

Позднеледниковая и раннеголоценовая история озерного осадконакопления на севере Молого-Шекснинской низменности на примере озера Белого (Северо-Запад России)*

Д. О. Садоков^{1,2}, Т. В. Сапелко³, Н. Ю. Бобров², М. Меллес⁴, Г. Б. Федоров^{2,5}

¹ Дарвинский государственный природный биосферный заповедник, Российская Федерация, 162723, Вологодская обл., п/о Плосково Череповецкого района, д. Борок, 44

² Санкт-Петербургский государственный университет, Российская Федерация, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9

³ Институт озероведения Российской академии наук — Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр Российской академии наук, Российская Федерация, 196105, Санкт-Петербург, ул. Севастьянова, 9

⁴ Кёльнский университет, Германия, 50923, Кёльн, пл. Альберта Великого, 100

⁵ Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Российская Федерация, 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38

Для цитирования: 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. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2022.204>

Палеогеографии позднеледниковья в северной части Молого-Шекснинской низменности до настоящего времени посвящено сравнительно мало специальных исследований. Для реконструкции динамики природно-климатических условий Молого-Шекснинской низменности были изучены донные отложения озера Белого (Россия, Вологодская область, Бабаевский район), предварительно исследованные с помощью георадиолокационной съемки. По результатам измерений неорганических и органических геохимических показателей, состава кристаллической фазы минералов, гранулометрического состава, магнитной восприимчивости, радиоуглеродного датирования методом ускорительной масс-спектрометрии и оптических исследований была подробно прослежена хронология региональных изменений в седиментации и палеогидрологии с начала потепления бёллинг — аллерёд до раннего голоцена. В течение позднеледниковья на севере Молого-Шекснинской низменности интерстадиальные условия были зафиксированы в периоды ~ 14.0 калиброванных тысяч лет назад (кал. тыс. л. н.) (бёллинг, стадия GI-1e по Гренландской изотопной климатостратиграфической шкале GICC05) и ~ 13.0 кал. тыс. л. н. (аллерёд, стадия GI-1a). С 12.8 до 11.7 кал. тыс. л. н. отчетливо выделяется период усиленной минерагенной (аллохтонной) аккумуляции, хронологические границы которого совпадают с границами позднего дриаса (стадия GS-1). Рентгенофлуоресцентное сканирование кернов с высоким разрешением позволило выявить кратковременные «холодные» события около ~ 13.7, ~ 13.1 кал. тыс. л. н. и ~ 11.5 кал. тыс. л. н., которые были соотношены соответственно со средним дриасом (стадия GI-1d), осцилляцией килларни/герцензее (стадия GI-1b) и пребореальным по-

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-35-90026) и частично в рамках государственного задания ИНОЗ РАН — СПб ФИЦ РАН по теме № 0154-2019-0001.

© Санкт-Петербургский государственный университет, 2022

холоданием (осцилляцией) (событие 11.4 b2k), и «теплый» эпизод около ~13.2, скоррелированный с концом стадии GI-1c1. Установление межледниковых климатических условий в начале голоцена регистрируется ~11.7 кал. тыс. л. н. по резкому росту количества общего органического углерода и смене минерального режима осадконакопления на органогенный. По ходу ледниковой терминации приледниковый водоем претерпевал заметные колебания уровня, завершившиеся его окончательным дренированием в северной части Молого-Шекснинской низменности к ~11.0 кал. тыс. л. н. Выявленная палеоклиматическая динамика хорошо согласуется с глобальными реконструкциями для североатлантического региона.

Ключевые слова: позднеледниковье, озерная седиментация, рентгенофлуоресцентный анализ, климатостратиграфия, голоцен.

1. Введение

Обширная Молого-Шекснинская низменность (МШН) 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) (рис. 1) 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 реконструкций основываются на результатах исследований районов, смежных с МШН (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 МШН 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, 2011), 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; Соколова, 1967; Квасов, 1974; Гей и Малаховский, 1998; Гей, 2000; Анисимов и др., 2016). Некоторые палеогеографические реконструкции для своего времени были очень прогрессивными и во многих отношениях согласуются с современными представлениями об эволюции природной среды в МШН (Величко и др., 2017). Так, Хавин и Николаев (1961), Ауслендер (1967), Фаустова и др. (1969) довольно подробно описали структуру отложений по разрезу южной и центральной частей МШН, проследили террасы Молого-Шекснинского палеоозера на большом протяжении в северной части МШН, охарактеризовали взаимно обусловленную этапность дегляциации и трансгрессивно-регрессивного режима приледникового озера, однако многие полученные выводы требуют более надеж-

ной пространственной и временной характеристики и верификации с помощью современных физико-химических методов и датирования.

Для реконструкции динамики природно-климатических условий северной части МШН наибольшей репрезентативностью обладают озерно-болотные системы Молого-Судской низины, где на обширных водоразделах сохранилось множество ненарушенных олиготрофных торфяников и реликтовых озер, отложения которых охватывают временной интервал с начала голоцена (а в некоторых случаях с аллереда) (Мокриенко и др., 1976).

В настоящей работе представлена реконструкция условий озерного осадконакопления, обусловленного палеоклиматическими и палеогидрологическими изменениями в позднеледниковье и голоцене в северной части Молого-Шекснинской низменности на основе комплексного исследования отложений озера Белого. Реконструкция была выполнена с использованием георадиолокационного профилирования и отбора колонки донных отложений с последующим рентгенофлуоресцентным сканированием, измерением магнитной восприимчивости, содержания общего органического углерода, минерального состава и радиоуглеродным датированием отложений методом ускорительной масс-спектрометрии. При этом для исследования отложений МШН впервые было применено рентгенофлуоресцентное сканирование с высоким разрешением и датирование органических остатков методом ускорительной масс-спектрометрии.

2. Район исследования

Озеро Белое (59.379°N, 35.626°E) расположено на Северо-Западе России, в 15 км к западу от города Бабаево (Вологодская область) (см. рис. 1) и относится к малым заболоченным реликтовым озерам, сохранившимся со времени дегляциации последнего покровного оледенения (Воробьев и Болотова, 2007).

Урез воды озера находится на высоте 150.5 м над уровнем моря, озеро имеет площадь 1.26 км², протяженность его береговой линии составляет 4.5 км. Озеро расположено в бассейне р. Колпи, правого притока р. Суды. Средняя глубина озера составляет 1.5 метра.

Озеро Белое бессточное и расположено между двумя крупными верховыми болотными массивами. В краевых частях болота Купальница, прилегающего к озеру Белому с юга, во второй половине XX в. были заложены мелиоративные каналы (см. рис. 1).

Климат региона определяется чередованием частых морских циклонических воздушных масс, вторгающихся с Северной Атлантики, с континентальными антициклонами, формирующимися над континентом (Шевелев и Полякова, 2007). Среднегодовая температура для Бабаевского района составляет 3.6 °С; среднемесячная температура июля и января равняется соответственно +17.6 °С и -9.2 °С. Среднегодовое количество осадков составляет 634 мм (Булыгина и др.).

Район исследования относится к южно-таежной ландшафтной зоне низменных озерно-ледниковых песчаных равнин (Исаченко, 1985). Заболоченность Молого-Судского ландшафтного района составляет 60–75 %. Распространены сосновые и еловые зеленомошные леса и вторичные мелколиственные березовые, осиновые, сероольховые леса (Максимова и Воробьев, 2007).

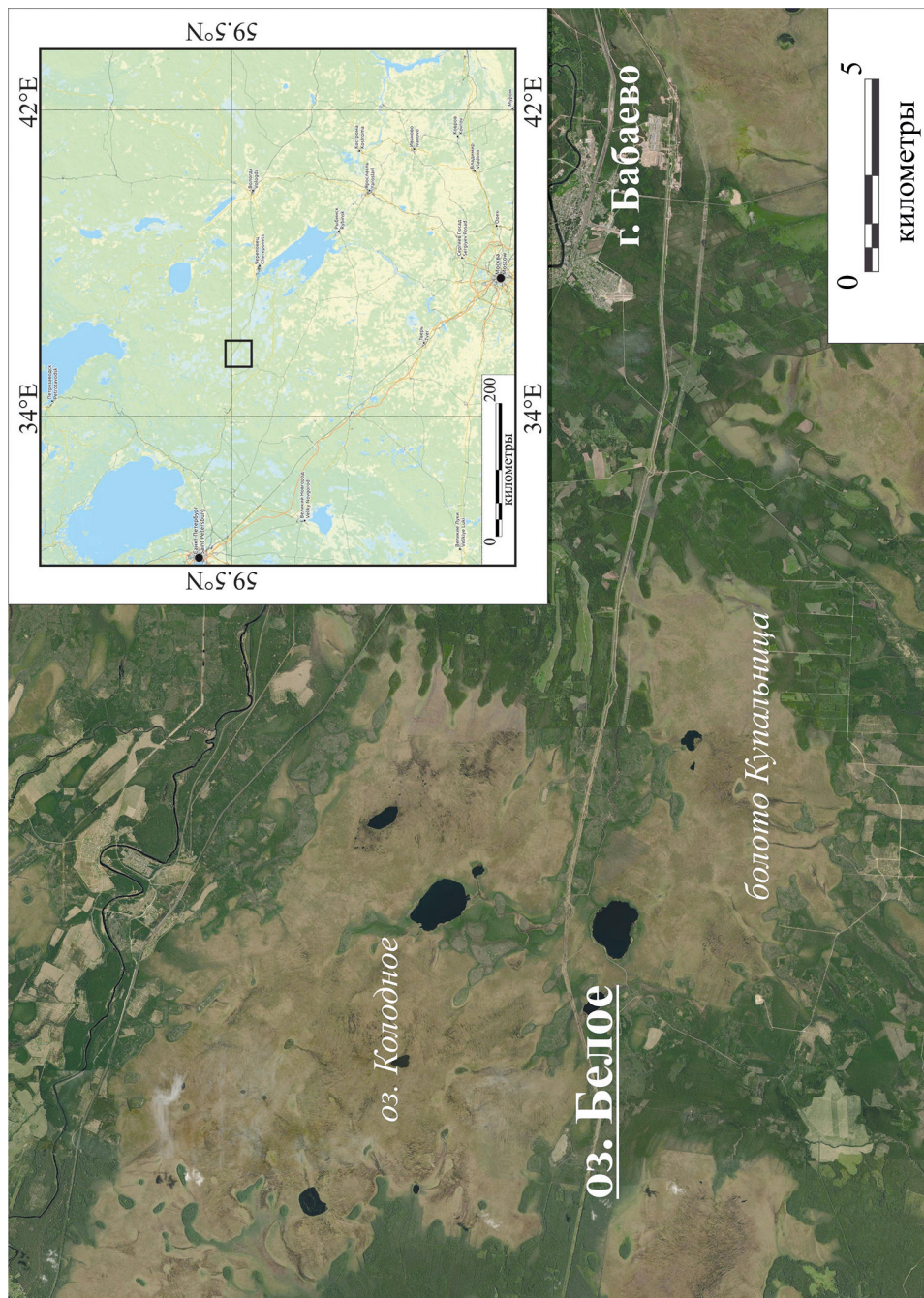


Рис. 1. Местоположение озера Белого на Северо-Западе России и в Бабаевском районе Волгоградской области. Источники: космический снимок BingMaps, картографический сервис OpenStreetMap

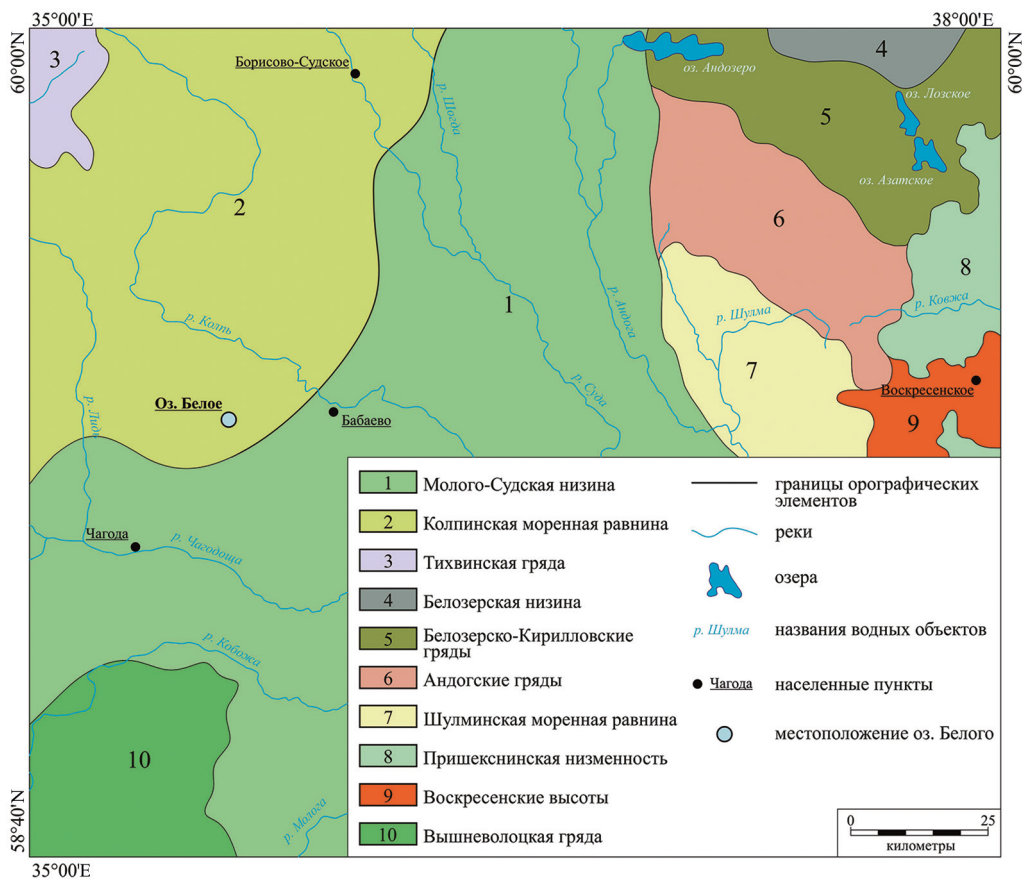


Рис. 2. Схема орографических элементов зоны краевых ледниковых образований Вологодского поозерья (составлена по: Мокриенко и др., 1976)

Повсеместно в районе исследования распространены доломиты и доломитизированные известняки с глинами, прослоями мергелей, алевролитов и песчаников каменноугольного возраста (Александрова, 1985). Они перекрываются четвертичными ледниковыми, озерно-ледниковыми отложениями (валунными суглинками, глинами, песками, супесями), мощность которых в районе исследования составляет 4–6 м, уменьшаясь практически до нуля на участках эрозионного вреза р. Колпи и Чагоды. Обширные площади заняты торфяниками, образование которых происходило в течение голоцена (Мокриенко и др., 1976; Ауслендер, 1985).

Озеро расположено в периферийной зоне Колпь-Лидского геоморфологического района, соответствующего Колпинской моренной равнине, плавно переходящей на этом участке в Молого-Судскую низину (Мокриенко и др., 1976) (рис. 2). Границы этих геоморфологических районов не имеют четкого морфологического выражения и обусловлены очень пологим повышением абразионно-аккумулятивной равнины Молого-Судского междуречья к моренно-зандровой Колпинской равнине. Основными рельефообразующими процессами в поздневалдайское время были ледниковая, водно-ледниковая аккумуляция, а с конца позднеледниковья и в голоцене — биогенное осадконакопление. К северо-западу от озера, в пределах Колпинской моренной

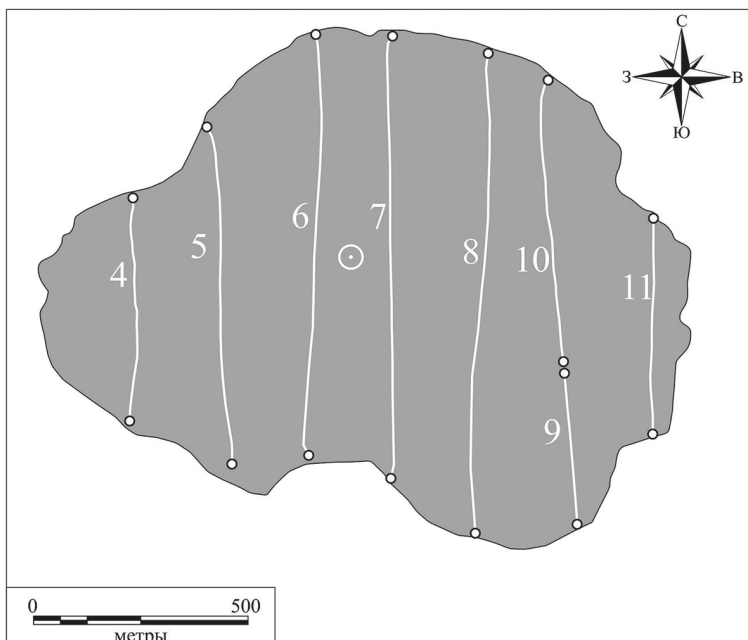


Рис. 3. Схема профилей георадиолокационной съемки на озере Белом. Символ О отмечает положение места отбора кернов донных отложений

равнины, несколько большее развитие получили ледниковые гряды, а также водно-ледниковые камы и озы и карстовые формы рельефа. Молого-Судская низина простирается далеко к юго-востоку от озера Белого и занимает северо-западные рубежи обширной Молого-Шекснинской низменности. Этот район характеризуется плоскими озерно-ледниковыми равнинами с однообразным рельефом, формирование которых было сопряжено с позднеледниковыми колебаниями уровня приледникового Молого-Шекснинского озера. Озеро Белое расположено на одном из фрагментов этих пологоволнистых озерно-ледниковых равнин, чередующихся с плоскими болотными равнинами и зандрами (Мокриенко и др., 1976).

Согласно результатам геолого-гидрогеологической съемки масштаба 1:200000 (Хавин и Николаев, 1961; Мокриенко и др., 1976), к позднеледниковому времени в северной и центральной частях Молого-Судской низины после спуска крупных приледниковых бассейнов еще оставались отдельные водоемы, многие из которых к началу голоцена обмелели и заболотились.

3. Материалы и методы

3.1. Георадиолокационная съемка

В марте 2018 г. была выполнена георадиолокационная съемка (ГРС) на озере Белом по регулярной сети из 10 профилей меридионального направления (рис. 3) 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 озера за снегоходом с постоянной скоростью около 15 км/ч.

По результатам ГРС была изучена верхняя часть отложений (не менее чем на 6.5 м от поверхности донных отложений). Обработка результатов ГРС осуществлялась при помощи программы GeoScan32 (GeoScan32, 2013).

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. Всего были отобраны 5 кернов с перекрытием 10–15 см, вместе составляющих колонку общей мощностью 410 см. На месте пробоотбора было выполнено фотографирование и описание кернов, после чего они были упакованы в пластиковые трубы, обернуты стрейч-пленкой и скотчем.

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.

3.3. Рентгенофлуоресцентный анализ и магнитная восприимчивость (χ)

Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) выполнялся на приборном оборудовании ITRAX XRF Core Scanner (Cox Analytical Systems) 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 и для их соотношений. Магнитная восприимчивость (χ) также измерялась для целых кернов через 1 см при помощи мультисенсорного логгера (Multi-Sensor Core Logger) (Geotek Core Analytical Systems).

Количественные измерения содержания ряда неорганических компонентов осадков — Fe_2O_3 , MnO и TiO_2 — в 60 образцах для уточнения вертикальной корреляции кернов проводились методом РФА 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 °С.

3.4. Определение влажности осадков

После разделения кернов через каждые 1–2 см образцы взвешивались, высушивались до абсолютного сухого состояния с помощью лиофильной сушилки, и после повторного взвешивания была определена влажность осадков.

3.5. Общий органический углерод

Содержание общего органического углерода (органического вещества) было измерено на установке Dimatoc 2000 (Dimatec Analysentchnik GmbH) в 203 образцах, полученных в результате разделения кернов, после удаления влаги в лиофильной сушилке и истирания в ступке до пылеватого состояния.

3.6. Рентгенофазовый анализ

После удаления влаги в сушильном шкафу при 105 °С в течение четырех часов фазовый состав осадков в 21 образце, выбранных на основании результатов РФА, 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).

3.7. Гранулометрический анализ

Гранулометрический состав (ГС) измерялся на лазерном дифрактометре Mastersizer 3000 (для фракции < 1 мм) для 24 образцов отложений. Образцы, выбранные исходя из литологии и результатов РФА, предварительно были высушены при 105 °С 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 $Dx(50)$ (мкм).

3.8. Оптические исследования

Оптические исследования (визуальное изучение и мезоморфологический анализ) органических и минеральных компонентов в 20 абсолютно сухих образцах, выделенных по основным литологическим изменениям, выполнялись на стереомикроскопе Leica M205C и микроскопе Olympus CX41.

3.9. Радиоуглеродное датирование и построение возрастной модели

Определение возраста отложений выполнялось в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН радиоуглеродным методом ускорительной масс-спектрометрии. 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 'rbcarbon', основанный на принципах байесовского моделирования (Blaauw and Christen, 2019).

3.10. Статистическая обработка результатов

Статистическая обработка методом главных компонент (principal component analysis, PCA) выполнялась в среде R, в пакетах 'FactoMineR' и 'factoextra' (Husson et al., 2019; Kassambara and Mundt, 2020). В PCA были использованы 11 показателей (Si, Fe, Ca, K, Ti, OB, ГС, СВ, χ , Mn/Fe, Si/Ti). 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.

4. Результаты

4.1. Георадиолокационная съемка

ГРС проводилась на рекогносцировочной стадии исследований и позволила получить общее представление о форме озерной котловины и структуре донных отложений.

Схема георадиолокационных профилей приведена на рис. 3. На рис. 4, *а* 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), формирующая дно озерной котловины, определяется достаточно уверенно, и выделяются отражающие границы (5) в слоях вышележащих осадков.

Проекция точки бурения скважины 1 отмечена на рис. 4, *а* вертикальной жирной линией. На рис. 4, *б* 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.

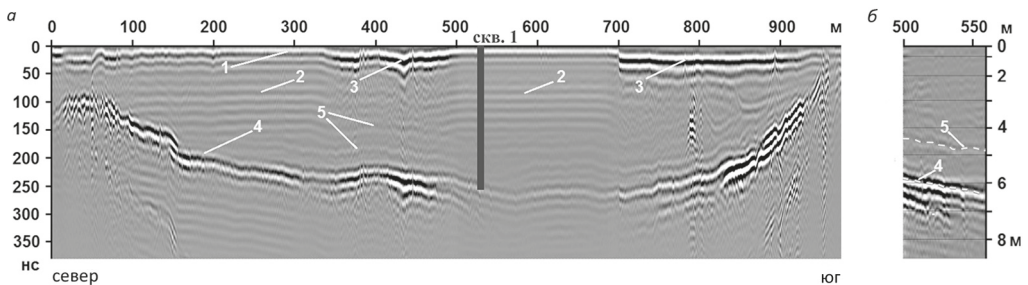


Рис. 4. Слева (*а*): радарограмма по профилю 6. Горизонтальная ось — расстояние вдоль профиля, м; вертикальная ось — время, нс. Жирной вертикальной линией отмечено положение проекции скважины по отбору кернов донных отложений. Справа (*б*): участок радарограммы вблизи проекции скважины. Шкала глубин 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

4.2. Литология

Нижняя часть колонки донных отложений озера Белого (587–547 см) (рис. 5) представлена темным зеленовато-коричневым тонкослоистым алевритом с примесью песка.

Начиная с глубины 527 см появляется органика. До глубины 506 см по-прежнему читается тонкая слоистость, но слабее, чем в подстилающих горизонтах, а также постепенно увеличивается насыщенность неразложившимися растительными остатками. Выше 506 см органическое вещество занимает более заметную долю в составе смешанных алевритово-органогенных отложений. После маломощного переходного горизонта 486–475 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.

4.3. Хронология

Всего было получено шесть радиоуглеродных датировок. Три из них — для тонкослоистых алевритов в пределах нижнего метра колонки; две датировки совпадают с самыми нижними горизонтами илистой толщи над ее границей с алевритовым материалом; еще одна датировка была получена для средней части верхней илистой толщи (табл. 1).

В результате возрастного моделирования в R датировка с глубины 463 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 (отсутствие литологических следов размыва отложений и учет границы между типами седиментогенеза при построении возрастной модели по мере перехода к органогенным илам).

Всего байесовская возрастная модель (рис. 6) охватывает временной интервал до $14\ 177 \pm 45$ кал. л. н. Согласно моделированию темпов седиментации, в среднем накопление осадков на интервале 587–475 см происходило со скоростью 0.75–0.96 мм/год, достигая 2.8 мм/год на интервале 522–509 см. Скорость седиментации органогенных илов, слагающих верхнюю часть колонки, не претерпевала скачков, незначительно повышаясь в среднем от 0.58 мм/год (475–300 см) до 0.73 мм/год (0–300 см глубины до верхней границы отложений).

4.4. Содержание химических элементов и физические свойства отложений

Концентрации Fe, Ti, Si и K (рис. 5 и 7) по всей мощности отложений изученной колонки изменяются синхронно друг другу, так же как и показатель Ti/OB. На глубине 587–530 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 578–574 см, за ним следует еще более сжатый минимум — на уровне 545 см, и более

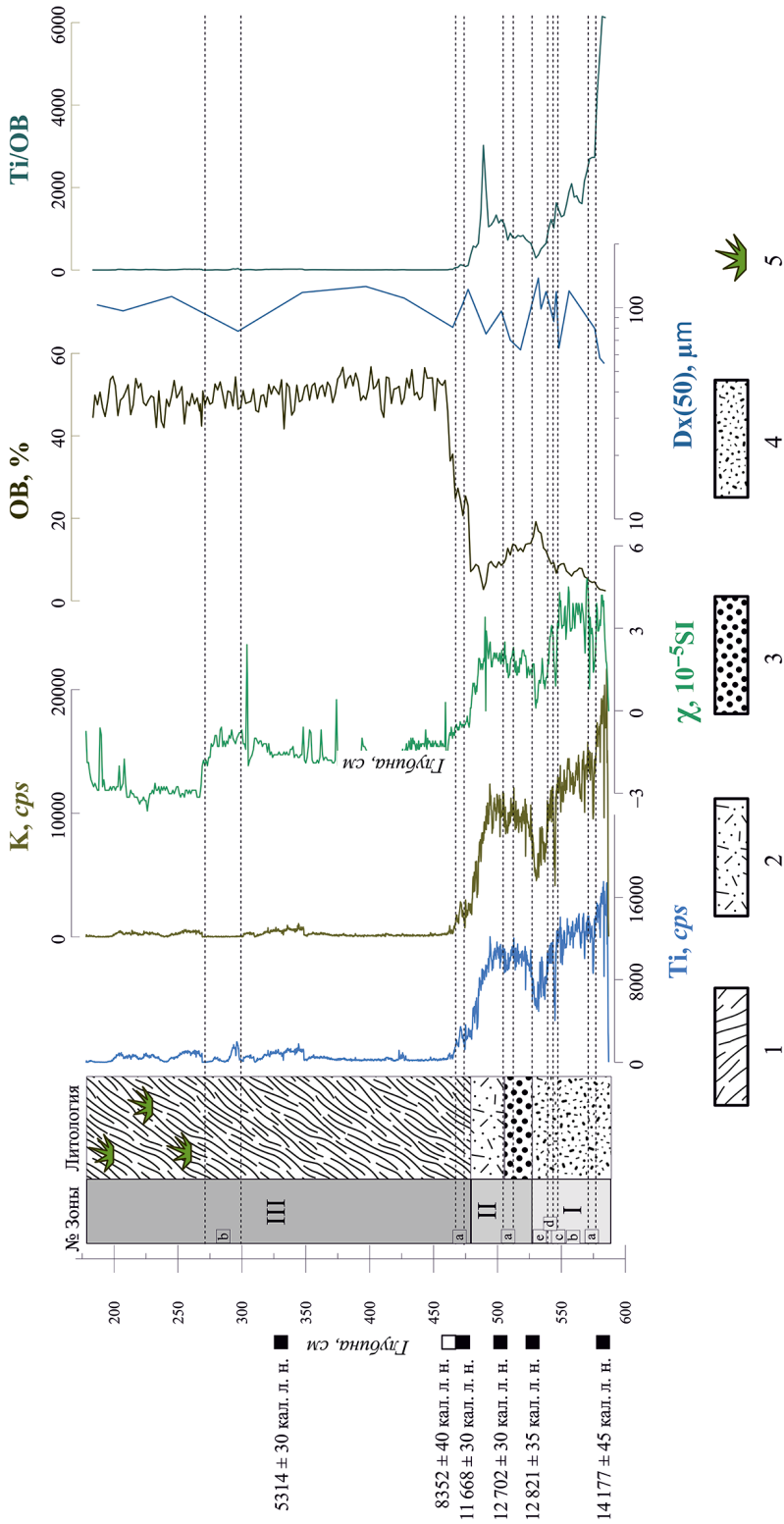


Рис. 5. Литология и вертикальное распределение содержания Ti, K, общего органического углерода (органическое вещество — ОВ), магнитной восприимчивости (χ), гранулометрического состава ($Dx(50)$) и Ti/OV в отложениях озера Белого. Содержание элементов приведено в cps (counts per seconds), χ — в $10^{-5}SI$. Глубина указана от поверхности льда. Легенда к литологической колонке: 1 — органогенные илы; 2 — алевроит с органикой; 3 — опесчаный алевроит с органикой; 4 — слоистый опесчаный алевроит; 5 — растительные макроостатки. Черными квадратами обозначены даты, полученные с помощью AMS датирования; белым квадратом обозначена дата, исключенная при моделировании в gBascon

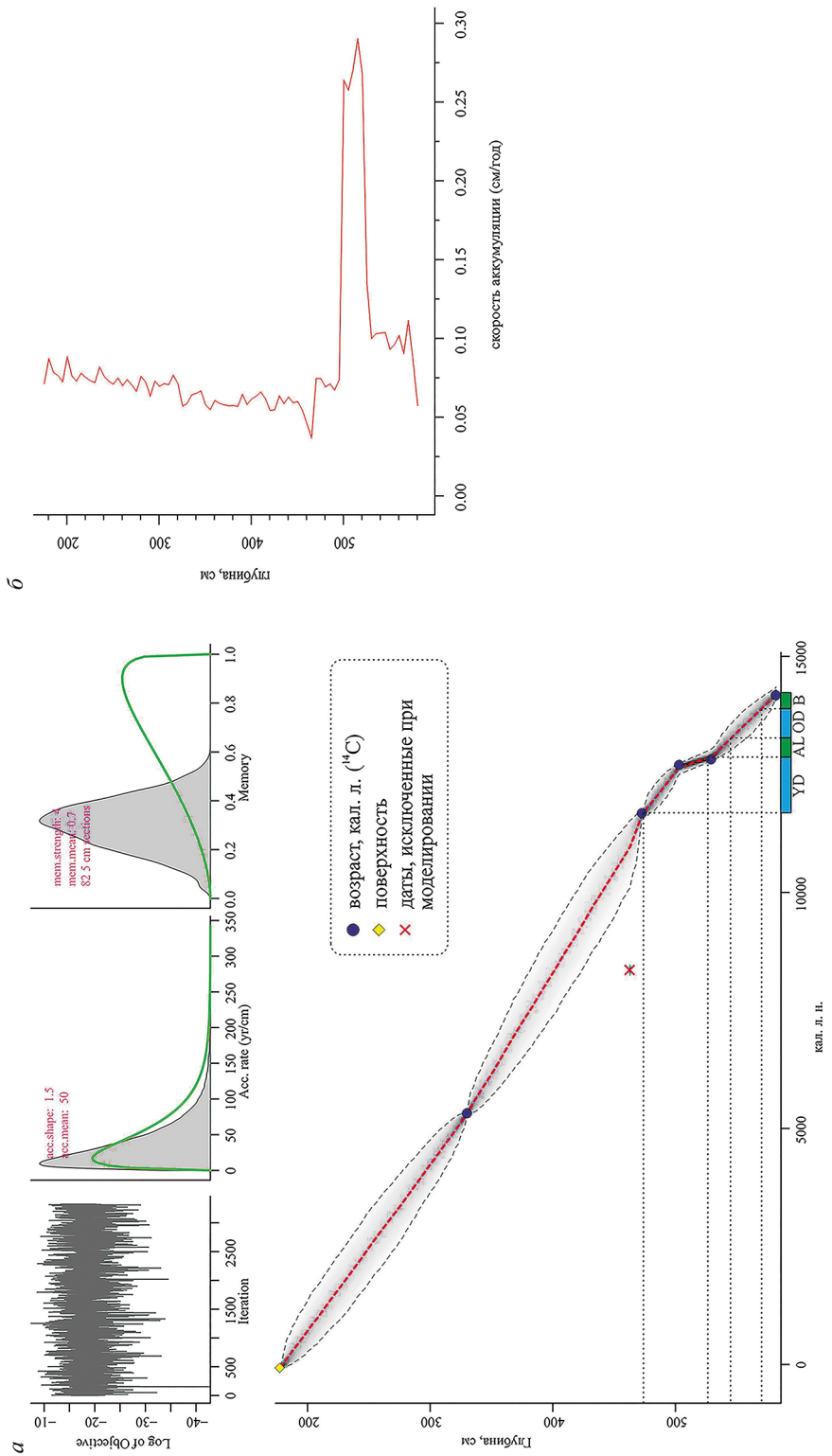


Рис. 6. Байесовская возрастная модель осадконакопления для колонки отложений озера Белого, основанная на 5 радиоуглеродных датировках, выполненная с помощью функции *Basin* в R. YD — поздний дриас, AL — аллерёд, OD — средний дриас, B — бёллинг (а). Темпы седиментации, рассчитанные на основе байесовской возрастной модели (б)

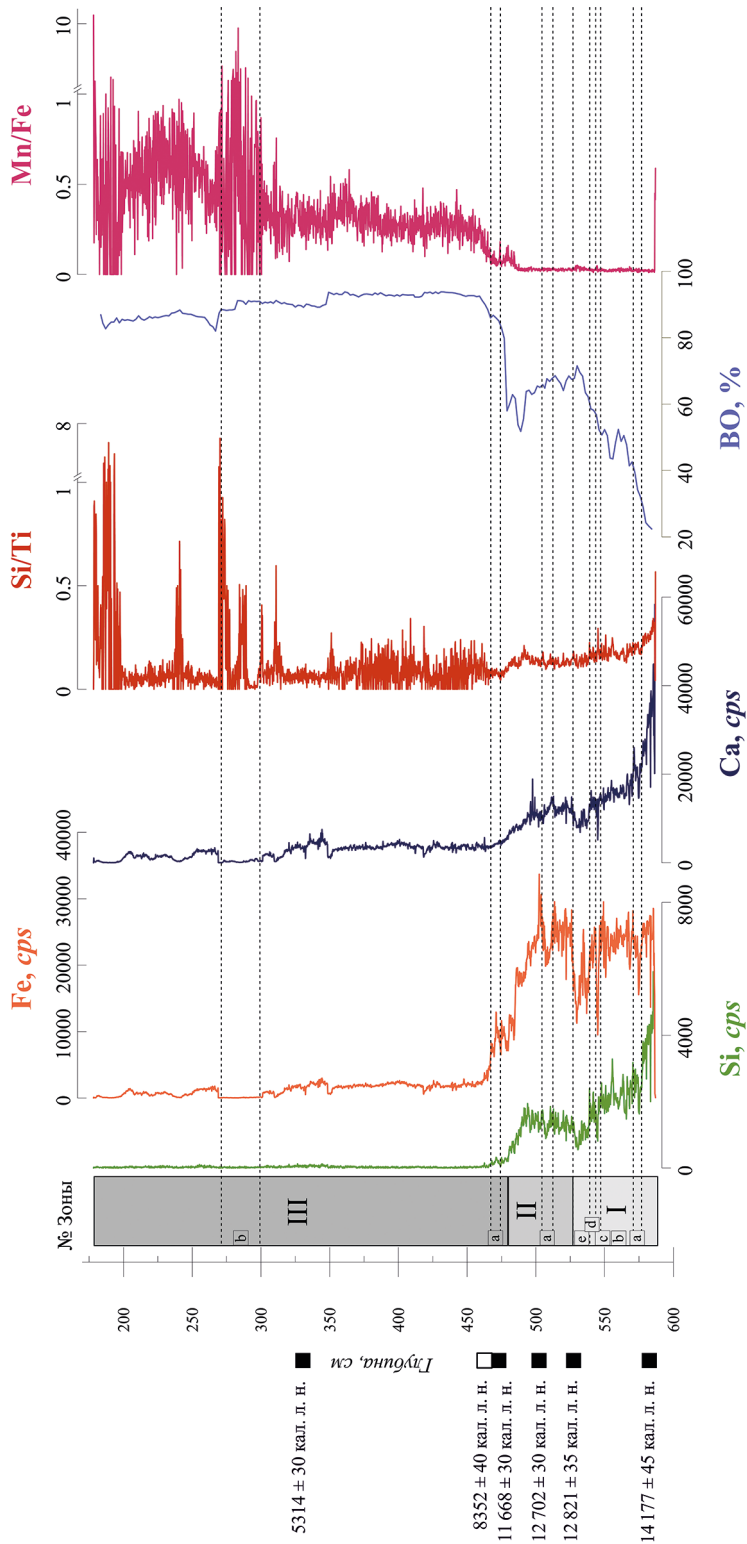


Рис. 7. Вертикальное распределение содержания Si, Fe, Ca, Si/Ti, Mn/Fe и содержания воды (СВ) в отложениях озера Белого. Глубина указана от поверхности льда. Черными квадратами обозначены даты, полученные с помощью радиоуглеродного AMS датирования; белым квадратом обозначена дата, исключенная при моделировании в gVasop

продолжительный — на глубине 539–526.5 см. В интервале 530–485 см прослеживается продолжительный подъем содержания химических элементов (с пиком около 502 см). Резкое направленное уменьшение количества элементов зафиксировано на 485–460 см, с заметным сокращением амплитуды колебаний, причем у Fe и Ti несколько быстрее, чем у Si и K. С 460 см и до верха колонки содержание элементов остается низким. Отмечаются единичные малые колебания Ti на 345–320 см, 300–290 см и 270–250 см, совпадающие с положительными сдвигами графика χ , но в целом не значимые на фоне значений, наблюдающихся в пределах илистой части колонки.

В интервале с 587 до 475 см содержание Са в отложениях сократилось почти в 14 раз. В верхней части колонки (интервал 475–178 см) Са содержится в сравнительно небольших количествах; отмечаются небольшие положительные скачки его содержания на глубинах 350–320 см и 269–252 см, синхронно с колебаниями в содержании Ti.

Графики соотношений Si/Ti и Mn/Fe (рис. 7) схожи между собой по характеру распределения значений. На глубинах с 587 до 486 см кривые распределения обоих показателей имеют сглаженную форму, без выраженных колебаний. На интервале с 486 до 465 см Mn/Fe демонстрирует постепенный рост; значения и амплитуда колебаний Si/Ti, наоборот, сокращаются. Далее, с 475 до 178 см, 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 311–309, 300–269, 243–235 и 198–178 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.

Общий ход магнитной восприимчивости (χ) по колонке озера Белого схож с трендами изменения концентраций Fe, Ti, Si, K. В целом наблюдаются низкие значения χ — до $4 \text{ SI} \times 10^{-5}$, с выраженными минимумами на 578–574 и 539–526.5 см глубины пропорционально таким же минимумам у названных химических элементов. Для верхней илистой части колонки в значениях χ наблюдается спад в два раза с отдельными всплесками, связанными, вероятно, с погрешностями в измерениях.

Минимальные значения влажности осадков (ВО) для всей изученной колонки отложений зафиксированы на глубине 587–582 см (22%), после чего наблюдается нарастание значений, которые устанавливаются в диапазоне 60–70% к глубине 540–530 см (рис. 7). На глубине 489 см виден минимум ВО до 51%. С 477 см и выше ВО скачкообразно увеличивается до 92%.

4.5. *Общий органический углерод*

Наименьшее количество общего органического углерода (органическое вещество, ОВ) (2–8%) стабильно сохраняется в интервале 587–547 см, на фоне которого выделяется повышение до 19% на глубине 539–526.5 см (см. рис. 5). С переходом к илистым отложениям (477–459 см) отмечается резкий положительный скачок значений ОВ до 53%. Далее до верхней границы отложений ОВ сохраняется на достигнутом уровне, претерпевая незначительные изменения около 51%.

4.6. Гранулометрический состав

В распределении медианных значений частиц (см. рис. 5) наблюдаются наиболее частые колебания в нижней части колонки, где ряд скачкообразных изменений размерности частиц от 65 до 138 мкм приурочен к глубинам 555–530 см. Начиная с уровня 475 см и выше размерность частиц устанавливается в среднем около значения 110 мкм, за исключением интервала около 297 см, где размерность уменьшается до 77 мкм.

4.7. Минеральный состав

В неорганической части осадков (рис. 8) по всей мощности колонки преобладает кварц (в среднем около 50 %), второе место в отложениях на глубинах 587–527 см преимущественно занимают полевые шпаты (в среднем 20 %).

В распределении кварца наблюдается заметный пик, до 89 %, на глубине 441 см. Сразу над ним, на глубинах 419–389 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 (587–495 см).

4.8. Метод главных компонент

По результатам статистической обработки результатов измерений были выделены две основные компоненты, объясняющие вместе до 83.1 % выборки измерений (рис. 9). На первую компоненту (ось 1) приходится 73.5 % всей вариации, и наибольший вклад в ее формирование оказывают, с одной стороны, Si, Ti, K, Fe, Ca и χ (в среднем по 11–12 % вклада в компоненту), с другой стороны, наибольшая отрицательная корреляция с ними обнаруживается прежде всего у OB и BO (примерно по 11–11.5 % вклада). Вторая компонента (ось 2) определяется весом показателей Si/Ti и Mn/Fe (60 и 30 % вклада соответственно).

5. Обсуждение

На основании изменений литологических и геохимических параметров, а также по результатам радиоуглеродного датирования вся мощность колонки была разделена на три зоны (I, II и III) (рис. 5 и 7).

Последовательная смена условий осадконакопления в позднеледниковое время и в начале голоцена отождествляется нами 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., 2013).

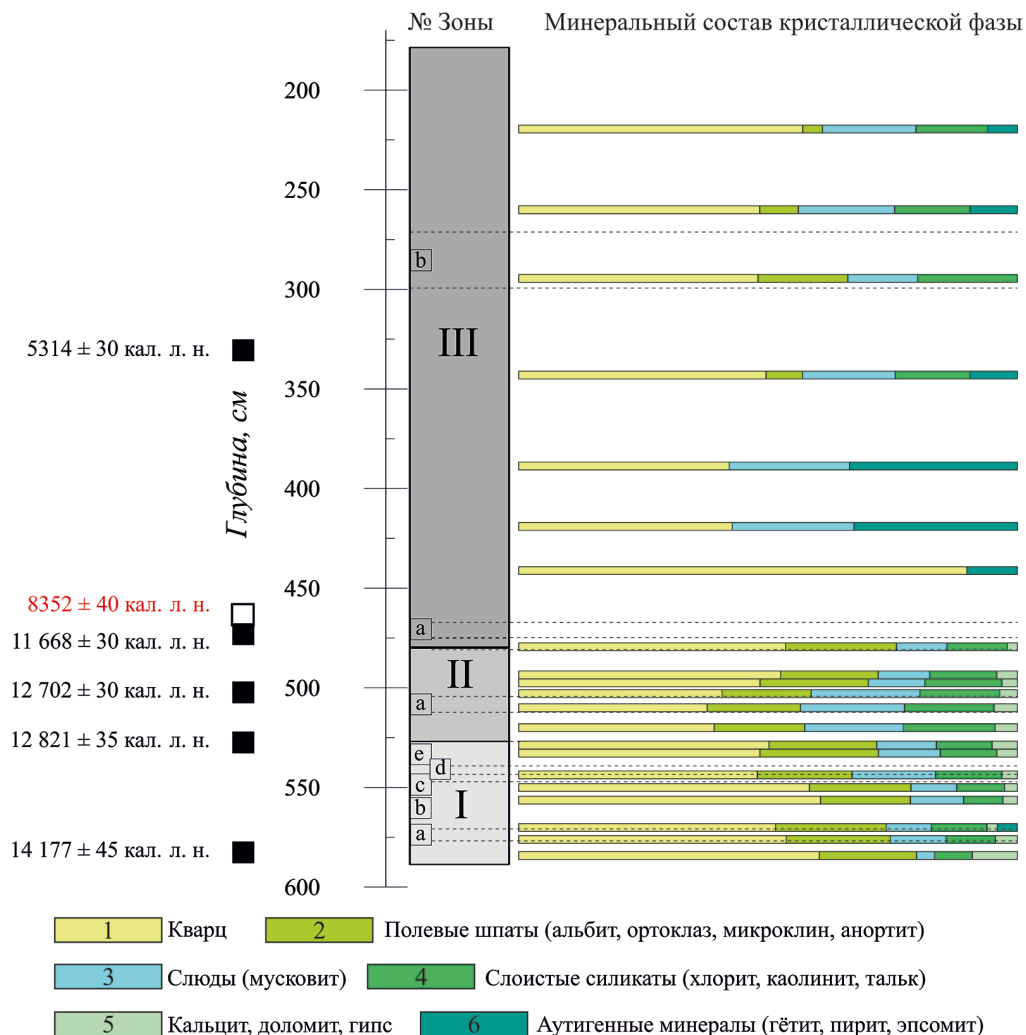


Рис. 8. Вертикальное распределение удельного количества основных групп кристаллических минералов в отложениях озера Белого. Глубина указана от поверхности льда. Черными квадратами обозначены даты, полученные с помощью радиоуглеродного AMS датирования; белым квадратом обозначена дата, исключенная при моделировании в *gVascon*

Рассмотрим палеогеографическую реконструкцию для разных зон.

Зона I: 14.0–12.8 кал. тыс. л. н. (глубина 587–526 см).

Этап наиболее активного поступления кластического материала в озеро Белое зафиксирован в нижней части зоны I, что выражается в повышенном содержании минеральных элементов (Si, Ti, K, Fe), χ , Ti/OB (Davies et al., 2015) и низком количестве OB и BO (Cohen, 2003) и в совокупности свидетельствует о высокой интенсивности эрозии и низкой биопродуктивности водоема (Mackereth, 1966; Engstrom and Wright, 1984; Boyle, 2001). Схожими характеристиками, вероятно, отличаются отложения мощностью около 2 м ниже границы (4) на рис. 4, подстилающие осадки

зоны I и не вскрытые в ходе бурения, но отмеченные в результате ГРС как единый комплекс без отражающих границ.

По признакам замедленной минерагенной аккумуляции, таким как снижение содержания минерагенных элементов, уменьшение χ и увеличение ОВ (Cohen, 2003), в позднеледниковье были зарегистрированы выраженные условия низкой эрозионной активности в периоды около ~ 14.0 кал. тыс. л. н. (интервал 578–574 см) (подзона Ia на рис. 5, 7 и 8) и ~ 13.0 кал. тыс. л. н. (интервал 539–526.5 см) (подзона Ie на рис. 5, 7 и 8). Таким образом, основной фактор, определявший характер осадконакопления, составляющий компоненту 1 на рис. 9, соотносится с объемом и темпами поступления в озеро литогенного материала в результате физического выветривания пород на водосборе и с водно-ледниковыми потоками (Van der Bilt, 2015).

В течение короткого периода подзоны Ia отмечалось заметное снижение содержания минерагенных элементов (Si, K, Ti, Fe), свидетельствующих о снижении аллохтонного сноса при вероятном непродолжительном смягчении палеоклиматических условий и установлении спокойной палеогидрологической обстановки (Davies et al., 2015). Поскольку не были обнаружены характерные признаки увеличения биопродуктивности или изменения редокс-условий водоема, 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 распространенных в МШН и на сопредельных территориях в позднеледниковое время (Saarnisto and Saarinen, 2001; Subetto et al., 2002; Величко и др., 2017). Временные границы выделенного интервала совпадают с окончанием стадии GI-1e Гренландской стратиграфической шкалы GICC05 (Rasmussen et al., 2014) и завершающим этапом бёллинга (Mangerud et al., 1974). За этим эпизодом последовал период повышенной литогенной аккумуляции, происходившей, по-видимому, в условиях похолодания около ~ 13.5 кал. тыс. л. н. (глубина 574–545 см), что хронологически соответствует среднему дриасу (подзона Ib на рис. 5, 7 и 8) (Mangerud et al., 1974; Arslanov, 1993; Величко и др., 2017) и холодной фазе GI-1d (Rasmussen et al., 2014).

Около ~ 13.2 кал. тыс. л. н. (подзона Ic на рис. 5, 7 и 8) наблюдалось резкое сокращение притока аллохтонного минерального материала, укрупнение медианного размера частиц до $119 \mu\text{m}$ и небольшое увеличение частоты колебаний Si/Ti, что в совокупности свидетельствовало о наступлении более теплых условий с выраженными периодическими осцилляциями уровня биопродуктивности (Wennrich et al., 2014; Davies et al., 2015). Эти изменения стали возможными при условии кратковременного частичного распада ледниковых массивов, распространенных в пределах Колпинской равнины, Тихвинской гряды и Андогской возвышенности. Последовавший далее резкий рост содержания минерагенных элементов вместе с пониженным количеством ОВ около ~ 13.1 кал. тыс. л. н. принимается за признаки усиленной поверхностной эрозии, вероятно, в условиях кратковременного похолодания (подзона Id на рис. 5, 7 и 8), 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 and Eicher, 1998; Величко и др., 2017).

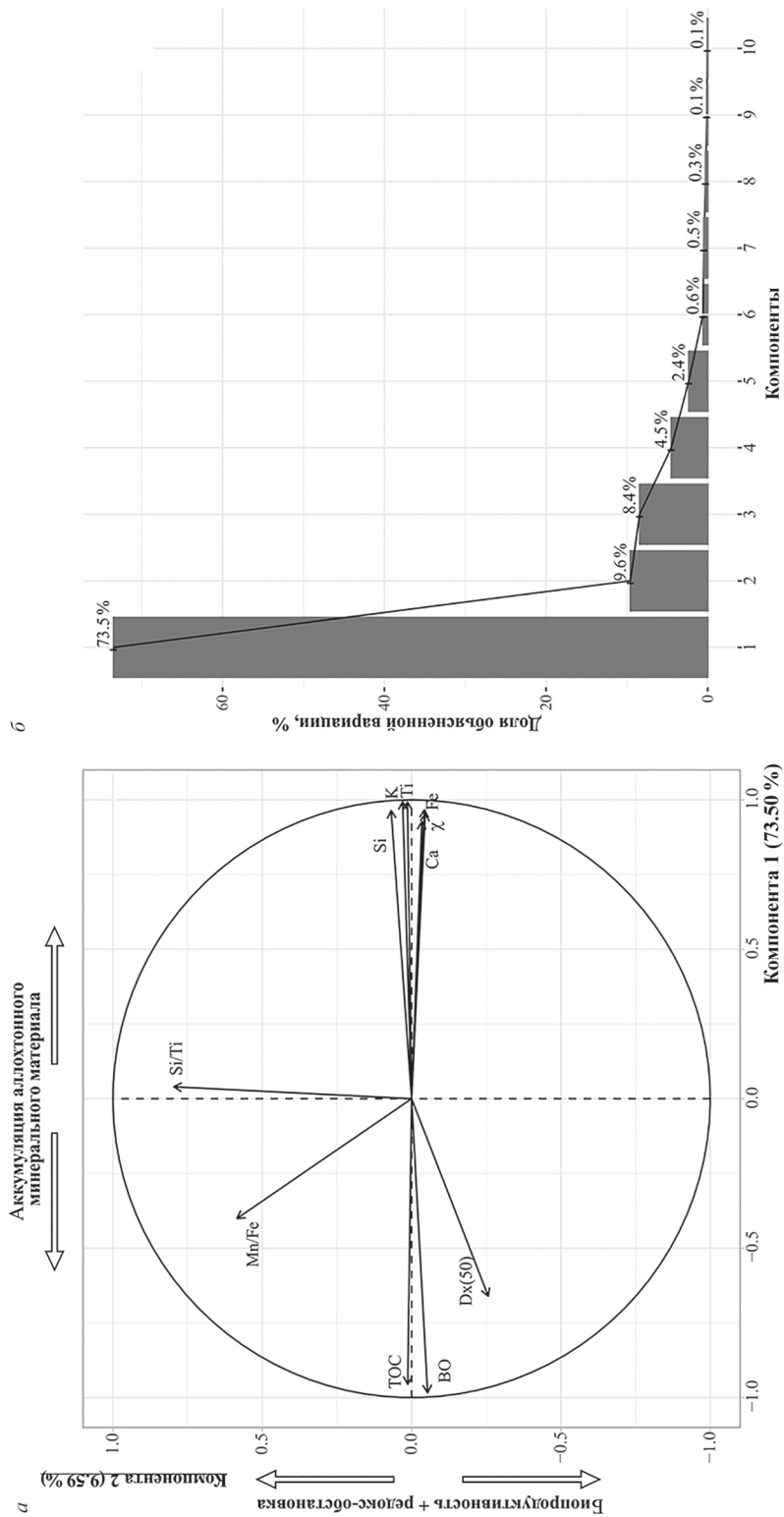


Рис. 9. Биplot с результатами PCA, выполненного для 11 химических и физических параметров донных отложений. Для показателей ОВ, СВ, ГС и χ была применена процедура заполнения пустых значений в R при помощи пакета 'missMDA'. Радиус окружности, равный 1, соответствует максимальному вкладу вектора в формирование выборки, оси соответствуют двум основным компонентам (а). График собственных значений компонент, выявленных в результате PCA, и доля объясняемой ими вариации выборки (б)

Наиболее заметный эпизод потепления, относящийся к позднеледниковью, регистрируется на ~13.0 кал. тыс. л. н. (подзона Ie на рис. 5, 7 и 8) и отчетливо выделяется по повышению количества ОВ до 19%, снижению содержания минеральных элементов, Ti/ОВ, χ и эпизодически возрастающему до 138 μm медианному размеру частиц. Укрупнение размера частиц до мелкочесчаной фракции и временное обогащение полевыми шпатами указывает на формирование осадочной толщи в условиях мелководной фации при понижении общего уровня водоема (Jones and Bowser, 1978). Выделенный интервал по своей хронологической приуроченности и седиментологической интерпретации соотносится со второй половиной аллерёда (Mangerud et al., 1974) и со стадией GI-1a (Rasmussen et al., 2014).

Зона II: 12.8–11.7 кал. тыс. л. н. (глубина 525–482 см).

Интерстадиальная обстановка была прервана резким наступлением холодных условий, отмечаемых по росту неорганических компонентов осадков (элементы Fe, Si, K, Ti, Ca), χ и спаду количества ОВ до 2.8%, начавшемуся около ~12.8 кал. тыс. л. н. (нижняя граница зоны II, см. рис. 5, 7 и 8), 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 палеоводоема в стадиальных условиях (Menking, 1997). Начало и окончание зоны II 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 512–504 см (подзона IIIa на рис. 5, 7 и 8), свидетельствует о меньшей интенсивности эрозии на водосборе и, предположительно, менее суровом климате, чем в начале и конце. Схожие наблюдения были сделаны для донных отложений озер Северной Америки (Yu and Eicher, 1998).

Кратковременная пауза в минеральной аллохтонной аккумуляции (короткий спад содержания Si, K, Ti, Fe) и синхронное повышение ОВ с 3 до 8% (см. рис. 5) фиксируется около ~12.0 кал. тыс. л. н. на глубине 485–484 см. С этого же интервала значения Mn/Fe начинают плавно повышаться, испытывая регулярные частые колебания вверх по колонке (см. рис. 7), что свидетельствует о периодическом проявлении окислительных условий, лучшем перемешивании озера, чем в предыдущей зоне (Naehrer et al., 2013; Davies et al., 2015), и интерпретируется как первая фаза спада уровня воды в тогда уже мелководном приледниковом Молого-Судском водоеме (Subetto et al., 2002; Сапелко и др., 2006). До конца зоны II преобладающим остается фактор минерального осадконакопления, обусловленный интенсивной эрозией не закрепленных растительностью грунтов при сухом и холодном климате.

Зона III: < 11.7 кал. тыс. л. н. (глубина 481–178 см).

Примерно ~11.7 кал. тыс. л. н. (горизонт 481–474 см, нижняя часть зоны III, рис. 5, 7 и 8) регистрируется наиболее резкая фаза роста содержания ОВ, до 25%, влажности осадков и небольшой пик Mn/Fe, при этом наблюдается устойчивый тренд к замедлению аллохтонного сноса минеральных частиц, что свидетельствует об улучшении снабжения придонных вод кислородом и активным продуцированием органического вещества в озере (Naehrer et al., 2013; Davies et al., 2015). Эта граница отмечается в результате ГРС по уплотнению и смене литологического состава отложений (граница (5) на рис. 4).

Пик наблюдаемой в осадках озера Белого смены палеоклиматических условий (~ 11.7 кал. тыс. л. н.) хронологически соответствует нижней границе голоцена, которая в Северном полушарии приравнивается к 11 653 кал. л. BP, 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. BP, исходя из результатов литостратиграфических, варвохронологических, палинологических и геохимических исследований по озерным палеоархивам Скандинавии и Северной Германии (Neugebauer et al., 2012; Lohne et al., 2013; Lohne et al., 2014; Mangerud, 2021). Общие тренды изменения климатических условий в течение зоны III и обусловленные ими ландшафтные перестройки удалось проследить с использованием набора показателей (Si/Ti, Mn/Fe и содержание аутигенных минералов), свидетельствующих об увеличении продуктивности озерной системы (компонента 2 на рис. 9), складывающейся из взаимно обусловленного влияния факторов изменения глубины водоема и редокс-условий в нем. На наступление более теплых условий и распространение водорослей в сравнительно неглубоком холодноводном водоеме также указывают спорадические находки *Pediastrum boryanum* (Jankovská and Komárek, 2000) хорошей сохранности, сделанные в образцах, соответствующих 11.4–11.7 кал. тыс. л. н.

В интервале 474–468 см, соответствующем ~ 11.5 кал. тыс. л. н. (подзона IIIa), регистрируется увеличение содержания Ti, K и Fe, снижение Si/Ti и Mn/Fe, синхронно с приостановкой роста ОБ на уровне 20–25 % (см. рис. 5 и 7), что в совокупности указывает на низкую продуктивность озерной экосистемы и усилившуюся поверхностную эрозию (Björck et al., 1997) в условиях похолодания (Kylander et al., 2013; Naeher et al., 2013; Davies et al., 2015; Van der Bilt et al., 2015). Временные границы подзоны IIIa хронологически соответствуют рубежам холодного события 11.4 kab2k (11 470–11 350 кал. л. н.) (Rasmussen et al., 2007; Rasmussen et al., 2014), известного также по некоторым разрезам Европы, России и Северной Америки как пребореальное похолодание (Preboreal oscillation) (Björck et al., 1997; Yu and Eicher, 1998; Сапелко и др., 2006; Hoek and Bos, 2007).

Практически полное отсутствие кальция, карбонатов и гипса в отложениях в подзоне IIIa свидетельствует, во-первых, об аллогенной природе поступавших в озеро в течение позднеледникового цикла гипсов и доломитов, распространенных повсеместно в районе исследования под четвертичными отложениями (Мокриенко и др., 1976; Jones and Bowser, 1978; Александрова, 1985), и, во-вторых, о переотложении кластического материала из уже сформировавшейся толщи в результате мерзлотных и эоловых процессов в начале голоцена (Мокриенко и др., 1976).

Рост доли калиевых полевых шпатов (до 20 % всей минеральной фазы) в составе тонкопесчано-алевритовой фракции указывает на интенсивное криогенное выветривание и эоловый перенос (Konishchev, 1982; Weinnrich 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 З.М. Мокриенко и др., 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 ~11.0 кал. тыс. л. н. (глубина 465–460 см) указывают на проявление регулярной ритмичности лимнологических процессов в условиях сократившейся глубины озера (Kylander et al., 2013; Naehrer et al., 2013; Davies et al., 2015) и интерпретируется нами как один из завершающих этапов снижения уровня обширного палеоводоема. По мере освобождения обширных территорий от озерных вод в раннем голоцене (Walker et al., 2012) на них активизировались процессы заболачивания и торфо-накопления (Мокриенко и др., 1976). Аналогичные изменения глубины и режима седиментогенеза наблюдались также в бассейне современного озера Водлозера около 11 кал. тыс. л. н. (Сапелко и др., 2006), в озерах Присухонской низины (Гей, 2000) и Карельского перешейка (Subetto et al., 2002).

Сдвиг в минеральном составе в сторону доминирования кварца (89%) около ~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 300–269 см (подзона IIIb на рис. 7) (около 4.2–3.2 кал. тыс. л. н.) свидетельствует об эпизодическом хорошем насыщении кислородом придонных водных слоев и о последовательных вспяшках биопродуктивности в озере. Это может объясняться значительными перепадами в глубине и размерах водоема на рубеже среднего и позднего голоцена (Walker et al., 2012), и также может быть связано с предположениями Мокриенко и др. (1976), согласно которым Лозско-Азатская озерная система (см. рис. 2) претерпевала регрессию в атлантическом периоде и трансгрессию с наступлением суббореала. С другой стороны, контрастное чередование уровня насыщения вод кислородом и скачков биопродуктивности может объясняться исключительно локальными факторами, например подпруживанием или зарастанием путей древнего озерного стока.

6. Выводы

РФА кернов донных отложений с высоким разрешением, дополненный рентгенофазовым анализом и измерением количества органического вещества, а также возрастная модель, согласующаяся с другими региональными реконструкциями, позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Интерстадиальный режим седиментации был установлен на севере Молого-Шекснинской низменности ~14 кал. тыс. л. н. и ~13 кал. тыс. л. н., что хронологически соотносится соответственно с бёллингом (стадия GI-1e) и аллерёдом (стадии GI-1c1 — GI-1a) (Rasmussen et al., 2014; Lohne et al., 2013).

2. Временной интервал около 12.8–11.7 кал. тыс. л. н. по набору геохимических индикаторов был соотнесен с похолоданием позднего дриаса (стадия GS-1) (Rasmussen et al., 2014; Lohne et al., 2014).

3. За нижнюю границу голоценовых отложений в озере Белом был принят горизонт, соответствующий ~11.7 кал. тыс. л. н, выделенный на основе резкого скач-

ка содержания общего органического углерода до 25%. Пульсирующий характер климатических изменений в течение ледниковой терминации выражен в колебательном характере распределения значений геохимических индикаторов.

4. 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 (стадиал средний дриас) (Rasmussen et al., 2014; Величко и др., 2017), стадией GI-1b (осцилляция килларни/герцензее) (Rasmussen et al., 2014; Björck et al., 1996) и пребореальным похолоданием (событие 11.4 b2k) (Rasmussen et al., 2007; Rasmussen et al., 2014; Björck et al., 1997).

5. На основе индикаторов палеоредокс условий (Mn/Fe) и биопродуктивности (Si/Ti) были выделены этапы сокращения размеров и глубины Молого-Судского палеоводоема, предположительно, обусловленные распадом полей мертвого льда. Незначительное кратковременное понижение уровня, прервавшееся трансгрессией во время позднего дриаса, произошло в аллерёде. Затем 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 палеоводоема завершилось к ~ 11.0 кал. тыс. л. н.

Благодарности

Полевые работы по георадиолокационной съемке выполнялись на основе научного сотрудничества ФГБУ «Дарвинский государственный заповедник» и ООО «Геологический центр СПбГУ». Отбор кернов донных отложений производился в рамках научного сотрудничества ФГБУ «Дарвинский государственный заповедник» и ФГБУН «Институт озероведения РАН», а также на основе программы научно-исследовательских работ в Дарвинском государственном заповеднике «Палеогеография северо-западной части Молого-Шекснинской низменности» (2018).

Лабораторные работы осуществлялись в рамках грантовой стипендиальной программы «Дмитрий Менделеев» при финансовой поддержке Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ) и DAAD (German Academic Exchange Service) (научно-исследовательский проект «Палеоэкологические реконструкции для последней терминации и голоцена на основе озерных отложений Молого-Шекснинской низменности»), а также в Научном парке Санкт-Петербургского государственного университета (ресурсные центры «Рентгенодифракционные методы исследования», «Инновационные исследования композитных наноматериалов», РЦ микроскопии и микроанализа) и в центре коллективного пользования научным оборудованием кафедры биологии Череповецкого государственного университета.

Авторы выражают благодарность К. А. Кукса (канд. геол.-минерал. наук, младший науч. сотрудник кафедры геоморфологии Института наук о Земле СПбГУ) и Н. Мантке (University of Cologne, Institute of Geology and Mineralogy) за исчерпывающие консультации в области геохимии донных отложений.

Литература

Александрова, Н. А. (1985). *Геологическая карта масштаба 1:200 000 на территорию листа О-36-VI [пояснительная записка]*. Л.: ВСЕГЕИ.

- Анисимов, Н. В., Субетто, Д. А., Максимова Н. К. (2016). Реконструкция приледниковых озер юго-восточной периферии скандинавского ледникового щита в неоплейстоцене и голоцене. *Общество. Среда. Развитие*, 4 (41), 165–169.
- Арсланов, Х. А., Громова, Л. И., Новский, В. А. (1966). Уточнение возраста верхнеплейстоценовых отложений некоторых разрезов Ярославского Поволжья (по С14). В: В. П. Гричук, И. К. Иванова, Н. В. Кинд, Э. И. Равский, под ред., *Верхний плейстоцен (стратиграфия и абсолютная геохронология)*. М.: Наука, 133–140.
- Ауслендер, В. Г. (1967). История развития Молого-Шекснинского озера. В: *История озер Северо-Запада, материалы I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР*. Ленинград: Издательство Лаборатории озераведения Ленинградского университета и ВСЕГЕИ, 201–209.
- Ауслендер, В. Г. (1985). *Карта четвертичных образований масштаба 1:200 000 на территорию листа О-36-VI* [пояснительная записка]. Л.: ВСЕГЕИ.
- Булыгина, О. Н., Разуваев, В. Н., Трофименко, Л. Т., Швецов, 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).
- Величко, А. А., Фаустова, М. А., Писарева, В. В., Карпухина, Н. В. (2017). История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена. *Лёд и Снег*, 57(3), 391–415. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-391-416>
- Вигдорчик, М. Е., Заррина, Е. П., Краснов, И. И., Ауслендер, В. Г. (1974). Поздний плейстоцен. Северо-Запад и Центр европейской части СССР. В: В. А. Зубаков, Г. Д. Афанасьев, В. П. Бадинова, Л. И. Боровиков, В. В. Кочегура, В. В. Чердынцев, под ред., *Геохронология СССР. Том III. Новейший этап*. Л.: Недра, 55–75.
- Воробьев, Г. А., Болотова, Н. Л. (2007). Озера Вологодской области. В: Воробьев, Г. А., под ред., *Природа Вологодской области*. Вологда: Издательский Дом Вологжанин, 122–128.
- Гей, В. П. (2000). История развития крупных озер с конца среднего неоплейстоцена до голоцена на территории Вологодской и смежных областей. В: *Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (северо-запада России), материалы международного симпозиума*. М.: ГЕОС, 65–70.
- Гей, В. П., Малаховский, Д. Б. (1998). О возрасте и распространении максимального верхнеплейстоценового ледникового надвига в западной части Вологодской области. *Известия РГО*, 130 (1), 43–53. GeoScan32 (2013). Иллюстрированное руководство пользователя. Версия 2.5. Раменское: ЛОГИС.
- Заррина, Е. П., Спиридонова, Е. А., Арсланов, Х. А., Колесникова, Т. Д., Симонова, Г. Ф. (1973). Новый разрез средневалдайских отложений у с. Шенское (Молого-Шекснинская впадина). В: В. А. Зубаков, под ред., *Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия*, Л.: Издательство Географического общества СССР, 160–167.
- Исаченко, А. Г. (1985). *Ландшафты СССР*. Л.: Издательство Ленинградского университета.
- Квасов, Д. Д. (1975). *Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы*. Л.: Наука.
- Максимова, Н. К., Воробьев, Г. А. (2007). Ландшафтное районирование Вологодской области. В: Г. А. Воробьев, под ред., *Природа Вологодской области*. Вологда: Издательский Дом Вологжанин, 301–328.
- Мокриенко, З. М., Александрова, Н. А., Ауслендер, В. Г., Полуэктов, Л. Н., Черваков, Ю. И., Боровикова, Н. А. (1976) *Отчет о групповой комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000 бассейна р. Суды Вологодской области (1972–76 гг.)* [отчет]. Л.: ВСЕГЕИ.
- Москвитин, А. И. (1947). Молого-Шекснинское межледниковое озеро. *Труды Института геологических наук АН СССР, Геологическая серия* (№ 26), 88, 5–18.
- Русаков, А. В. (2011). *Формирование озерно-ледниковых отложений и почв в перигляциальной зоне центра Русской равнины в позднем неоплейстоцене и голоцене*. Дис. ... д-ра геогр. наук. Санкт-Петербургский государственный университет.
- Сапелко, Т. В., Кузнецов, Д. Д., Плотникова, Е. В., Кулькова, М. А. (2016). Изменение природных обстановок в голоцене на Онежско-Ладожском перешейке. *Известия РГО*, 148 (2), 35–44.
- Сапелко, Т. В., Субетто, Д. А., Севастьянов, Д. В. (2006). Водлозеро: История развития. В: *Водлозерские чтения: Естественнонаучные и гуманитарные основы природоохранной, научной и просветительской деятельности на охраняемых природных территориях Русского Севера: ма-*

- териалы научно-практической конференции, посвященной 15-летию Национального парка «Водлозерский». Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 37–44.
- Сенюшов, А. А., Кротова, Н. Г., Хавин, Е. И., Гаркуша, В. И., Пуолокайнен, З. И., Крюкова, Н. А., Зарин, Е. С., Войнова, Л. Ф. (1965). *Отчет о комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000 района нижнего течения реки Шексны в Вологодской области* [отчет]. Л.: ВСЕГЕИ.
- Соколов, В. Б. (1967). Приледниковые озера Вологодского района. В: *История озер Северо-Запада, материалы I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР* Л.: Издательство Лаборатории озерадения Ленинградского университета и ВСЕГЕИ, 198–201.
- Субетто, Д. А., Давыдова, Н. Н., Сапелко, Т. В., Вольфарт, Б., Вастегорд, С., Кузнецов, Д. Д. (2003). Климат северо-запада России на рубеже плейстоцена и голоцена. *Известия АН. Серия географическая*, 5, 80–91.
- Фаустова, М. А., Ауслендер, В. Г., Гричук, В. П., Смирнов, В. И., Мальгина, Е. А. (1969). Деградация валдайского оледенения и позднеледниковая история Балтийского и Белого морей. Вологодская область. В: И. П. Герасимов, В. П. Гричук, Н. С. Чеботарева, под ред., *Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР* М.: Наука, 192–214.
- Хавин, Е. И. (1962). Четвертичные отложения северной половины Молого-Шекснинской низины. В: М. А. Лаврова, А. П. Фаддеева, А. Т. Жингарев-Добросельский, под ред., *Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР*. Л.: Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы, Ленинградское отделение, 109–124.
- Хавин, Е. И., Николаев, Ю. В. (1961). *Отчет о комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1:200000, проведенной на территории Молого-Шекснинского участка Рыбинского водохранилища (Вологодская область)* [отчет]. Л.: ВСЕГЕИ.
- Хотинский, Н. А. (1977). *Голоцен Северной Евразии*. М.: Наука.
- Чеботарева, Н. С. (1962). 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*, XIX, 148–169.
- Шевелев, Н. Н., Полякова, В. С. (2007). Климат. В: Г. А. Воробьев, под ред., *Природа Вологодской области*. Вологда: Издательский Дом Вологжанин, 71–86.
- Arslanov, Kh.A. (1993). Late Pleistocene Geochronology of European Russia. *Radiocarbon*, 35 (3), 421–427. <https://doi.org/10.1017/S0033822200060434>
- Astakhov, V., Shkatova, V., Zastrozhnov, A. and Chuyko, M. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quaternary Int.*, 420, 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Björck, S., Kromer, B., Johnsen, S., Bennike, O., Hammarlund, D., Lemdahl, G., Possnert, G., Rasmussen, T. L., Wohlfarth, B., Hammer, C. U. and Spurk, M. (1996). Synchronised terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science*, 274, 1155–1160. <https://doi.org/10.1126/science.274.5290.1155>
- Björck, S., Rundgren, M., Ingolfsson, O. and Funder, S. (1997). The Preboreal oscillation around the Nordic seas: terrestrial and lacustrine responses. *Journal of Quaternary Science*, 12 (6), 455–465. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1417\(199711/12\)12:6<455::AID-JQS316>3.0.CO;2-S](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1417(199711/12)12:6<455::AID-JQS316>3.0.CO;2-S)
- Björck, S., Walker, M. J. C., Cwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K., Lowe, J. and Wohlfarth, B. (1998). 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*, 13 (4), 283–292. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1417\(199807/08\)13:4<283::AID-JQS386>3.0.CO;2-A](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1417(199807/08)13:4<283::AID-JQS386>3.0.CO;2-A)
- Blaauw, M. and Christen, J. A. (2019). rbacon: Age-depth modelling using Bayesian statistics. R package version 2.3.9.1. [online] Available at: <https://cran.r-project.org/web/packages/rbacon/index.html> [Accessed Jan. 15, 2021].
- Boyle, J.F. (2001). Inorganic geochemical methods in palaeolimnology. In: W.M. Last and J.P. Smol, eds, *Tracking environmental change using lake sediments (Physical and geochemical methods, vol. 2)*. New-York, Boston, Dordrecht, London, Moscow: Kluwer Academic Publishers, 83–141.
- Cohen, A. S. (2003). *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. New-York: Oxford University Press.
- Davies, S. J., Lamb, H. F. and Roberts, S. J. (2015). Micro-XRF core scanning In palaeolimnology: recent developments. In: I. W. Croudace and R. G. Rothwell, eds, *Micro-XRF studies of sediment cores: applications of a non-destructive tool for the environmental sciences (Developments In palaeoenvironmental research, vol. 17)*. Dordrecht, Heidelberg, New-York, London: Springer., 189–226.

- Dean, W.E. (1997). Rates, timing and cyclicity of Holocene eolian activity in north-central United States: evidence from varved lake sediments. *Geology*, 25 (4), 331–334. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0331:RTACOH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0331:RTACOH>2.3.CO;2)
- Engstrom, D.R. and Wright, H.E. Jr. (1984). Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change. In: E. Y. Haworth and J. W. G. Lund, eds, *Lake Sediments and Environmental History*. Leicester: Leicester University Press, 11–68.
- Hoek, W.Z. and Bos, J. A. A. (2007). Early Holocene climate oscillations — causes and consequences. *Quaternary Science Reviews*, 26 (15–16), 1901–1906. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.008>
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, I. S., Mangerud, J. and Svendsen, J. I. (2016). The last Eurasian Ice sheets — a chronological database and time-slice reconstruction // DATED-1. *Boreas*, 45 (1), 1–45. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Husson, F. and Josse, J. (2020). missMDA: Handling Missing Values with Multivariate Data Analysis. R package version 1.18. [online] Available at: <https://cran.r-project.org/web/packages/missMDA/index.html> [Accessed Feb. 28, 2021].
- Husson, F., Josse, J., Le, S. and Mazet, J. (2019). FactoMineR: Multivariate Exploratory Data Analysis and Data Mining. R package version 1.42. [online] Available at: <https://cran.r-project.org/web/packages/FactoMineR/index.html> [Accessed Feb. 09, 2021].
- Jankovská, V. and Komárek, J. (2000). Indicative Value of *Pediastrum* and Other Coccal Green Algae in Palaeoecology. *Folia Geobotanica*, 35, 59–82. <https://doi.org/10.1007/BF02803087>
- Jones, B. F. and Bowser, C. J. (1978). The mineralogy and related chemistry of lake sediments. In: Lerman, A. (ed.), *Lakes — Chemistry, Geology, Physics*. New-York: Springer, 179–235. https://doi.org/10.1007/978-1-4757-1152-3_7
- Kassambara, A. and Mundt, F. (2020). factoextra: Extract and Visualize the Results of Multivariate Data Analyses. R package version 1.0.7. [online] Available at: <https://cran.r-project.org/web/packages/factoextra/index.html> [Accessed March 25, 2021].
- Konishchev, V.N. (1982). Characteristics of cryogenic weathering In the permafrost zone of the European USSR. *Arctic and Alpine Research*, 14 (3). 261–265. <https://doi.org/10.1080/00040851.1982.12004307>
- Krinner, G., Mangerud, J., Jakobsson, J., Crucifix, M., Ritz, C. and Svendsen, J. I. (2004). Enhanced ice sheet growth in Eurasia owing to adjacent ice dammed lakes. *Nature*, 427 (6973), 429–432. <https://doi.org/10.1038/nature02233>
- Kylander, M. E., Klaminder, J., Wohlfarth, B. and Löwemark, L. (2013). Geochemical responses to paleoclimatic changes in southern Sweden since the late glacial: the Hässeldala Port lake sediment record. *Journal of Paleolimnology*, 50 (1), 57–70. <https://doi.org/10.1007/s10933-013-9704-z>
- Levesque, A. J., Mayle, F. E., Walker, I. R. and Cwynar, L. C. (1993). A previously unrecognized late-glacial cold event in eastern North America. *Nature*, 361 (6413), 623–626. <https://doi.org/10.1038/361623a0>
- Lohne, Ø. S., Mangerud, J. and Birks, H. H. (2013). Precise ¹⁴C 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*, 28 (5), 490–500. <https://doi.org/10.1002/jqs.2640>
- Lohne, Ø. S., Mangerud, J. and Birks, H. H. (2014). IntCal13 calibrated ages of the Vedde and Saksunarvatn ashes and the Younger Dryas boundaries from Kråkenes, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 29 (5), 506–507. <https://doi.org/10.1002/jqs.2722>
- Lotter, A. F., Eucher, U., Siegenthaller, U. and Birks, H. J. B. (1992). Late-glacial climatic oscillations as recorded In Swiss lake sediments. *Journal of Quaternary Science*, 7 (3), 187–204. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390070302>
- Löwemark, L., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Kylander, M., Yu, E.-F., Hsu, Y.-W., Lee, T.-Q., Song, S.-R. and Jarvis, S. (2010). Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the Interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40 (6), 1250–1256. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2010.06.002>
- Lunkka, J., Saarnisto, M., Gey, V., Demidov, I. and Kiselova, V. (2001). Extent and age of the Last Glacial Maximum in the southeastern sector of the Scandinavian ice Sheet. *Global and Planetary Change*, 31 (1–4), 407–425. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00132-1](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00132-1)
- Mackereth, F. J. H. (1966). Some chemical observations on post-glacial lake sediments. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Biological Sciences*, B250, 165–213. <https://doi.org/10.1098/rstb.1966.0001>

- Mangerud, J. (2021). The discovery of the Younger Dryas, and comments on the current meaning and usage of the term. *Boreas*, 50 (1), 1–5. <https://doi.org/10.1111/bor.12481>
- Mangerud, J., Andersen, S. T., Berglund, B. E. and Donner, J. J. (1974). Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, 3 (3), 109–128. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1974.tb00669.x>
- 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. and Svendsen, J. I. (2004). Ice-dammed lakes, rerouting of the drainage of Northern Eurasia during the last glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 23 (11–13), 1313–1332. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.009>
- Menking, K. M. (1997). Climatic signals in clay mineralogy and grain-size variations in Owens Lake core OL-92, southeast California. In: G. I. Smith, J. L. Bischoff, eds, *An 800,000-year Paleoclimatic Record from Core OL-92, Owens Lake, Southeast California*. Geological Society of America Special Paper, 317, 37–48. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2317-5.25>
- Naeher, S., Gilli, A., North, R. P., Hamann, Y. and Schubert, C. J. (2013). Tracing bottom water oxygenation with sedimentary Mn/Fe ratios In Lake Zurich, Switzerland. *Chemical Geology*, 352 (16), 125–133. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.06.006>
- Neugebauer, I., Brauer, A., Dräger, N., Dulski, P., Wulf, S., Plessen, B., Mingram, J., Herzsuh, U. and Brande, A. (2012). A Younger Dryas varve chronology from the Rehwiase palaeolake record in NE-Germany. *Quaternary Science Reviews*, 36, 91–102. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.12.010>
- 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. and Winstrup, M. (2014). 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*, 106 (15), 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Rasmussen, S. O., Vinther, B. M., Clausen, H. B. and Andersen, K. K. (2007). Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*, 26 (15–16), 1907–1914. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.015>
- 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. and Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kB). *Radiocarbon*, 62 (4), 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Saarnisto, M. and Saarinen, T. (2001). Deglaciation chronology of the Scandinavian ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines. *Global and Planetary Change*, 31 (1–4), 387–450. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00131-X](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00131-X)
- 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., Sveinbjörnsdóttir, A. E. and White, J. W. C. (2008). High-resolution Greenland ice-core data show abrupt climate change happens in a few years. *Science*, 321 (5889), 680–684. <https://doi.org/10.1126/science.1157707>
- Subetto, D. A., Wohlfarth, B., Davydova, N. N., Sapelko, T. V., Björkman, L., Solovieva, N., Wastegård, S., Possnert, G. and Khomutova, V. I. (2002). Climate and environment on the Karelian isthmus, north-western Russia, 13000–9000 cal yrs BP. *Boreas*, 31 (1) 1–19. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2002.tb01051.x>
- 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. and Stein, R. (2004). Late Quaternary Ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23 (11–13), 1229–1271. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>

- Van der Bilt, W.G.M., Bakke, J., Vasskog, K., D'Andrea, W.J., Bradley, R.S. and Ólafsdóttir, S. (2015). Reconstruction of glacier variability from lake sediments reveals dynamic Holocene climate in Svalbard. *Quaternary Science Reviews*, 126, 201–218. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.003>
- 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. and Weiss, H. (2012). 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 Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science*, 27 (7), 649–659. <https://doi.org/10.1002/jqs.2565>
- 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. and Weiss, H. (2019). Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: A summary. *Journal Geological Society of India*, 93 (2), 135–141. <https://doi.org/10.1007/s12594-019-1141-9>
- 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. and Schwander, J. (2008). 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*, 31, 264–267. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2008/v31i2/016>
- Wanner, H., Mercolli, L., Grosjean, M. and Ritz, S.P. (2015). Holocene climate variability and change: a data-based review. *Journal of the Geological Society*, 172 (2), 254–263. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-101>
- Wennrich, V., Minyuk, P.S., Borkhodoev, V., Francke, A., Ritter B., Nowaczyk, N.R., Sauerbrey, M.A., Brigham-Grette, J. and Melles, M. (2014). Pliocene to Pleistocene climate and environmental history of Lake El'gygytyn, Far East Russian Arctic, based on high-resolution inorganic geochemistry data. *Climate of the Past*, 10 (4), 1381–1399. <https://doi.org/10.5194/cp-10-1381-2014>
- Yu, Z. and Eicher, U. (1998). Abrupt climate oscillations during the last deglaciation in central North America. *Science, Reports*, 282 (5397), 2235–2238. <https://doi.org/10.1126/science.282.5397.2235>

Статья поступила в редакцию 12 августа 2021 г.
Статья рекомендована к печати 18 апреля 2022 г.

Контактная информация:

Садоков Дмитрий Олегович — dmitriisadokov@gmail.com
Сапелко Татьяна Валентиновна — tsapelko@mail.ru
Бобров Никита Юрьевич — n.bobrov@spbu.ru
Меллес Мартин — mmelles@uni-koeln.de
Федоров Григорий Борисович — g.fedorov@spbu.ru

Late Glacial and Early Holocene lacustrine sedimentation history of the northern Mologa-Sheksna Lowland derived from Lake Beloye sediments (NW Russia)*

D. O. Sadokov^{1,2}, T. V. Sapelko³, N. Yu. Bobrov², M. Melles⁴, G. B. Fedorov^{2,5}

¹ Darwin State Nature Biosphere Reserve,
44, d. Borok, 162723, Russian Federation

² St Petersburg State University,
7–9, Universitetskaya nab., St Petersburg, 199034, Russian Federation

³ Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, SPC RAS,
9, ul. Sevastyanova, St Petersburg, 196105, Russian Federation

* The research was funded by the Russian Foundation for Basic Research, project number 19-35-90026. Laboratory work was funded by the joint academic grant program “Dmitrii Mendeleev” of St Petersburg University and DAAD (German Academic Exchange Service). Fieldwork was supported by the research topics of Darwin Nature Biosphere Reserve (“Palaeogeography of the Mologa-Sheksna Lowland”, 2018) and Institute of Limnology RAS (Topic No. 0154-2019-0001).

⁴ University of Cologne,
100, Albertus Magnus Platz, Cologne, 50923, Germany

⁵ Arctic and Antarctic Research Institute,
38, ul. Beringa, St Petersburg, 199397, Russian Federation

For citation: Sadokov, D. O., Sapelko, T. V., Bobrov, N. Yu., Melles, M., Fedorov, G. B. Late Glacial and Early Holocene lacustrine sedimentation history of the northern Mologa-Sheksna Lowland derived from Lake Belye sediments (NW Russia). *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 67 (2), 266–298. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2022.204> (In Russian)

Few detailed case studies have been devoted so far to the Late Pleistocene palaeogeography of the northern Mologa-Sheksna Lowland (MSL), compared to adjacent regions covering the Valdai glaciation marginal zone. Lake Belye (Russia, Vologda region, Babaevo district) bottom sediments were studied using ground penetrating radar (GPR) and subsequently were cored in order to build a palaeoclimatic reconstruction for the northern MSL, because lacustrine deposits are considered to be valuable and representative palaeoarchive of the area. Chronology of regional palaeoclimatic and palaeohydrological changes from the Bølling — Allerød warming to the Early Holocene was traced on the basis of inorganic and organic geochemistry, mineralogical proxies, grain-size, magnetic susceptibility, accelerator mass spectrometry radiocarbon dating and optical microanalysis. During the Late Glacial and the Pleistocene/Holocene transition in the northern MSL interstadial climatic conditions were determined at ~ 14.0 cal. ka BP (Bølling, stage GI-1e of the GICC05 timescale) and ~ 13.0 cal. ka BP (Allerød, stages GI-1c3 — GI-1a). A pronounced cold period associated with Younger Dryas (stage GS-1) was registered in the multiproxy record at 12.8–11.7 cal. ka BP. High-resolution x-ray fluorescence (XRF) core scanning helped to reveal short-term “cold” events at ~ 13.7, ~ 13.1 and ~ 11.5 cal. ka BP, which were associated with Older Dryas (stage GI-1d), Gerzensee-Killarney oscillation (stage GI-1b) and Preboreal oscillation respectively, and “warm” episodes at ~ 13.2 and ~ 11.8 cal. ka BP, which presumably correspond to the end of the stage GI-1c1 and Greenlandian Stage/Age respectively. Ultimate interglacial (Holocene) climate onset within the MSL was attributed to ~ 11,7 cal. ka BP, which is marked by the sharp rise of total organic carbon content in the sediments and lithological changes to muddy fraction. Numerous water level oscillations occurred in the large proglacial lakeduring the last glacial termination, ending with its final drainage in the northern MSL by ~ 10.9 cal. ka BP. The reconstructed palaeoclimatic dynamics is in overall agreements with the global reconstructions for the North Atlantic and Fennoscandia regions.

Keywords: Late Glacial, lacustrine sedimentation, X-ray fluorescence, climatostratigraphy, Holocene.

References

- Aleksandrova, N. A. (1985). *Geological map on the territory of sheet O-36-VI (scale 1:200 000)* [explanatory note]. Leningrad: VSEGEI Publ. (In Russian)
- Anisimov, N. V., Subetto, D. A. and Maksutova, N. K. (2016). Reconstruction of the glacial lakes of the south-eastern periphery of the Scandinavian ice sheet in the Neopleistocene and Holocene Society. *Obshchestvo. Sreda. Razvitie*, 4 (41), 165–169. (In Russian)
- Arslanov, Kh. A. (1993). Late Pleistocene Geochronology of European Russia. *Radiocarbon*, 35 (3), 421–427. <https://doi.org/10.1017/S0033822200060434>
- Arslanov, Kh. A., Gromova, L. I. and Novsky, V. A. (1966). Clarified age of upper Pleistocene deposits from several sections of the Yaroslavl Povolzhye (based on C14). In: V. P. Grichuk, I. K. Ivanova, N. V. Kind and E. I. Ravskii, eds, *Verkhonii pleistotsen (stratigrafiia i absoliutnaia geokhronologiya)*. Moscow: Nauka Publ., 133–140. (In Russian)

- Astakhov, V., Shkatova, V., Zastrozhnov, A. and Chuyko, M. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quaternary Int.*, 420, 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Auslender, V. G. (1967). History of the Mologa-Sheksna lake development. In: *Istoriia ozer Severo-Zapada, materialy I simpoziuma po istorii ozer Severo-Zapada SSSR*. Leningrad: Geograficheskoe obshchestvo SSSR Publ., 201–209. (In Russian)
- Auslender, V. G. (1985). *Map of Quaternary formations on the territory of sheet O-36-VI* [explanatory note]. Leningrad: VSEGEI Publ. (In Russian)
- Björck, S., Kromer, B., Johnsen, S., Bennike, O., Hammarlund, D., Lemdahl, G., Possnert, G., Rasmussen, T. L., Wohlfarth, B., Hammer, C. U. and Spurk, M. (1996). Synchronised terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science*, 274, 1155–1160. <https://doi.org/10.1126/science.274.5290.1155>
- Björck, S., Rundgren, M., Ingolfsson, O. and Funder, S. (1997). The Preboreal oscillation around the Nordic seas: terrestrial and lacustrine responses. *Journal of Quaternary Science*, 12 (6), 455–465. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1417\(199711/12\)12:6<455::AID-JQS316>3.0.CO;2-S](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1417(199711/12)12:6<455::AID-JQS316>3.0.CO;2-S)
- Björck, S., Walker, M. J. C., Cwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K., Lowe, J. and Wohlfarth, B. (1998). 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*, 13 (4), 283–292. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1417\(199807/08\)13:4<283::AID-JQS386>3.0.CO;2-A](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1417(199807/08)13:4<283::AID-JQS386>3.0.CO;2-A)
- Blaauw, M. and Christen, J. A. (2019). rbacon: Age-depth modelling using Bayesian statistics. R package version 2.3.9.1. [online] Available at: <https://cran.r-project.org/web/packages/rbacon/index.html> [Accessed 15 Jan. 2021].
- Boyle, J. F. (2001). Inorganic geochemical methods in palaeolimnology. In: W. M. Last and J. P. Smol, eds, *Tracking environmental change using lake sediments (Physical and geochemical methods, vol. 2)*. New-York, Boston, Dordrecht, London, Moscow: Kluwer Academic Publishers, 83–141.
- Bulygina, O. N., Razuvaev, V. N., Trofimenko, L. T. and Shvets, N. V. Description of the average monthly air temperature at the stations of Russia set. Materials of Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring of Russia. [online] Available at: <http://meteo.ru/data/156-temperatura-opisanie-massiva-dannykh/> [Accessed 01 July 2021]. (In Russian)
- Chebotareva, N. S. (1962). Last glaciations extent border and problems of the upper Pleistocene stratigraphy and paleogeography of the European part of USSR. *Trudy Komissii po Izucheniiu chetvertichnogo perioda*, XIX, 148–169. (In Russian)
- Cohen, A. S. (2003). *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. New-York: Oxford University Press.
- Davies, S. J., Lamb, H. F. and Roberts, S. J. (2015). Micro-XRF core scanning in palaeolimnology: recent developments. In: I. W. Croudace and R. G. Rothwell, eds, *Micro-XRF studies of sediment cores: applications of a non-destructive tool for the environmental sciences (Developments in palaeoenvironmental research, vol. 17)*. Dordrecht, Heidelberg, New-York, London: Springer, 189–226.
- Dean, W. E. (1997). Rates, timing, and cyclicity of Holocene eolian activity in north-central United States: evidence from varved lake sediments. *Geology*, 25 (4), 331–334. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0331:RTACOH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0331:RTACOH>2.3.CO;2)
- Engstrom, D. R. and Wright, H. E. Jr. (1984). Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change. In: E. Y. Haworth and J. W. G. Lund, eds, *Lake Sediments and Environmental History*. Leicester: Leicester University Press, 11–68.
- Faustova, M. A., Auslender, V. G., Grichuk, V. P., Smirnov, V. I. and Malgina, E. A. (1969). Degradation of the valdai glaciation and late-glacial history of the Baltic and White seas. Vologda region. In: I. P. Gerasimov, ed., *Poslednii lednikoviy pokrov na Severo-Zapade Evropeiskoi chasti SSSR*. Moscow: Nauka Publ., 192–214. (In Russian)
- GeoScan32 (2013). Illustrated User Guide. Version 2.5. Ramenskoe: LOGIS Publ. (In Russian)
- Gei, V. P. (2000). History of the large lakes from the end of the middle Neopleistocene to Holocene in Vologda region and adjacent regions. In: *Problemy stratigrafii chetvertichnykh otlozhenii i kraevye lednikovye obrazovaniia Vologodskogo regiona (Severo-Zapad Rossii), materialy mezhdunarodnogo simpoziuma*. Moscow: GEOS Publ., 65–70. (In Russian)
- Gei, V. P. and Malakhovskii, D. B. (1998). On the age and extent of the maximal upper Pleistocene glaciations in the eastern part of the Vologda region. *Izvestiia Russkogo geograficheskogo obshchestva*, vol. I, 43–53. (In Russian)

- Hoek, W.Z., Bos, J.A.A. (2007). Early Holocene climate oscillations — causes and consequences. *Quaternary Science Reviews*, 26 (15–16), 1901–1906. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.008>
- Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne, I.S., Mangerud, J. and Svendsen, J.I. (2016). The last Eurasian ice sheets — a chronological database and time-slice reconstruction // DATED-1. *Boreas*, 45 (1), 1–45. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Husson, F. and Josse, J. (2020). missMDA: Handling Missing Values with Multivariate Data Analysis. R package version 1.18. [online] Available at: <https://cran.r-project.org/web/packages/missMDA/index.html> [Accessed 28 Feb. 2021].
- Husson, F., Josse, J., Le, S. and Mazet, J. (2019). FactoMineR: Multivariate Exploratory Data Analysis and Data Mining. R package version 1.42. [online] Available at: <https://cran.r-project.org/web/packages/FactoMineR/index.html> [Accessed 09 Feb. 2021].
- Isachenko, A.G. (1985). *Landschafty SSSR*. Leningrad: Leningrad University Press.
- Jankovská, V. and Komárek, J. (2000). Indicative Value of *Pediastrum* and Other Coccal Green Algae in Palaeoecology. *Folia Geobotanica*, 35, 59–82. <https://doi.org/10.1007/BF02803087>
- Jones, B.F. and Bowser, C.J. (1978). The mineralogy and related chemistry of lake sediments. In: A. Lerman, ed., *Lakes — Chemistry, Geology, Physics*. New-York: Springer, 179–235. https://doi.org/10.1007/978-1-4757-1152-3_7
- Kassambara, A. and Mundt, F. (2020). factoextra: Extract and Visualize the Results of Multivariate Data Analyses. R package version 1.0.7. [online] Available at: <https://cran.r-project.org/web/packages/factoextra/index.html> [Accessed 25 March 2021].
- Khavin, Ye. I. (1962). Quaternary deposits of the northern Mologa-Sheksna lowland. In: M.A. Lavrova, A.P. Faddeeva and A.T. Zhingarev-Dobrosel'skii, eds, *Voprosy stratigrafii chetvertichnykh otlozhenii Severo-Zapada Evropeiskoi chasti SSSR*. Leningrad: Gosudarstvennoe nauchno-tekhnicheskoe izdatel'stvo neftianoi i gorno-toplivnoi literatury, Leningradskoe otdelenie Publ., 109–124. (In Russian)
- Khavin, Ye. I. and Nikolaev, Yu. V. (1961). *Complex geological survey on the Mologa-Sheksna sector of the Rybinskoye reservoir (Vologda region) in scale 1:200 000* [report]. Leningrad: VSEGEI Publ. (In Russian)
- Khotinskii, N.A. (1977). *Holocene of the Northern Eurasia*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Konishchev, V.N. (1982). Characteristics of cryogenic weathering in the permafrost zone of the European USSR. *Arctic and Alpine Research*, 14 (3), 261–265. <https://doi.org/10.1080/00040851.1982.12004307>
- Krinner, G., Mangerud, J., Jakobsson, J., Crucifix, M., Ritz, C. and Svendsen, J.I. (2004). Enhanced ice sheet growth in Eurasia owing to adjacent ice dammed lakes. *Nature*, 427 (6973), 429–432. <https://doi.org/10.1038/nature02233>
- Kvasov, D.D. (1975). *Late Quaternary History of the Large Lakes and inland Seas of the Eastern Europe*. Leningrad: Nauka Publ. (In Russian)
- Kylander, M.E., Klaminder, J., Wohlfarth, B. and Löwemark, L. (2013). Geochemical responses to paleoclimatic changes in southern Sweden since the late glacial: the Hässeldala Port lake sediment record. *Journal of Paleolimnology*, 50 (1), 57–70. <https://doi.org/10.1007/s10933-013-9704-z>
- Levesque, A.J., Mayle, F.E., Walker, I.R. and Cwynar, L.C. (1993). A previously unrecognized late-glacial cold event in eastern North America. *Nature*, 361 (6413), 623–626. <https://doi.org/10.1038/361623a0>
- Lohne, Ø.S., Mangerud, J. and Birks, H.H. (2013). Precise ¹⁴C 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*, 28 (5), 490–500. <https://doi.org/10.1002/jqs.2640>
- Lohne, Ø.S., Mangerud, J. and Birks, H.H. (2014). IntCal13 calibrated ages of the Vedde and Saksunarvatn ashes and the Younger Dryas boundaries from Kråkenes, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 29 (5), 506–507. <https://doi.org/10.1002/jqs.2722>
- Lotter, A.F., Eucher, U., Siegenthaller, U. and Birks, H.J.B. (1992). Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. *Journal of Quaternary Science*, 7 (3), 187–204. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390070302>
- Löwemark, L., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Kylander, M., Yu, E.-F., Hsu, Y.-W., Lee, T.-Q., Song, S.-R. and Jarvis, S. (2010). Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the Interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40 (6), 1250–1256. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2010.06.002>

- Lunkka, J., Saarnisto, M., Gey, V., Demidov, I. and Kiselova, V. (2001). Extent and age of the Last Glacial Maximum in the southeastern sector of the Scandinavian ice Sheet. *Global and Planetary Change*, 31 (1–4), 407–425. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00132-1](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00132-1)
- Mackereth, F. J. H. (1966). Some chemical observations on post-glacial lake sediments. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Biological Sciences*, B250, 165–213. <https://doi.org/10.1098/rstb.1966.0001>
- Maksutova, N. K. and Vorob'ev, G. A. (2007). Landscape zoning of the Vologda region. In: G. A. Vorob'ev, ed., *Priroda Vologodskoi oblasti*. Vologda: Izdatel'skii Dom Vologzhanin Publ., 301–328
- Mangerud, J. (2021). The discovery of the Younger Dryas, and comments on the current meaning and usage of the term. *Boreas*, 50 (1), 1–5. <https://doi.org/10.1111/bor.12481>
- Mangerud, J., Andersen, S. T., Berglund, B. E. and Donner, J. J. (1974). Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, 3 (3), 109–128. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1974.tb00669.x>
- 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. and Svendsen, J. I. (2004). Ice-dammed lakes, rerouting of the drainage of Northern Eurasia during the last glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 23 (11–13), 1313–1332. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.009>
- Menking, K. M. (1997). Climatic signals in clay mineralogy and grain-size variations in Owens Lake core OL-92, southeast California. In: Smith, G. I., Bischoff, J. L., ed., *An 800,000-year Paleoclimatic Record from Core OL-92, Owens Lake, Southeast California*. Geological Society of America Special Paper, 317, 37–48. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2317-5.25>
- Mokrienko, Z. M., Aleksandrova, N. A., Auslender, V. G., Poluektov, L. N., Chervakov, Yu. I. and Borovikova, N. A. (1976). *Complex geological survey in the r. Suda basin (Vologda region) in scale 1:200 000 (1972–76)* [report]. Leningrad: VSEGEI Publ. (In Russian)
- Moskvitin, A. I. (1947). Mologa-Sheksna Interglacial lake. *Trudy instituta geologicheskikh nauk AN SSSR, geologicheskaiia seriia*, 88 (26), 5–18. (In Russian)
- Naeher, S., Gilli, A., North, R. P., Hamann, Y. and Schubert, C. J. (2013). Tracing bottom water oxygenation with sedimentary Mn/Fe ratios in Lake Zurich, Switzerland. *Chemical Geology*, 352 (16), 125–133. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.06.006>
- Neugebauer, I., Brauer, A., Dräger, N., Dulski, P., Wulf, S., Plessen, B., Mingram, J., Herzsuh, U. and Brande, A. (2012). A Younger Dryas varve chronology from the Rehwiess palaeolake record in NE-Germany. *Quaternary Science Reviews*, 36, 91–102. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.12.010>
- 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., Vallenga, P., Vinther, B. M., Walker, M. J., Wheatley, J. J. and Winstrup, M. (2014). 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*, 106 (15), 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Rasmussen, S. O., Vinther, B. M., Clausen, H. B. and Andersen, K. K. (2007). Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland Ice cores. *Quaternary Science Reviews*, 26 (15–16), 1907–1914. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.015>
- 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. and Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kB). *Radiocarbon*, 62 (4), 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Rusakov, A. V. (2011). *The formation of lake-glacial deposits and soils in the periglacial zone of the center of the Russian Plain in the Late Neopleistocene and Holocene*. Dr. Sci. thesis, St Petersburg University.
- Saarnisto, M. and Saarinen, T. (2001). Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Omega Basin to the Salpausselkä End Moraines. *Global and Planetary Change*, 31 (1–4), 387–450. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00131-X](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00131-X)

- Seniushov, A. A., Krotova, N. G., Khavin, Ye. I., Garkusha, V. I., Puolokainen, Z. I., Kriukova, N. A., Zarin, E. S. and Voinova, L. F. (1965). *Complex geological survey in the r. Sheksna downstream area (Vologda region) in scale 1:200 000* [report]. Leningrad: VSEGEI Publ. (In Russian)
- Sapelko, T. V., Kuznetsov, D. D., Plotnikova, E. V. and Kulkova, M. A. (2016). Paleoenvironmental changes on the Onega-Ladoga Isthmus during the Holocene. *Izvestiia Russkogo geograficheskogo obshchestva*, 148 (2), 35–44.
- Sapelko, T. V., Subetto, D. A. and Sevastyanov, D. V. (2006). Vodlozero: History of development. In: *Vodlozerskie chteniia: Estestvennonauchnye i gumanitarnye osnovy prirodookhrannoi i prosvetitel'skoi deiatel'nosti na okhraniaemykh prirodnykh territoriakh Russkogo Severa, materialy nauchno-prakticheskoi konferentsii*. Petrozavodsk: Karelskii nauchnyi tsentr RAN Publ., 37–44. (In Russian)
- Shevelev, N. N. and Poliakova, V. S. (2007). Klimat. In: G. A. Vorob'ev, ed., *Priroda Vologodskoi oblasti*. Vologda: Izdatel'skii Dom Vologzhanin, 71–86. (In Russian)
- Sokolova, V. B. (1967). Proglacial lakes of Vologda region. In: *Istoriia ozer Severo-Zapada, materialy i simpoziuma po istorii ozer Severo-Zapada SSSR*. Leningrad: Geograficheskoe obshchestvo SSSR Publ., 198–201. (In Russian)
- 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., Sveinbjörnsdóttir, A. E. and White, J. W. C. (2008). High-resolution Greenland ice-core data show abrupt climate change happens in a few years. *Science*, 321 (5889), 680–684. <https://doi.org/10.1126/science.1157707>
- Subetto, D. A., Davidova, N. N., Sapelko, T. V., Volfarts, B., Vastergort, S. and Kuznetsov, D. D. (2003). Climate of north-west Russia at Pleistocene and Holocene millennium. *Izvestiia RAN, seriia geograficheskaiia*, 5, 80–91.
- Subetto, D. A., Wohlfarth, B., Davydova, N. N., Sapelko, T. V., Björkman, L., Solovieva, N., Wastegård, S., Possnert, G. and Khomutova, V. I. (2002). Climate and environment on the Karelian Isthmus, north-western Russia, 13000–9000 cal yrs BP. *Boreas*, 31 (1) 1–19. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2002.tb01051.x>
- 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., Siebert, C., Spielhagen, R. F. and Stein, R. (2004). Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23 (11–13), 1229–1271. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
- Van der Bilt, W. G. M., Bakke, J., Vasskog, K., D'Andrea, W. J., Bradley, R. S. and Ólafsdóttir, S. (2015). Reconstruction of glacier variability from lake sediments reveals dynamic Holocene climate in Svalbard. *Quaternary Science Reviews*, 126, 201–218. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.003>
- Velichko, A. A., Faustova, M. A., Pisareva, V. V. and Karpukhina, N. V. (2017). History of the Scandinavian ice sheet and surrounding landscapes during Valday ice age and the Holocene. *Led i Sneg*, 57 (3), 391–415. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-391-416> (In Russian)
- Vigdorichik, M. E., Zarrina, E. P., Krasnov, I. I. and Auslender, V. G. (1974). Late Pleistocene. North-West and Center of the European part of the USSR. In: Zubakov, V. A. (ed.), *Geokhronologiia SSSR*, vol. III. Leningrad: Nedra Publ., 55–75. (In Russian)
- Vorob'ev, G. A. and Bolotova, N. L. (2007). Lakes of Vologda region. In: G. A. Vorob'ev, ed., *Priroda Vologodskoi oblasti*. Vologda: Izdatel'skii Dom Vologzhanin Publ., 122–128. (In Russian)
- 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. and Weiss, H. (2012). 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*, 27 (7), 649–659. <https://doi.org/10.1002/jqs.2565>
- 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. and Weiss, H. (2019). Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: A summary. *Journal Geological Society of India*, 93 (2), 135–141. <https://doi.org/10.1007/s12594-019-1141-9>
- 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. and Schwander, J. (2008). 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*, 31, 264–267. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2008/v31i2/016>
- Wanner, H., Mercolli, L., Grosjean, M. and Ritz, S.P. (2015). Holocene climate variability and change: a data-based review. *Journal of the Geological Society*, 172 (2), 254–263. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-101>
- Wennrich, V., Minyuk, P.S., Borkhodoev, V., Francke, A., Ritter B., Nowaczyk, N.R., Sauerbrey, M.A., Brigham-Grette, J. and Melles, M. (2014). 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*, 10 (4), 1381–1399. <https://doi.org/10.5194/cp-10-1381-2014>
- Yu, Z. and Eicher, U. (1998). Abrupt climate oscillations during the last deglaciation in central North America. *Science Reports*, 282 (5397), 2235–2238. <https://doi.org/10.1126/science.282.5397.2235>
- Zarrina, E.P., Spiridonova, E.A., Arslanov, Kh. A., Kolesnikova, T.D. and Simonova, G.F. (1973). New section of the Middle Valday deposits near Shenskoe village (Mologo-Sheksninsaya depression). In: V.A.Zubakov, ed., *Khronologiya pleistotsena i klimaticheskaya stratigrafiya*, Leningrad: Geograficheskoe obshchestvo SSSR Publ., 160–167.

Received: August 12, 2021

Accepted: April 18, 2022

Contact information:

Dmitriy O. Sadokov — dmitriisadokov@gmail.com

Tatyana V. Sapelko — tsapelko@mail.ru

Nikita Yu. Bobrov — n.bobrov@spbu.ru

Martin Melles — mmelles@uni-koeln.de

Grigoriy B. Fedorov — g.fedorov@spbu.ru