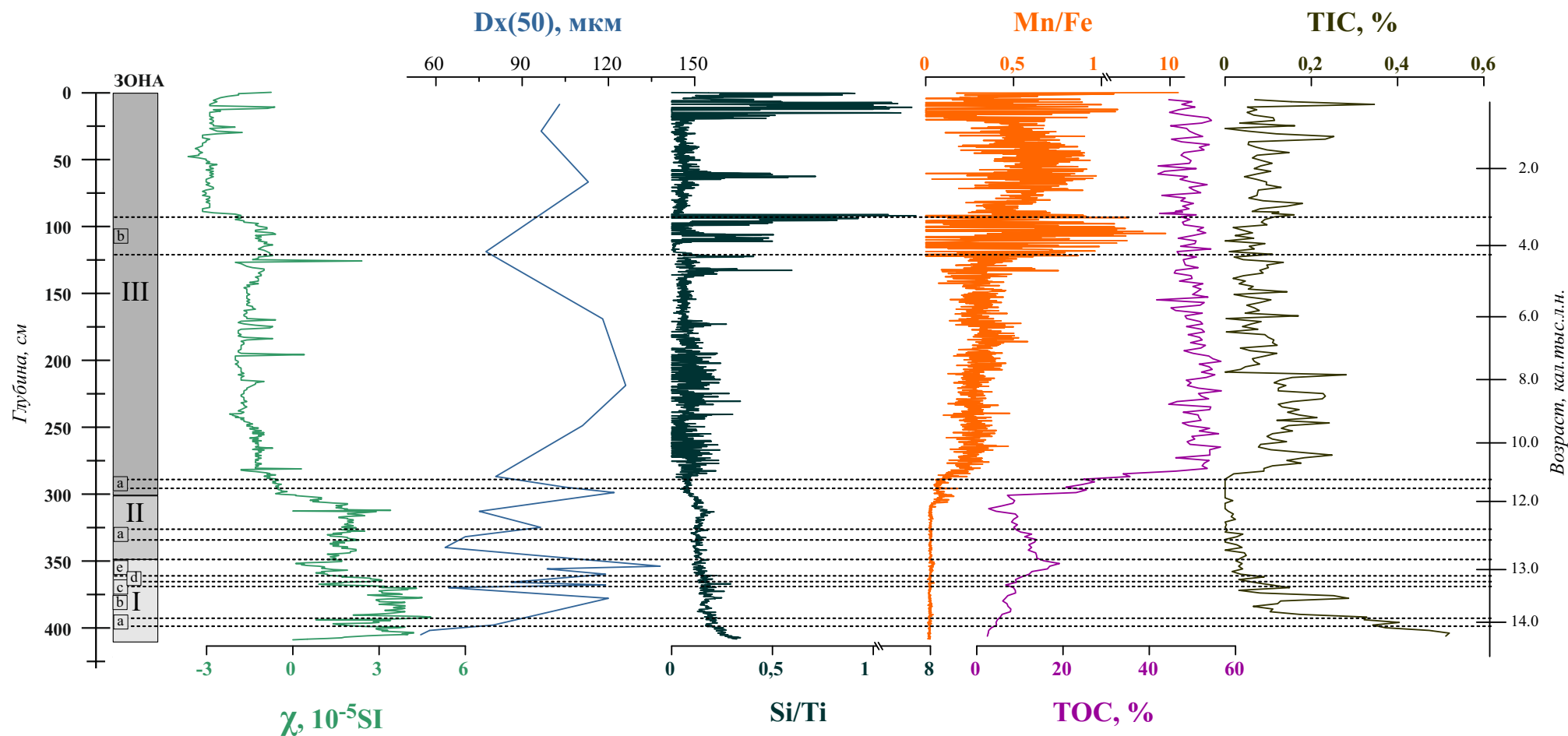
- 1 Друмлинный и линейный грядово-ложбинный рельеф, с грядами, сложенными валунными глинами, суглинками и супесями, и заболоченными ложбинами.
- 2 Холмисто-моренный рельеф и полого-увалистые участки моренного плато, сложенные валунными глинами, суглинками и супесями, с перепадами высот до 40 м.
- 3 Слабоволнистые моренные равнины и пологие склоны холмисто-моренного рельефа, сложенные валунными глинами, суглинками и супесями.
- 4 Слабоволнистые уплощенные конечно-моренные гряды, сложенные валунными глинами, суглинками и супесями, осложненные с поверхности озерно-ледниковыми безвалунными песками, суглинками и глинами.
- 5 Камовый рельеф, сложенный песками разноразмерными с гравием и галькой, с перепадами высот до 50 м.
- 6 Плоские озерно-ледниковые равнины, сложенные песками.
- Водные объекты
- Современное местоположение озера Погоского

Приложение 9. Литология и вертикальное распределение содержания Ti, K, Si, Fe, Ca и Ti/ТОС в отложениях оз. Белого.

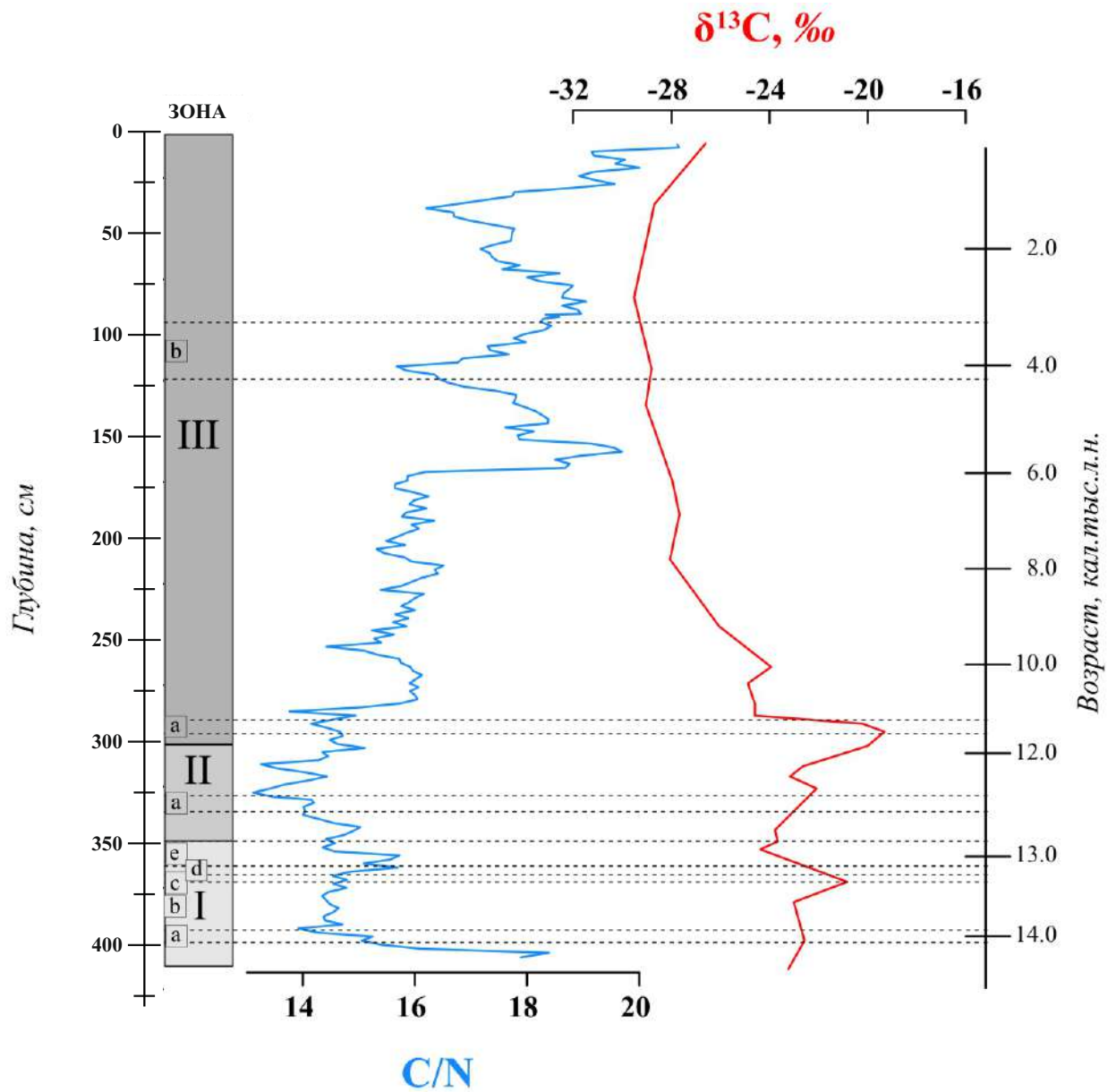
Элементный состав указан в cps (количество импульсов в секунду). Хронологическая шкала здесь и далее построена с использованием функции возрастного моделирования в «гВасон». 1 - слоистый опесчаненный алеврит, 2 - опесчаненный алеврит с органикой, 3 - алеврит с органикой, 4 - органогенные илы, 5 - растительные макроостатки



Вертикальное распределение значений ГС (Dx50), Si/Ti, Mn/Fe, ТОС, ТИС. в отложениях озера Белого.

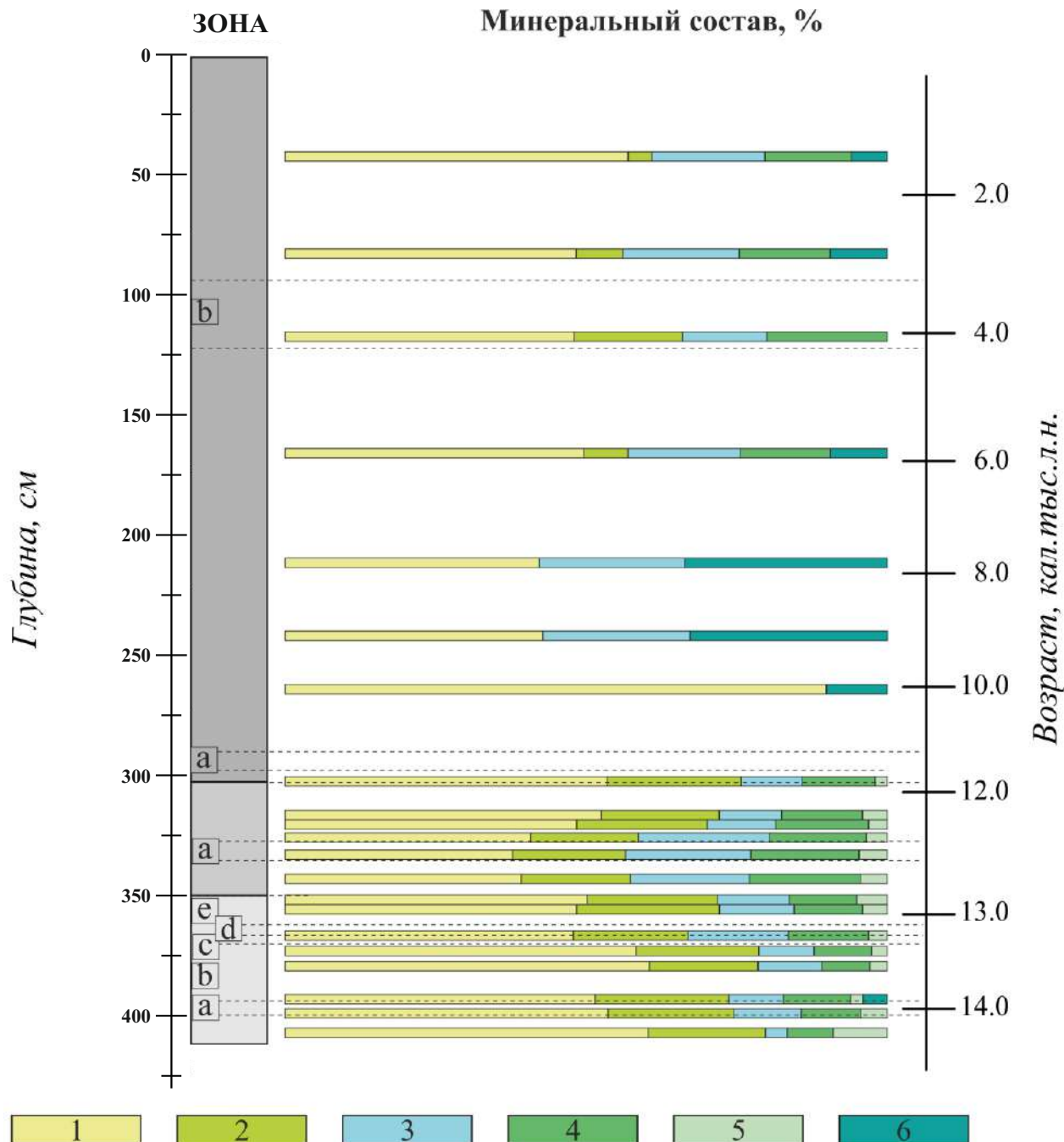


Приложение 11.
Вертикальное распределение значений C/N и $\delta^{13}\text{C}$ в отложениях озера Белого



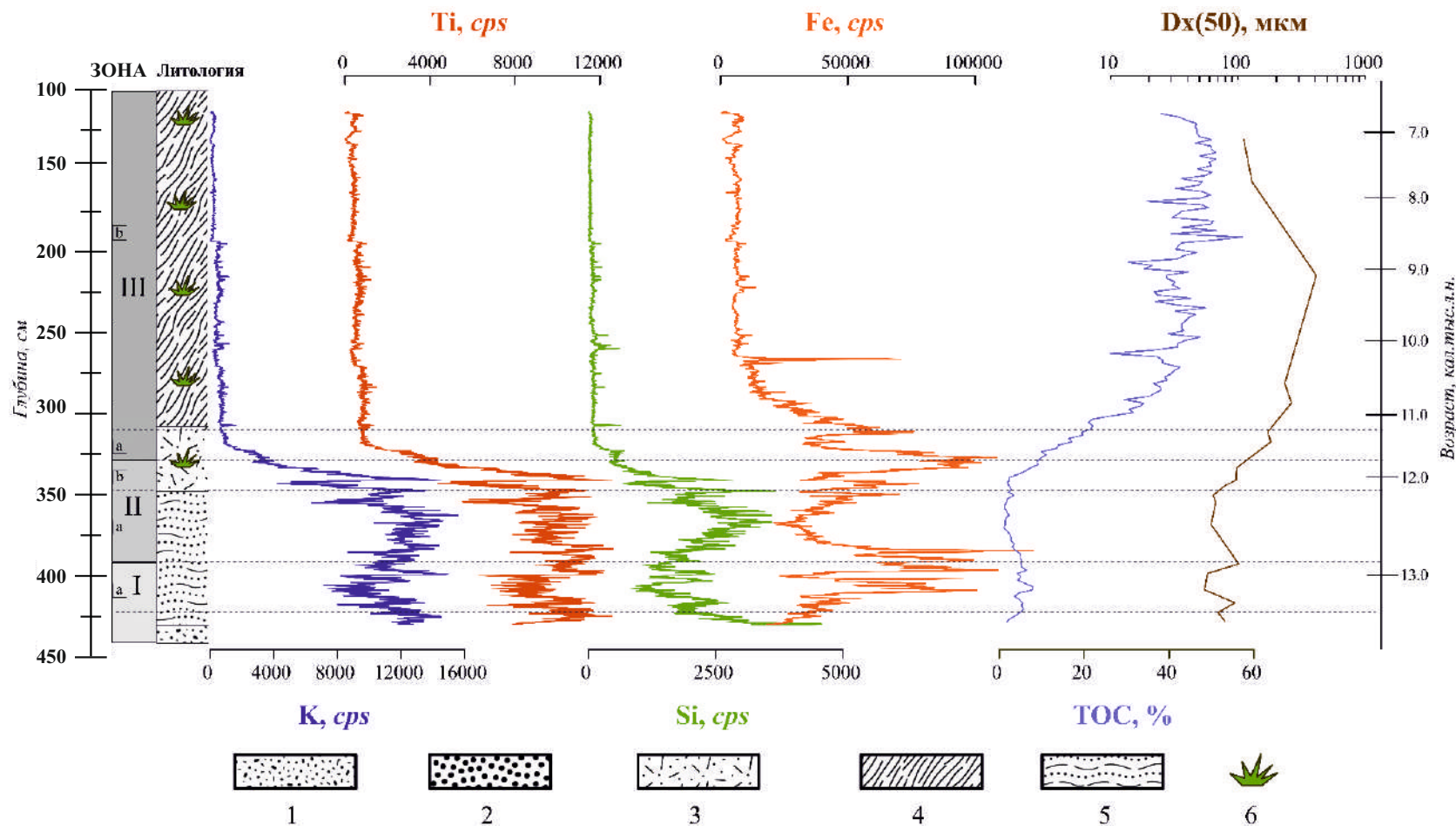
Приложение 12.

Вертикальное распределение относительного содержания основных групп кристаллических минералов в отложениях озера Белого. 1 - кварц, 2 - полевые шпаты (альбит, ортоклаз, микроклин, анортит), 3 - слюды, 4 - слоистые силикаты (хлорит, каолинит, тальк), 5 - кальцит, доломит, гипс, 6 - аутигенные минералы (гётит, пирит, эпсомит)



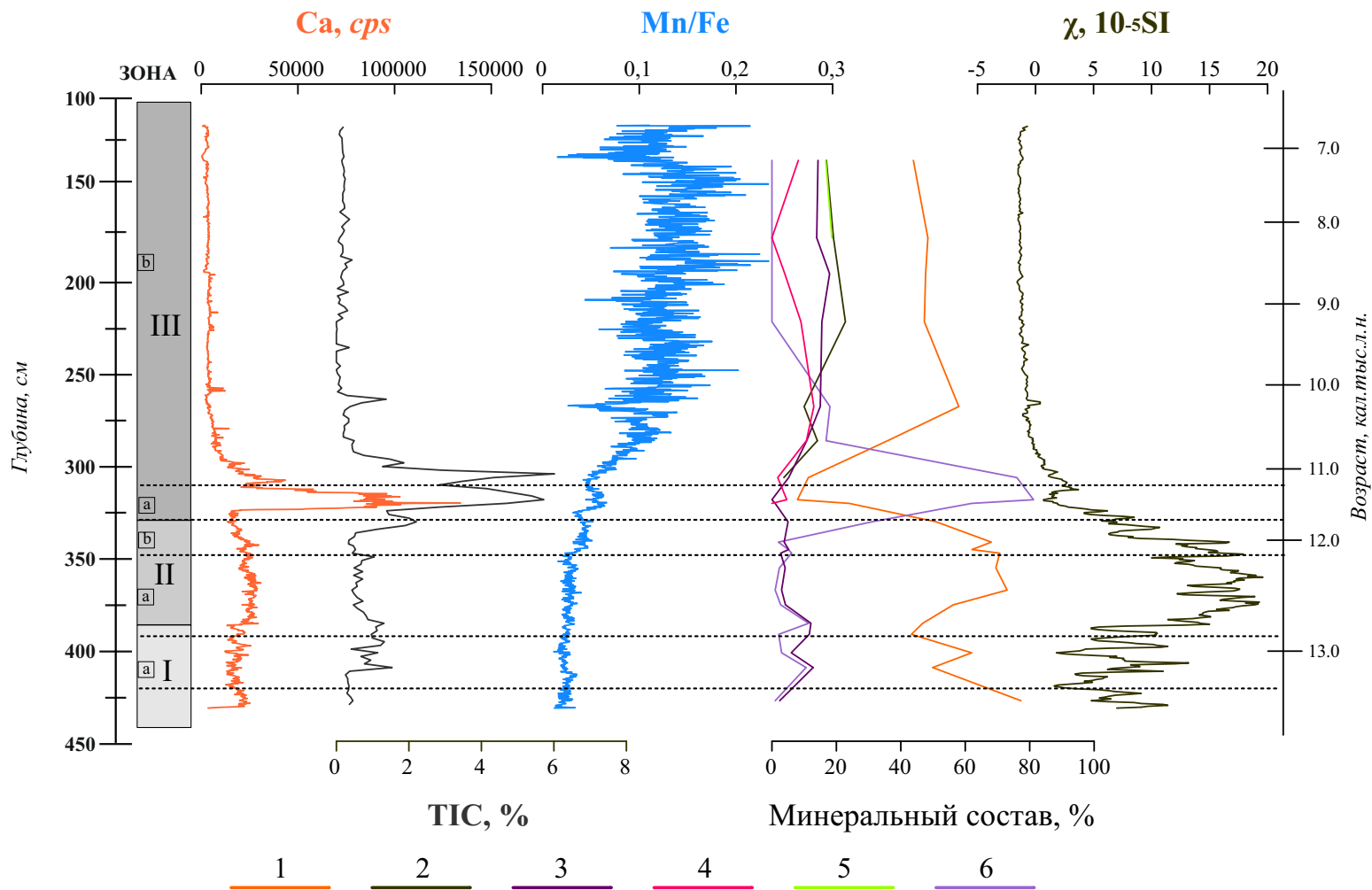
Приложение 13.

Вертикальное распределение значений K, Ti, Si, Fe, TOC и ГС в отложениях озера Хотавец. 1 - слоистый опесчаненный алеврит, 2 - опесчаненный алеврит с органикой, 3 - алеврит с органикой, 4 - органогенные илы, 5 - ритмично-слоистый алеврит с органикой, 6 - растительные макроостатки

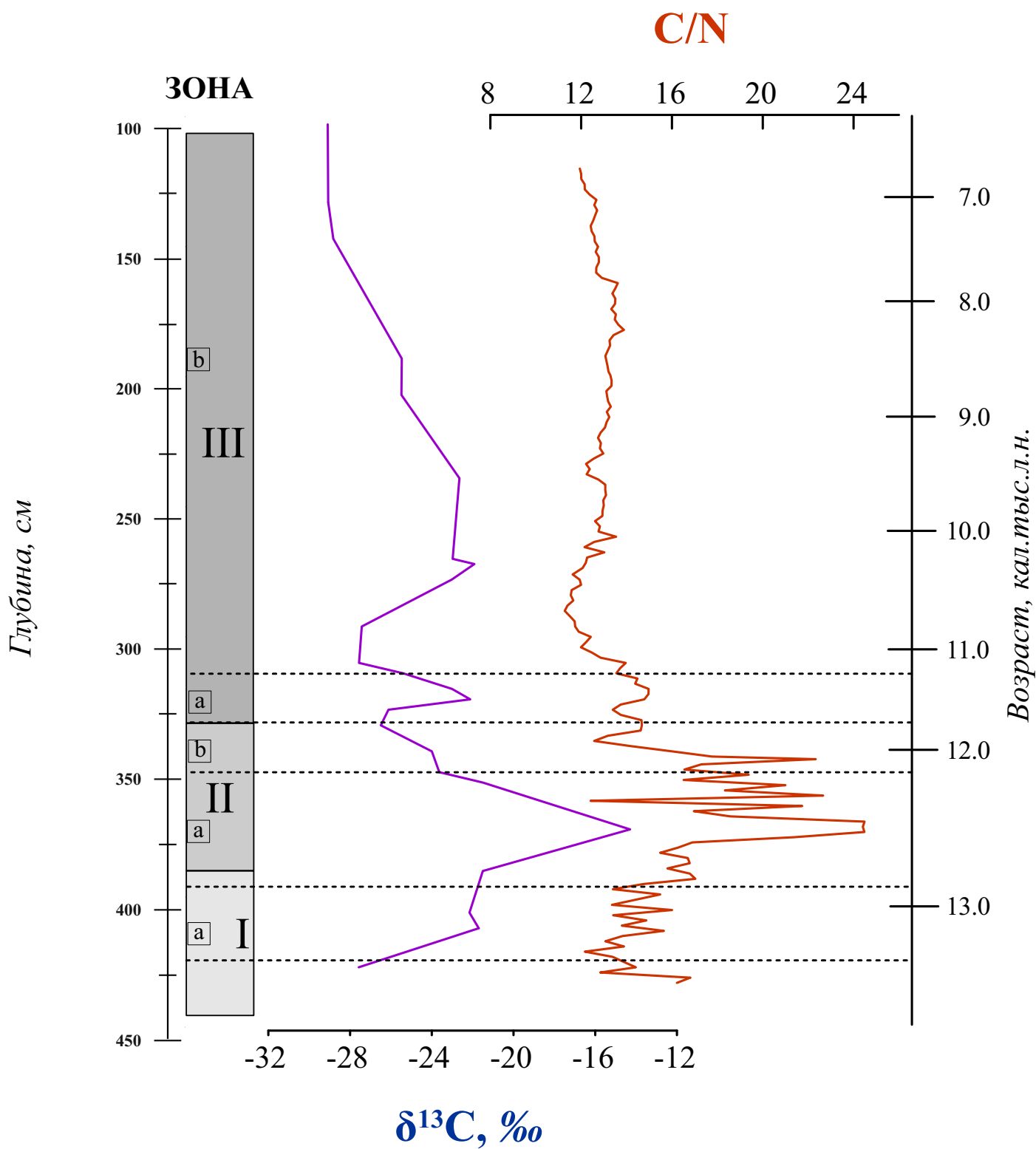


Приложение 14.

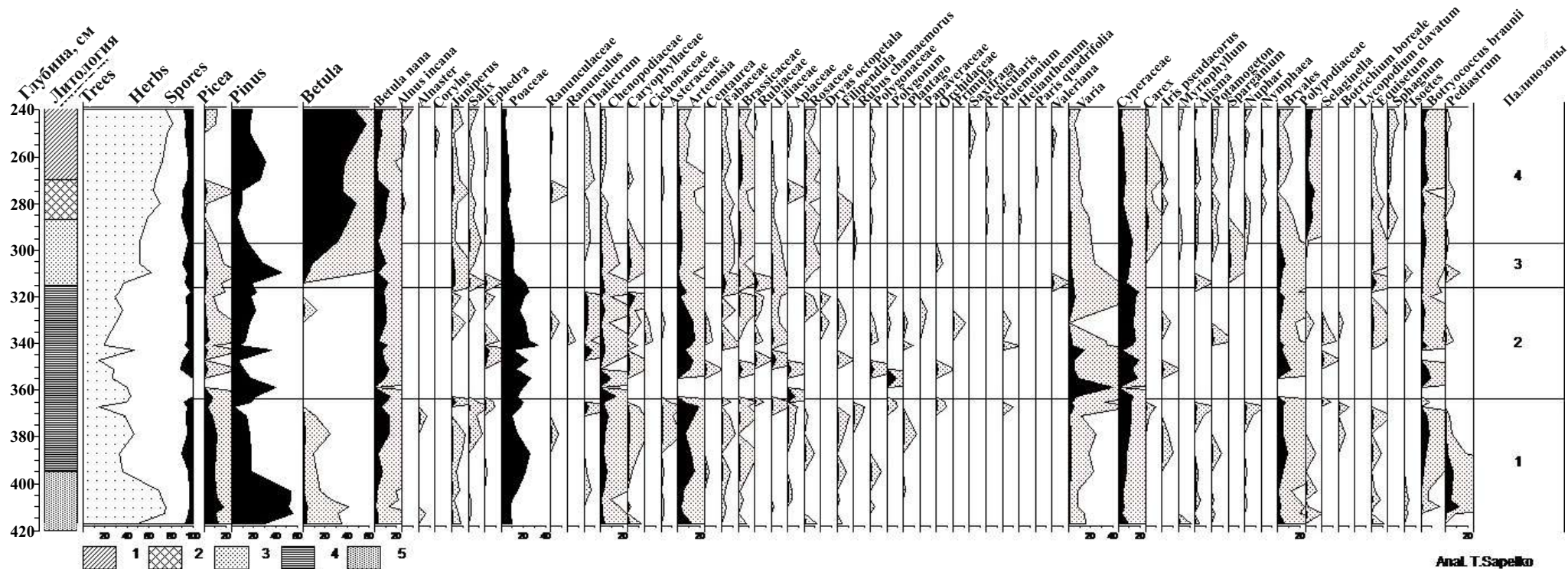
Вертикальное распределение значений Ca, ТИС, Mn/Fe, магнитной восприимчивости и минерального состава в отложениях озера Хотавец. 1 - кварц, 2 - полевые шпаты (альбит, микроклин, ортоклаз) и амфиболы, 3 - слюды (мусковит), 4 - слоистые силикаты (хлорит, каолинит, вермикулит), 5 - аутигенные минералы железа и марганца (гётит, ярозит, вивианит, пирит), 6 - аутигенные и эндогенные карбонаты (кальцит, сидерит).



Приложение 15.
Вертикальное распределение C/N и $\delta^{13}\text{C}$ в отложениях озера Хотавец

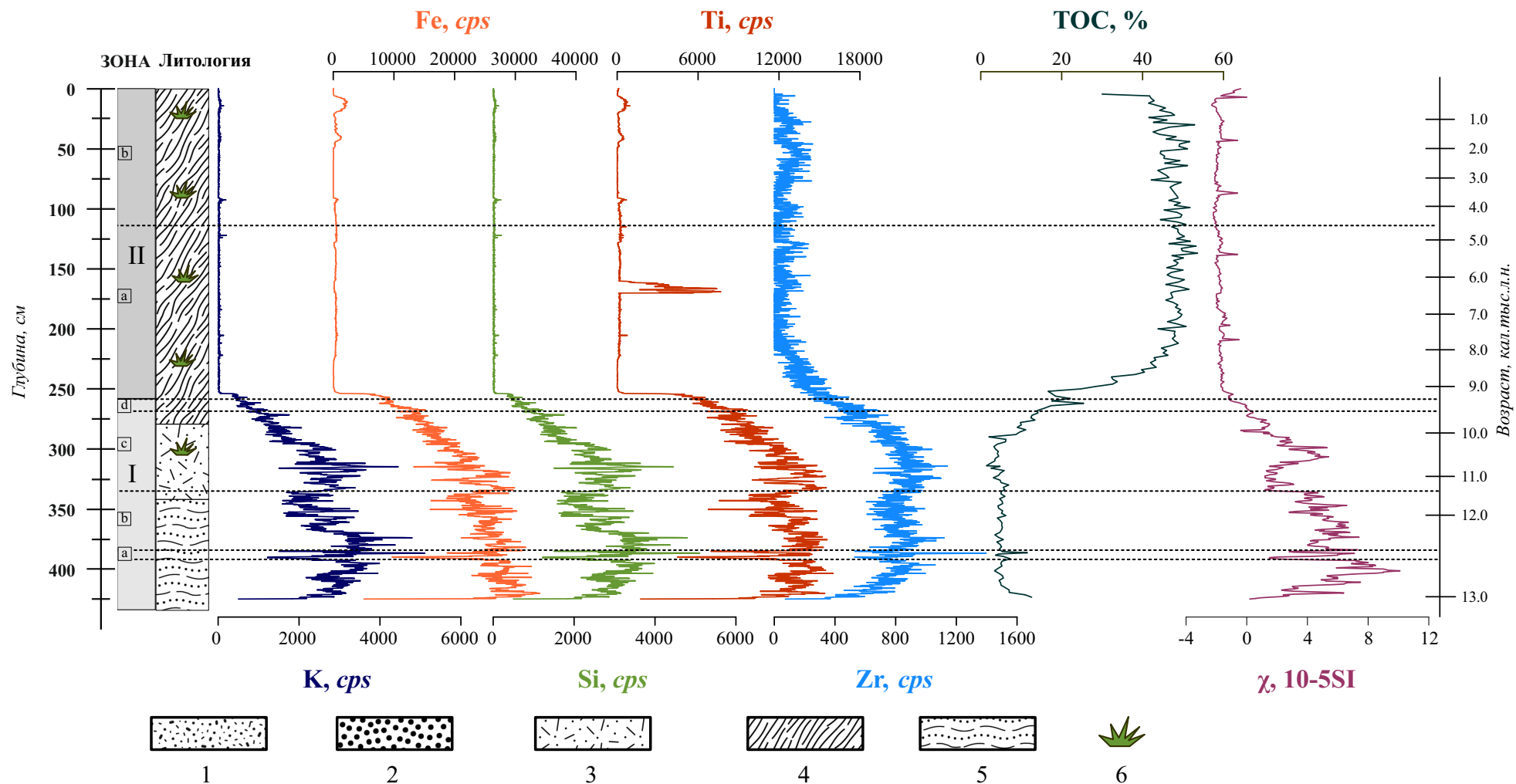


Приложение 16.
Спорово-пыльцевая диаграмма на нижнюю часть разреза озера отложений озера Хотавец (425-240 см)

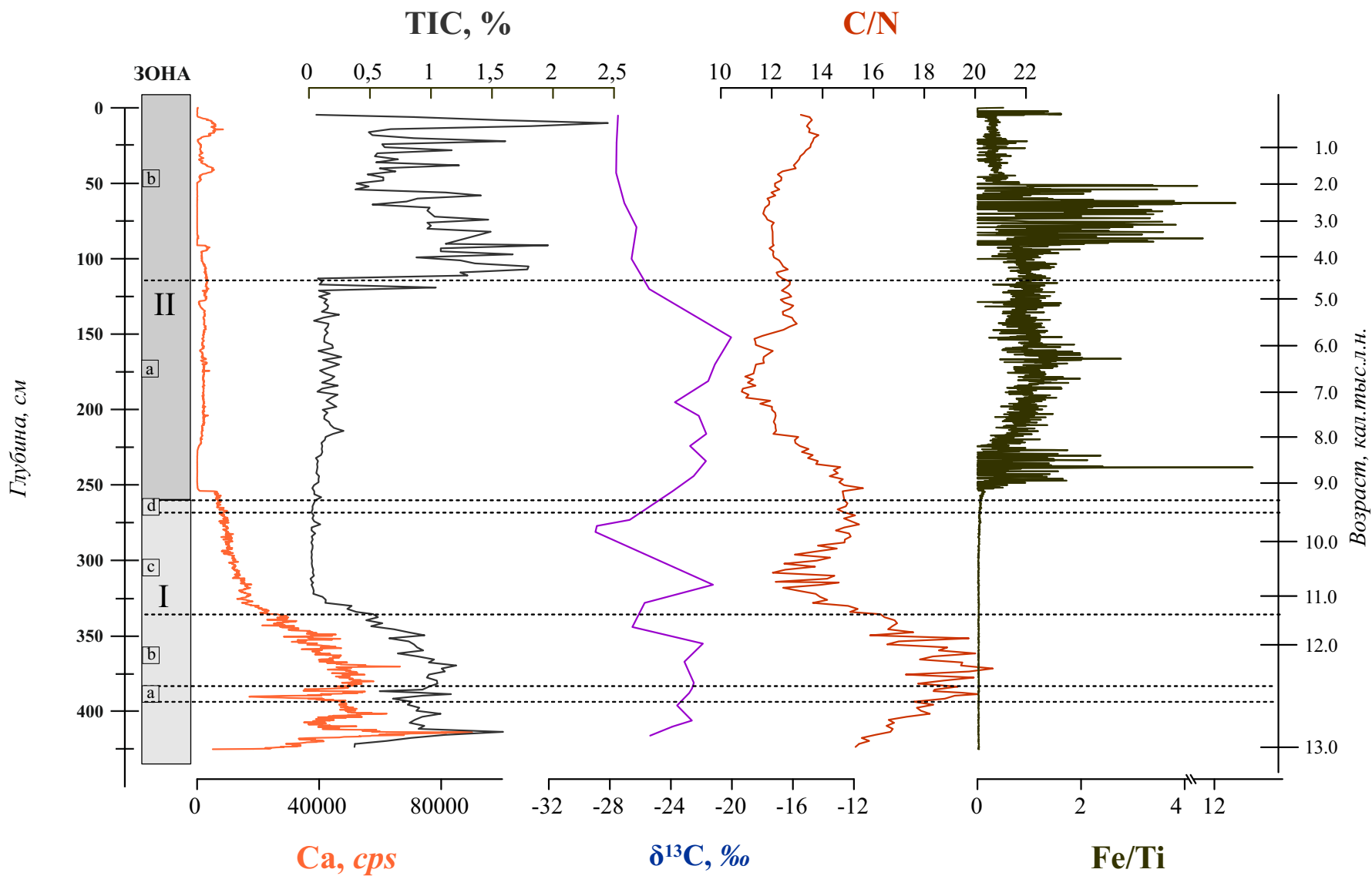


Приложение 17.

Вертикальное распределение значений K, Fe, Ti, Si, Zr, TOC и магнитной восприимчивости в отложениях озера Погоского. 1 - слоистый опесчаненный алеврит, 2 - опесчаненный алеврит с органикой, 3 - алеврит с органикой, 4 - органогенные илы, 5 - ритмично-слоистый алеврит с органикой, 6 - растительные макроостатки



Приложение 18.
 Вертикальное распределение значений Ca, TIC, $\delta^{13}\text{C}$, C/N, Fe/Ti в отложениях озера Погоского.



Приложение 19.

Вертикальное распределение значений гранулометрического состава (Dx(50)) и основных групп кристаллических минералов в отложениях озера Погоского.

- 1 - кварц, 2 - полевые шпаты (альбит, микроклин, анортит),
 3 - слюды (мусковит), 4 - доломит, 5 - слоистые силикаты (хлорит, каолинит),
 6 - аутигенные минералы

