

Литологические особенности донных отложений озера Банное (Южный Урал) как индикатор изменений природной среды и климата голоцена

А. Р. Юсупова¹, Н. Г. Нурғалиева¹, Д. М. Кузина¹, А. М. Рогов^{1,2}, Г. Р. Нигаматзянова¹

¹Казанский федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 4/5, e-mail: yusupovaanast095@gmail.com

²Казанский федеральный университет, Междисциплинарный центр Аналитическая микроскопия, 420021, г. Казань, ул. Парижской Коммуны, 9

Поступила в редакцию 29.09.2022 г., принята к печати 22.08.2023 г.

Объект исследования. Донные отложения оз. Банное, расположенного на территории Южного Урала. **Цель.** Установление литологических особенностей донных отложений оз. Банное как индикатора условий осадконакопления в голоцене. **Материалы и методы.** Опробование керн донных осадочных отложений проводилось методом радиоуглеродного датирования, гранулометрического анализа, рентгеновского дифракционного анализа, электронной микроскопии, рентгенофлуоресцентного и изотопного анализа, коэрцитивной спектрометрии. Также проведен спорово-пыльцевой анализ. **Результаты.** Согласно радиоуглеродному датированию, начало седиментации в оз. Банное началась не позднее ≈ 13 тыс. лет назад. Комплексирование данных различных лабораторных исследований позволило выделить четыре литологические зоны и соответствующие им этапы истории осадконакопления. Наиболее информативными литологическими показателями индикации условий осадконакопления в оз. Банное являются размер зерен, аллотигенная компонента, карбонатные минералы, характеристики органического вещества и изотопный состав углерода и кислорода. Вариации размера зерен, соотношения аллотигенной и карбонатной составляющих отражают изменения аккомодации водоема и поставки кластического материала, связанные с изменением влажности климата. Характеристики органического вещества (ТОС, $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, отношение C/N) информативны для индикации чувствительных к климату изменений биопродуктивности бассейна осадконакопления и оценки изменения в осадочной системе соотношения экзогенной и эндогенной органики. Изотопный состав углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$) в карбонатной составляющей донных отложений, благодаря чувствительности к изменению биомассы, колебаниям температуры и притоку свежих вод в озеро, выступает информативным индикатором литологической зональности и климатических событий голоцена. Впервые для этого региона выявлено значение парамагнитной компоненты $k_{\text{раг}}$ как показателя интенсивности поступления аллотигенного материала в озерный бассейн осадконакопления. **Выводы.** Изменчивость гранулометрического, минерального и химического состава, а также магнитных свойств донных отложений оз. Банное отражает историю условий озерного осадконакопления на Южном Урале, связанную с климатической стадийностью голоцена.

Ключевые слова: озерные отложения, гранулометрический состав, минеральный состав, геохимия, магнитные свойства, голоцен, палеоклимат

Источник финансирования

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания проект № FZSM-2023-0023 в сфере научной деятельности, гранулометрический анализ осуществлен при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90058

Lithological features of Lake Bannoe sediments (Southern Urals) as an indicator of environmental and climate changes in the Holocene

Anastasiia R. Yusupova¹, Nuriia G. Nurgalieva¹, Dilyara M. Kuzina¹, Alexey M. Rogov^{1,2}, Gulnara R. Nigamatzyanova¹

Для цитирования: Юсупова А.Р., Нурғалиева Н.Г., Кузина Д.М., Рогов А.М., Нигаматзянова Г.Р. (2024) Литологические особенности донных отложений озера Банное (Южный Урал) как индикатор изменений природной среды и климата голоцена. *Литосфера*, 24(1), 173–194. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-173-194>

For citation: Yusupova A.R., Nurgalieva N.G., Kuzina D.M., Rogov A.M., Nigamatzyanova G.R. (2024) Lithological features of Lake Bannoe sediments (Southern Urals) as an indicator of environmental and climate changes in the Holocene. *Lithosphere (Russia)*, 24(1), 173–194. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-173-194>

¹Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, 4/5 Kremlevskaya st., Kazan 420008, Russia, e-mail: yusupovaanast095@gmail.com

²Kazan Federal University, Interdisciplinary Center of Analytical Microscopy, 9 Parizhskaya Kommuna st., Kazan 420021, Russia

Received 29.09.2022, accepted 22.08.2023

Research subject. Bottom sediments of Lake Bannoe (Southern Urals). **Aim.** Identification of lithologic features of Lake Bannoe sediments, which could reflect sedimentation conditions in the Holocene. **Materials and methods.** The detailed complex analysis included radiocarbon dating, grain-size analysis, X-ray diffraction analysis, electron microscopy, X-ray fluorescence and isotope analysis, coercive spectrometry and pollen analysis. **Results.** Radiocarbon dating showed that sedimentation in Lake Bannoe began no later than ~13 thousand years ago. Combination of data from various laboratory studies unraveled four lithological zones and the corresponding stages in the sedimentation history. The grain size, allothigenic particles, carbonate minerals, organic matter and isotopic composition of carbon and oxygen are the most informative indicators. Grain size variations and the ratio between allothigenic and carbonate components reflect changes in the Lake's depth and clastic material supply, which, in turn, is associated with humidity. Organic matter parameters (TOC, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, C/N ratio) can be considered as indicators of climate-sensitive changes in bioproductivity of the sedimentation basin. They also reflect the ratio of exogenous and endogenous organic matter in the sedimentary environment. The isotopic composition of carbon and oxygen ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) in sedimentary carbonates is an informative indicator of lithological zones and climatic events of the Holocene due to its sensitivity to changes in biomass, temperature fluctuations, and fresh water inflow. The paramagnetic component k_{para} was used as an indicator of the allothigenic material input into the lake basin for the first time in this region. **Conclusions.** The granulometric, mineral, and chemical composition, as well as the magnetic properties of Lake Bannoe sediments reflect the history of Lake sedimentation in the Southern Urals, which agrees mainly with the climate stages of the Holocene.

Keywords: lacustrine sediments, grain size, mineral composition, geochemistry, magnetic properties, Holocene, paleoclimate

Funding information

This work was funded by the subsidy allocated to Kazan Federal University for the state assignment project No. FZSM-2023-0023 in the sphere of scientific activities. Grain size analysis was funded, by the Russian Foundation for Basic Research, project No. 20-35-90058

ВВЕДЕНИЕ

К настоящему времени известны исследования керновых колонок донных отложений малых озер (рис. 1) на территории Южного и Среднего Урала, например работы (Масленникова и др., 2014; Maslennikova et al., 2016), в которых широко используются геохимические методы (распределение главных и редких элементов, стабильных изотопов углерода и кислорода), минералогический, диатомовый и палинологический анализ.

Полнота и детальность реконструкций условий формирования отложений определяются числом объектов и получением большего числа записей разных литологических данных. Это актуально для территории Южного Урала, где изучены единичные озера (см. рис. 1).

Одним из представительных озер Южного Урала, в которых установлено наличие достаточ-

но мощных донных осадков (до 8 м) (Krylov et al., 2020), является оз. Банное (53°35'48.13" с. ш.; 58°37'47.28" в. д.) (см. рис. 1), расположенное в срединной части Башкирского Зауралья.

Озеро было в основном объектом гидрологических, гидрохимических и гидробиологических исследований (Биккинин, 1999; Абдрахманов, Попов, 2010; Махмутова, Альдермузина, 2016). Подробное изучение гранулометрии осадков, минерального и химического состава, а также магнитных свойств керновых колонок длиной более 5 м осадков оз. Банное еще не проводилось.

Известно, что литологические особенности (гранулометрический, минеральный и химический состав) осадочных образований отражают изменения условий осадконакопления, а для озерных осадков – прежде всего изменения климата, батиметрии, поставки аллотигенного материала, активности биоты (Обстановки..., 1990; Wetzel, 2001a, b),

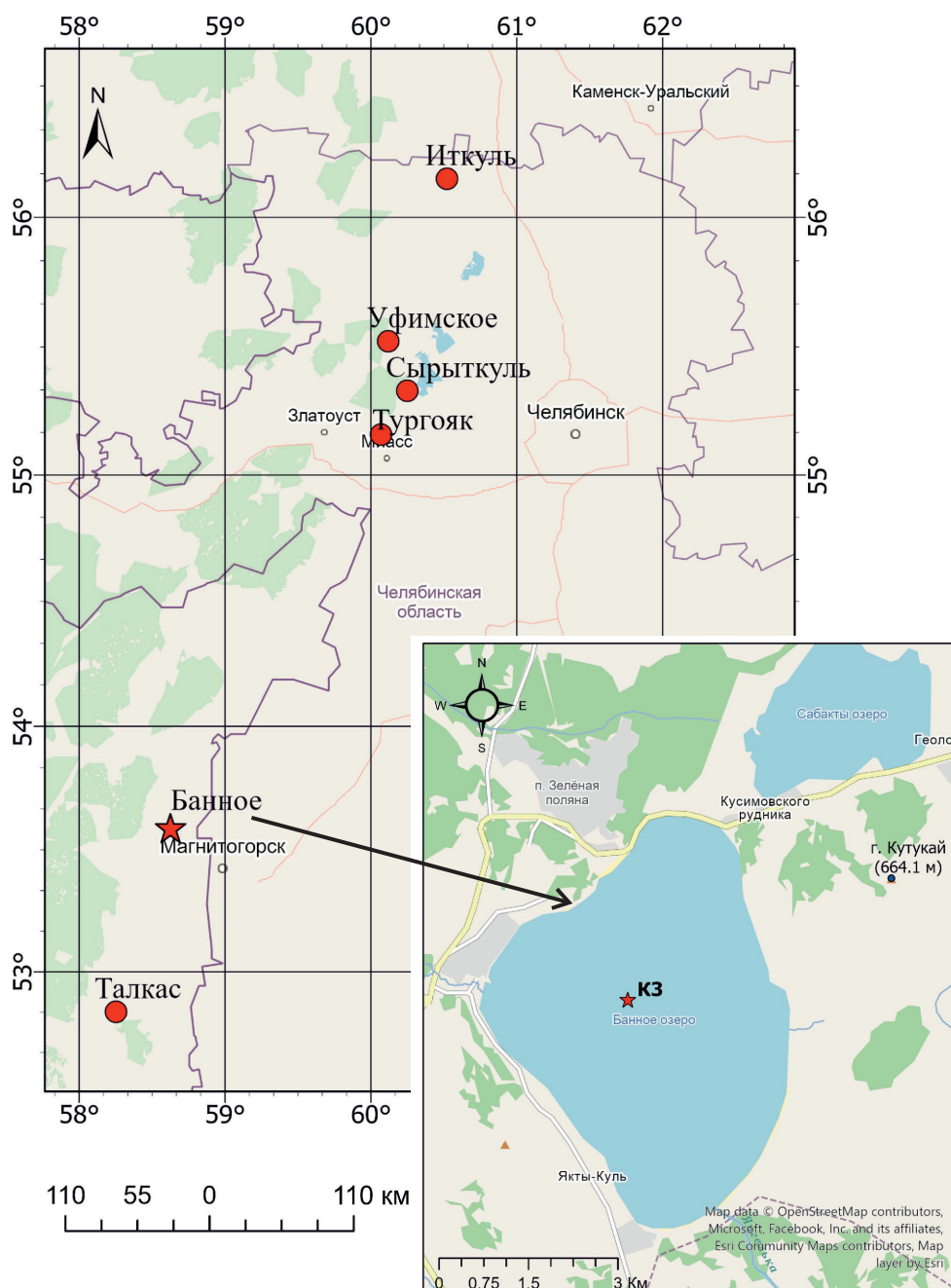


Рис. 1. Расположение изученных озер Южного и Среднего Урала, оз. Банное и керновой колонки К3.

Fig. 1. Location of the studied lakes of the Southern and Middle Urals, of Lake Bannoe and the core column K3.

которые в дальнейшем соотносятся с региональными и глобальными стратиграфическими схемами (Tzedakis et al., 1997, 2006; Субетто, 2009; и др.). Расчленение и корреляция колонок донных отложений озер базируются на радиоуглеродном датировании и сопоставлении форм кривых вариаций информативных данных (Tzedakis et al., 1997; и др.)

с учетом локальных особенностей и разрешающей способности тех или иных показателей (Watts et al., 1995; и др.).

Гранулометрический состав широко используется для фиксации изменений в аккомодации (батиметрии) водоема (Карогодин, 1980; Обстановки..., 1990).

Батиметрические показатели, гидрологический и гидрохимический режим озерных систем сильно зависят от климатических условий (Обстановки..., 1990; Wetzel, 2001a, b).

Особенности минерального состава осадочных образований традиционно используются для реконструкции климатических изменений (Логвиненко..., 1984). Одной из информативных компонент выступает карбонатная составляющая озерных осадков, чувствительная к изменению аридности климата. Осаждение карбонатов кальцит-доломитового ряда определяется рядом факторов: общей карбонатной щелочностью, соленостью, температурой и органической продуктивностью водоема (Deelman, 2011; и др.). Теплый и влажный климат способствует формированию низкомагнезиальных и промежуточных кальцитов, а его аридизация сопровождается осаждением высокомагнезиальных кальцитов и доломитов (Солотчина и др., 2019).

Важную информацию об условиях седиментогенеза в озерных бассейнах несут геохимические данные (Bovle, 2002). Состав горных пород источников сноса, степень их химического и физического выветривания, способы транспортировки материала в бассейн осадконакопления, седиментационные и диагенетические процессы влияют на химические характеристики показателей озерных отложений (Юдович, Кетрис, 2011; и др.). Геохимические показатели озерных отложений используются как климатические и экологические (Minyuk et al., 2014; Масленникова и др., 2014; Rapuc et al., 2019; Юсупова, Нурғалиева, 2021; и др.). Содержания главных и второстепенных элементов, их соотношения известны как информативные показатели условий осадкообразования (Юдович, Кетрис, 2011; Minyuk et al., 2014; Масленникова и др., 2014; и др.).

Для обработки больших массивов геохимических данных одним из самых удобных инструментов является факторный анализ (Бахтин и др., 2007; и др.). Данный анализ позволяет выявлять взаимосвязи различных признаков изучаемых геологических объектов и главные действующие факторы их формирования.

Анализ содержаний общего органического углерода (TOC), азота (TN), серы (TS), отношений стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$) и углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$) позволяет выявить изменения палеогеографических условий в относительно короткие геологические интервалы времени (Zhang et al., 2014). Увеличение концентраций азота и органического вещества указывает на увеличение биопродуктивности водоема и прилегающих водораздельных пространств, стимулированное потеплением и увлажнением климата (Woszczyk et al., 2011; Zhong et al., 2010).

Отношение C/N (TOC/TN) рассматривается как эффективный индикатор происхождения органического вещества в отложениях (Meyers,

2003; Routh et al., 2007). Эндогенная органика, богатая белками и бедная целлюлозой, характеризуется значениями C/N = 4–10. Экзогенная органика, бедная белками и богатая целлюлозой (остатками клеточных оболочек высших (наземных) растений), характеризуется значениями C/N > 20 (Krishnamurthy et al., 1986). В работе (Lamb et al., 2004) сделано предположение, что большой вклад наземных растений в органику всегда приводит к соотношению C/N = 16–20 в озерных отложениях.

Изотопный показатель углерода в органическом веществе ($\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$) информативен для оценки палеобатиметрии озера и роли растительности с разными путями фотосинтеза (Avavena, 1992; Meyers, 1994; Turney, 1999). В работах (Avavena, 1992; Meyers, 1994) водные организмы, обитающие в озере, характеризуются различными значениями $\delta^{13}\text{C}$, варьирующимися от –20 до –12, от –30 до –24 и от –32 до –26‰ для подводных, надводных растений и фитопланктона соответственно.

Соотношения содержаний $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в карбонатной составляющей донных отложений отражают соотношение факторов аридизации и биопродуктивности водоема (Масленникова и др., 2014; Zhong et al., 2010). Преимущественно отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ свидетельствуют о том, что растворенный неорганический углерод, из которого происходило осаждение карбонатов, был сформирован из источников легкого углерода (менее стоячие воды в водоеме или влажный климат, а также хорошо покрытые растительностью водосборные бассейны благоприятствуют отрицательным значениям $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$). Увеличение значений этого показателя указывает на обогащение тяжелым изотопом ^{13}C вод озера, что происходит, по видимому, в результате поглощения ^{12}C при фотосинтезе за счет первичной органической продуктивности озера в условиях увеличения испарения и сокращения притока свежих вод, отражающихся также в утяжелении изотопного состава кислорода (McKenzie, 1985; Talbot, 1990). Увеличение испарения или отсутствия притока в водоем пресных вод, обогащенных легким изотопом кислорода, приводит к увеличению значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ и наоборот (Talbot, 1990).

Особое место занимают измерения магнитных свойств осадочных отложений. Магнитные параметры (магнитная восприимчивость, параметры коэрцитивных спектров), аллотигенные и биогенные магнитные минералы в комплексе с разнообразными данными (гранулометрическими, геохимическими, палинологическими, микроскопическими) отражают изменения климата, вариации твердого стока и уровня водоемов и другие геологические и экологические изменения (Evans, Heller, 2003; Egli, 2004a, b; Косарева и др., 2020; и др.).

В целом в озерных отложениях отражается изменение условий осадконакопления, откликаю-

щиеся на глобальные и на региональные события (Масленникова и др., 2014), комплексное изучение озерных отложений позволяет получать наиболее полные реконструкции условий озерного осадконакопления.

Целью настоящей работы является изучение литологических особенностей (гранулометрического, минерального и химического состава, а также магнитных свойств) донных отложений оз. Банное как индикатора условий озерного осадконакопления в голоцене.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для хронологической оценки и подробного изучения гранулометрического состава, геохимических особенностей, минерального состава и палеобиологических характеристик изучена керновая колонка ЗК длиной 508 см, отобранная в центральной части оз. Банное в августе 2019 г. с глубины ≈ 14 м (Krylov et al., 2020). Отбор образцов для различных методов исследований проводился пробоотборником, подробно описанным в работе (Борисов, 2004), с учетом сейсмоакустических данных (выбран участок ненарушенной слоевой ассоциации), литологической неоднородности (по первичному описанию керна в полевых условиях и экспрессному измерению магнитной восприимчивости) и данных радиометрического датирования; шаг отбора образцов варьировался от 2 см (коэрцитивная спектрометрия) до 10–30 см (рентгенофлуоресцентный анализ и ИСП-МС, масс-спектрометрия, рентгенодифрактометрия, гранулометрия, электронная микроскопия), что соответствует частотам измерений в других аналогичных исследованиях длинных колонок из донных отложений озер (Масленникова и др., 2014; Rapis et al., 2019). Также проведен спорово-пыльцевой анализ по четырем образцам в верхней и нижней частях колонки. Все виды исследований (кроме радиометрического датирования) осуществлены в ИГиНГТ КФУ.

Определение возраста: радиометрическое датирование. Радиоуглеродный метод датирования органических материалов путем измерения содержания радиоактивного изотопа углерода ^{14}C широко применяется при изучении природных объектов. Для датирования отобрано девять образцов оз. Банное. Подготовленные пробы были направлены в Тайвань на факультет наук о Земле Национального университета Тайваня (NTUAMS Lab) для проведения измерений на ускорительном масс-спектрометре 1.0 MV HVE.

Для калибровки возраста образцов использовался программный продукт OxCal v4.2.4 Bronk Ramsey (2013) и калибровочная кривая IntCal 13. Это позволило определить временные интервалы с наибольшей вероятностью. Применена вероятностная техника калибровки, при этом распреде-

ление Гаусса конвенционального радиоуглеродного возраста у калибровочной кривой трансформировалось в распределение вероятностей калибровочного возраста.

Гранулометрический анализ проводился методом лазерной гранулометрии с использованием анализатора размера частиц Bluewave (Microtrac, США), совмещенного с системой загрузки и циркуляции пробы с интегрированным ультразвуковым диспергатором. Предварительно образцы были обработаны 10%-й HCl и 30%-й H_2O_2 для удаления карбонатов и органического вещества (Проботбор..., 2007). Для определения литологических разностей использована классификация нелитифицированных осадков по (Логвиненко, 1984). При обработке данных гранулометрического состава строились графики распределения содержаний фракций (гистограммы и кумулятивные кривые) и использовался медианный размер зерен (Md), рассчитываемый квантильным методом, тесно связанный с коэффициентом сортировки и отражающий гидродинамический уровень осадкообразования и аккомодацию (Шванов, 1969; Карогадин, 1980).

Спорово-пыльцевой анализ. Пробоподготовка образцов для палинологического анализа осуществлялась согласно методу Фаегри–Иверсена (Faegri, Ivesen, 1950), который включает в себя применение HCl для удаления карбонатов, гидроксида калия – для растворения гумусовых кислот и плавиковой кислоты – для удаления кремнистых частиц. Ацетализ образцов не проводился. Микроскопирование и подсчет пыльцы и спор в каждом образце осуществлялись под микроскопом AxioImager A2 (Carl Zeiss, Германия) с увеличением в 200–400 раз. Таксономическая принадлежность пыльцы и спор идентифицировалась по определителям и атласам (Куприянова, Алешина, 1972, 1978; Reille 1995). Подсчет пыльцы и спор проводился до статистически значимого количества – не менее 300 зерен.

Электронная микроскопия проведена на базе Междисциплинарного центра “Аналитическая микроскопия” КФУ. В целях изучения морфологии и элементного состава минеральных частиц донных отложений оз. Банное использовался автоэмиссионный сканирующий электронный микроскоп Merlin компании Carl Zeiss (Германия), оснащенный детектором элементного анализа Aztec X-MAX. Разрешение 127 эВ.

Рентгеновский дифракционный анализ (XRD) использовался для определения минерального состава осадочных отложений. Анализ проведен при помощи рентгеновского дифрактометра D2 PHASER. В ходе исследований получены дифрактограммы исследуемых образцов. Определены кристаллические фазы (силикаты, алюмосиликаты, водные силикаты, ферросиликаты, ок-

сиды, сульфиды, сульфаты, карбонаты) и их процентное содержание. Минеральный состав представлен аллотигенной (привнесенной) и аутигенной (биохемой) составляющими осадочных образований.

Рентгенофлуоресцентный анализ и ИСП-МС проведены в лаборатории изотопного и элементного анализа, КФУ. Для определения элементного состава озерных отложений применен рентгенофлуоресцентный анализ (РФА). Измерения проводились при помощи рентгенофлуоресцентного спектрометра Bruker S8 Tiger.

Исследования элементного состава образцов методом ИСП-МС осуществлены на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc (ThermoFisher Scientific, Германия). Навеска образца массой 100 мг взвешивалась в тefлоновом автоклаве на аналитических весах с точностью 0.1 мг. В автоклав добавлялись 2 мл 38%-й HCl, ОСЧ, 1 мл 38%-й HF, ОСЧ и 1 мл 68%-й HNO₃, ОСЧ. Перед использованием кислоты проходили дополнительную очистку. Для учета фона была подготовлена смесь кислот без образца. Герметично закрытые тefлоновые автоклавы помещались в печь микроволнового разложения Mars 6 (SEM Corporation, США), в которой образцы разогревались до 210°C в течение 30 мин и выдерживались при этой температуре 30 мин. После этого добавлялось 10 мл 4.5%-го раствора борной кислоты для образования комплексов и перевода в раствор фторидов редкоземельных элементов, которые являются нерастворимыми в воде. Автоклавы нагревались до 170°C в течение 30 мин и выдерживались при этой температуре 30 мин. После охлаждения автоклавов полученный раствор количественно переносился в пробирку и доводился до 50 мл деионизированной водой. Отбиралась аликвота 500 мкл полученного раствора и разбавлялась деионизированной водой до 10 мл с добавлением внутреннего стандарта и HCl с конечным содержанием всех кислот в растворе, равным 2%. Полученный раствор анализировался на масс-спектрометре, предварительно откалиброванном с помощью мультиэлементных стандартов. Полученные значения концентраций пересчитывались на исходную концентрацию с учетом пустого образца, навески и разбавления раствора. Предел обнаружения не превышал 4 г/т. Ошибка определения ≈10%.

Для выяснения факторов валового химического состава использован факторный анализ методом главных компонент способом “Варимакс нормализованный” в Пакете программ STATISTICA. Факторный анализ проведен для разрешенных переменных, имеющих статистически достоверный объем выборки и подчиняющихся нормальному и логнормальному распределению со значимыми нагрузками не менее 0.7.

Анализ органического вещества, азота, серы и стабильных изотопов углерода и кислорода. Содержания TOC, TN, TS, а также $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ определялись с помощью изотопного масс-спектрометра Delta V Plus (ThermoFisher Scientific, Германия) с приставкой Flash HT в режиме постоянного потока. Отношения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в карбонатной составляющей донных отложений измерялись с помощью приставки GasBench II в режиме постоянного потока.

Козрцитивная спектрометрия. Измерения проводились на козрцитивном спектрометре J meter (Iassonov et al., 1998; Нурғалиев, Ясонов, 2009). Для образцов в автоматическом режиме измерялись кривые нормального остаточного намагничивания при непрерывном росте внешнего магнитного поля до 1.5 Тл. Получены полные петли гистерезиса одновременно по остаточной и индуктивной намагниченностям. По кривым нормального намагничивания определен вклад в магнитную составляющую осадка различных компонент озерных отложений: ферромагнитной (k_{ferro}), диа-/парамагнитной (k_{para}) и суперпарамагнитной (k_{super}) согласно методике, описанной в работе (Kosareva et al., 2015).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Определение возраста: радиометрическое датирование. По данным радиоуглеродного датирования, возраст изучаемых отложений ≈12.5 тыс. лет. Полученные радиоуглеродные даты приводятся в количестве лет до наших дней с указанием возможной статистической ошибки. За момент отсчета принят 1950 г. Полученные результаты представлены в табл. 1. Средняя скорость осадконакопления составила ≈0.49 мм/год.

Гранулометрический анализ. Отложения нижней части колонки сложены голубовато-серым суглинком (общая мощность 42 см) и сменяются вверх по разрезу темно-зеленым суглинком алевритовым с прослойками супеси алевритовой (общая мощность 466 см).

По разрезу устанавливается преобладание алевритовой фракции, содержание которой изменяется от 56.39 до 78.12 об. % (Приложение 1¹). Содержание пелитовой фракции изменяется от 9.54 до 26.27 об. %, а псаммитовой (песчаной) фракции – от 2.76 до 26.71 об. %. На рис. 2 показано распределение зерен (гистограмма и кумулятивная кривая) в суглинке легком алевритовом (236 см, ≈5655 к.л.н.) – преобладающей литологической разности разреза, а также в супеси алевритовой (466 см, ≈9950 к.л.н.) и суглинке тяжелом алевритовом (508 см, ≈12 700 к.л.н.). Md изменяется в пределах 0.014–0.019 мм со средним 0.016 мм.

¹ Приложения 1–7 размещены на сайте <https://geo.kpfu.ru/nauka/izuchenie-ozer/#1697446328800-8d9df16b-5009>.

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования озерного осадка

Table 1. The results of radiocarbon dating of lake sediment

Лабораторный номер образца	Номер образца	Глубина, см	AMS ^{14}C возраст (^{14}C л.н.)	Калиброванный возраст, к.л.н.
NTUAMS-5846b-1	516	32	1694 ± 84	1580 ± 170
NTUAMS-5845-1	545	90	2762 ± 82	2910 ± 160
NTUAMS-5844-1	575	150	3874 ± 76	4270 ± 180
NTUAMS-5843b-1	608	214	4595 ± 85	5260 ± 225
NTUAMS-5842-1	651	302	5958 ± 84	6805 ± 200
NTUAMS-5841b	669	338	7091 ± 109	7880 ± 185
NTUAMS-5840b-1	703	406	8021 ± 93	8865 ± 265
NTUAMS-5839-1	732	464	8635 ± 100	9690 ± 235
NTUAMS-5838-1	753	506	10 627 ± 101	12 555 ± 175

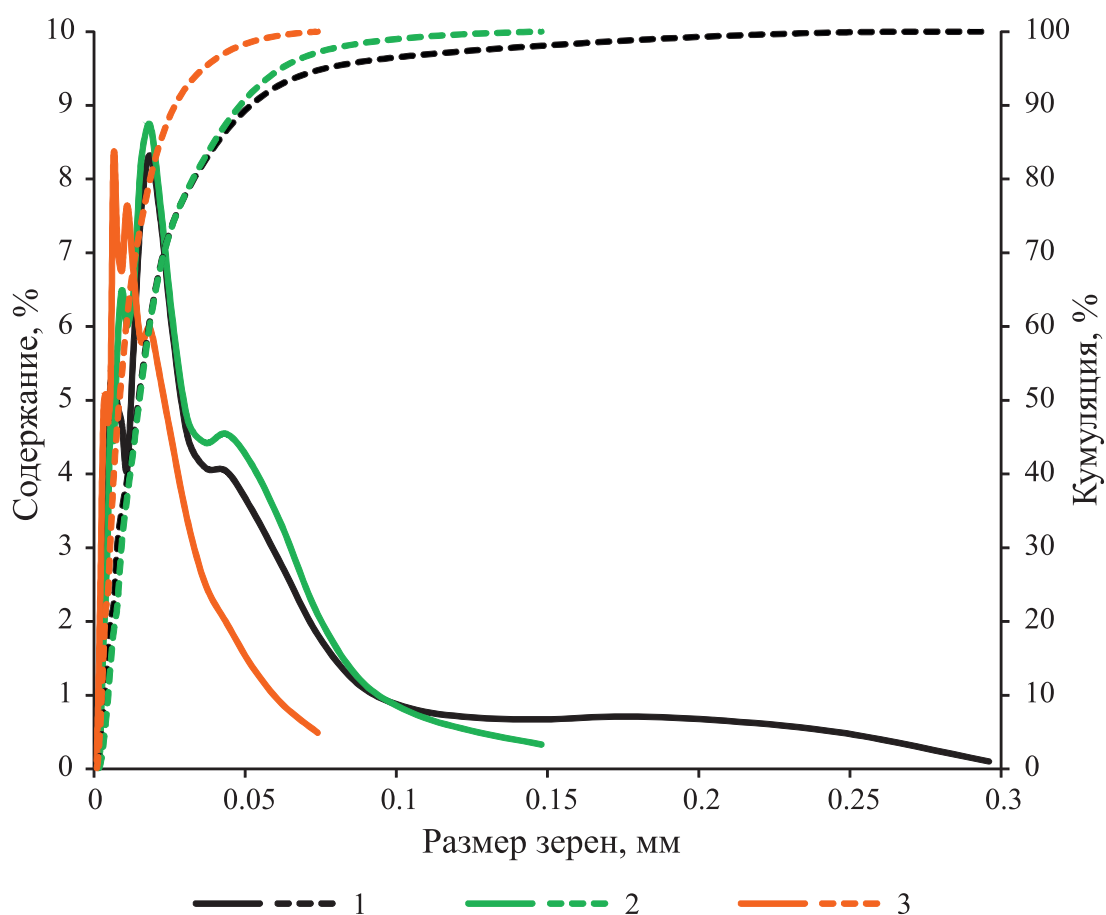


Рис. 2. Примеры графиков распределения содержания зерен по размеру частиц.

Сплошная линия – гистограмма, пунктирная линия – кумулятивный график. 1 – обр. 618, глубина 236 см, ≈5655 к.л.н., суглинок легкий алевритовый; 2 – обр. 733, 466 см, ≈9950 к.л.н., супесь алевритовая; 3 – обр. 754, 508 см, ≈12 700 к.л.н., суглинок тяжелый алевритовый.

Fig. 2. The examples of the distribution of grain-size content by particle size.

Solid line – histogram, dashed line – cumulative graph. 1 – sample 618, depths 236 cm, ≈5655 BP, light clayey silt; 2 – sample 733, 466 cm, ≈9950 BP, sandy silt; 3 – sample 754, 508 cm, ≈12 700 BP, heavy clayey silt.

Спорово-пыльцевой анализ. В исследованных образцах с отметок 10 см (≈ 1075 к.л.н.), 20 см (≈ 1300 к.л.н.), 490 см ($\approx 11\,514$ к.л.н.), 500 см ($\approx 12\,160$ к.л.н.) идентифицировано 25 палиноморф, из них 22 пыльцевых палиноморфы (10 древесных, 12 травянистых) и 3 споровых палиноморфы (Приложение 2).

В нижней части колонки доминируют пыльцевые зерна трав (полынь, амарантовые), подчиненное значение имеет пыльца древесных пород. Фиксируется пыльца хвойника (эфедра), произрастающего в районах с сухим климатом. Малочисленны споры хвощовых.

В верхней части колонки доминирует пыльца древесных пород, пыльца травянистых растений занимает подчиненное положение, указывая на то, что во время седиментации верхних слоев отложений озера на исследуемой территории господствовали березовые леса, присутствовали хвойные породы (сосна), ольхово-ивовые кустарнички в низменностях. В меньшей степени было развито разнотравье. Наличие спор хвощовых указывает на умеренную влажность почв.

Минеральный состав. По XRD, минеральный состав характеризуется существенным преобладанием (67–89% минерального состава) аллотигенных минералов (кварц обломочный, микроклин, альбит, слюда, хлорит, смешаннослойные глинистые минералы, тальк). Аутигенные минералы включают в себя биогенный кремнезем, пирит, карбонаты и гипс.

Содержание биогенного кремнезема оценивалось по кристобалиту и тридимиту, участвующим в составе рентгеноаморфной компоненты биогенного происхождения, включающей в себя материал от разнообразных панцирей диатомей и стоматоцист (Страхов, 1966; Солотчин, 2023). Суммарное содержание кристобалита и тридимита изменяется в пределах 2.20–10.43 мас. %. На электронно-микроскопических снимках биогенный кремнезем представлен в составе разнообразных панцирей диатомей, а также стоматоцист, имеющих сферическую форму в основном с гладкой поверхностью размером 5–10 мкм с достаточно хорошей сохранностью (рис. 3), что свидетельствует в пользу их формирования, так же как и диатомей, *in situ* (Леусова, 2020).

Содержание пирита изменяется в узком интервале значений 0.89–2.24 мас. % со средним 1.34 мас. %. Систематически пирит зафиксирован в интервале 508–186 см ($\approx 12\,600$ – 4800 к.л.н.), а выше по разрезу установлен также на отметках 146 см (≈ 4200 к.л.н.), 106 см (≈ 3270 к.л.н.) и 86 см (≈ 2800 к.л.н.). Аутигенный характер пирита устанавливается по его малым содержаниям и находкам фрамбоидального пирита в нижней части разреза (508–480 см, $\approx 12\,600$ – $10\,870$ к.л.н.) (рис. 4).

Содержание карбонатов характеризуется реверсивным по отношению к содержанию аллоти-

генных минералов, изменением по разрезу в пределах 1.4–32.3 мас. %. При этом присутствие карбонатных минералов, по данным рентгеновского дифракционного анализа, зафиксировано в интервалах разреза 506–226 см ($\approx 12\,500$ – 5470 к.л.н.) и 186–138 см ($\approx 14\,800$ – 4000 к.л.н.). Содержание кальцита в осадочных отложениях озера изменяется в диапазоне 1.76–27.28, доломита – от 0.65 до 7.28 мас. %. Арагонит встречается в нижней части разреза (интервал 506–466 см, $\approx 12\,500$ – 9950 к.л.н.), содержание его изменяется от 4.01 до 7.28 мас. %.

Минеральный состав карбонатной компоненты характеризуется доломит-арагонит-кальцитовой композицией в интервале разреза 506–466 см ($\approx 12\,500$ – 9950 к.л.н.) (рис. 5а). Выше по разрезу отмечается чередование доломит-кальцитовых, кальцитовых и доломитовых минеральных разновидностей (рис. 5б). В верхней части разреза на отметках 46 (≈ 1900 к.л.н.) и 26 см (≈ 1400 к.л.н.) зафиксировано присутствие гипса с содержаниями 4.1 и 3.7 мас. % соответственно (рис. 5в).

Химический состав осадков по данным РФА и ИСП-МС. Рентгенофлуоресцентный анализ проведен для 51 образца осадочных отложений оз. Банное. Данные по содержаниям главных и рассеянных элементов представлены в работе (Yusupova et al., 2020) и отображены в Приложении 3.

В ходе ИСП-МС измерены концентрации Li, Be, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Cs, Ba, P3Э, Hf, Ta, W, Ir, Tl, Pb, Bi, Th, U (Приложение 4). Большие концентрации выявлены для Y, Sc, Li, Rb, Zr, Cr, V, Sr, Ba, Mn, Ti (средние значения 13.68, 19.17, 23.07, 36.81, 59.49, 101.31, 128.83, 168.45, 214.76, 972.25, 2389.68 г/т соответственно). Меньшие содержания отмечаются для Ta, W, Hf, Be, U, Cs, Th, Nb: средние содержания 0.24, 0.66, 1.47, 1.22, 1.60, 2.61, 3.11, 4.84 г/т соответственно. Содержания P3Э изменяются в интервале 43.92–106.53 г/т, в том числе легких P3Э (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd) – в интервале 39.20–98.43 г/т, а тяжелых P3Э (Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) – в интервале 4.74–8.11 г/т.

Среди халькофильных элементов повышенными содержаниями отличаются Cu, Zn (со средними содержаниями 62.24, 114.54 г/т соответственно). Меньшие содержания зафиксированы для Bi, Tl, Cd, Sb, Sn, Se, Ge, Pb, As, Ga: средние значения составляют 0.08, 0.16, 0.27, 0.66, 1.00, 2.88, 4.35, 7.73, 7.90, 12.71 г/т соответственно.

Среди сидерофильных элементов больше всего Fe, содержание которого изменяется от 33870.99 до 53486.80 г/т. Меньшими содержаниями отличаются Mo, Co, Ni: средние значения составляют 2.43, 20.95, 44.98 г/т соответственно.

Факторный анализ разрешенных переменных геохимической выборки позволил установить три фактора со значимыми нагрузками не менее 0.7 (Приложение 5).

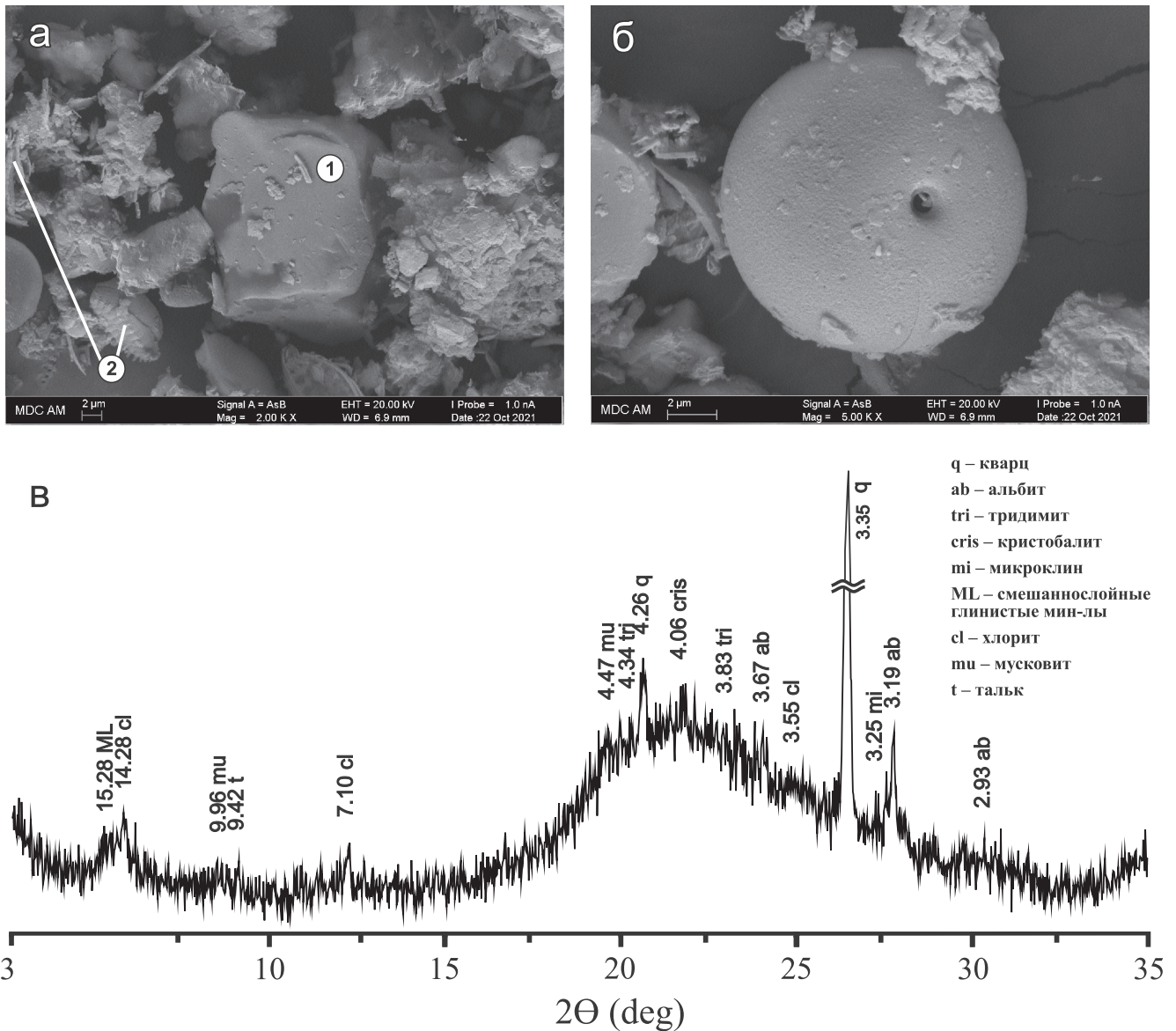


Рис. 3. Минеральный состав осадков оз. Банное на примере интервала 4–6 см.

а, б – электронно-микроскопические снимки: 1 – обломочный кварц (Si – 51.52, O – 31.63, Al – 0.43, Cu – 0.19 ат. %), 2 – панцири диатомей (целые створки и фрагменты); б – стоматоциста (Si – 4.16, O – 35.17 ат. %); в – дифракционный спектр минерального состава с выраженной рентгеноаморфной фазой.

Fig. 3. The mineral composition of Lake Bannoe sediments on the example of an interval of 4–6 cm.

а, б – electron microscopic images: 1 – detrital quartz (Si – 51.52, O – 31.63, Al – 0.43, Cu – 0.19 at. %), 2 – diatom shells (whole valves and fragments); б – stomatocyst (Si – 4.16, O – 35.17 at. %); в – diffraction spectrum of the mineral composition of sediments with a pronounced X-ray amorphous phase.

Самым значимым является фактор F1 (доля 0.59), далее с меньшими долями располагаются факторы F2 (0.08) и F3 (0.06).

Фактор F1 имеет биполярную структуру и коррелирует, с одной стороны, с увеличением содержаний элементов Mg, Al, K, Ti, V, Fe, Co, Rb, Zr, Th, REE, Li, Ge, Y, Nb, Sn, Sb, Cs, Ta, Tl, Bi, а с дру-

гой стороны, – с уменьшением содержаний ТОС, TN. Фактор F2 отражает увеличение содержаний Cu, Zn. Фактор F3 коррелирует с увеличением содержаний Mo, S.

Характеристики органического вещества и стабильные изотопы углерода и кислорода. Характеристики получены для 29 образцов, из кото-

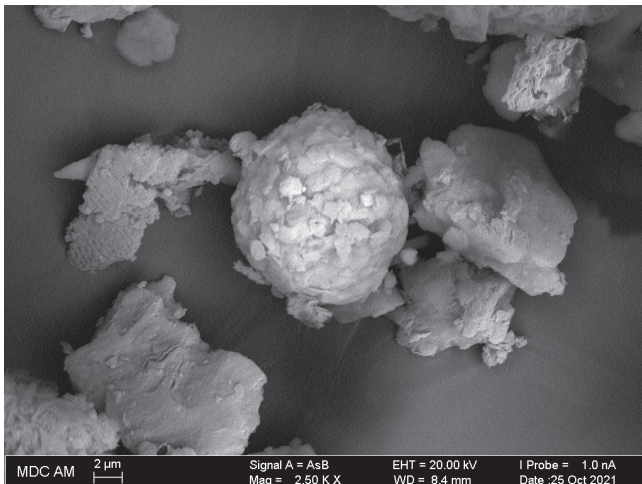


Рис. 4. Электронно-микроскопический снимок фрамбоидального пирита (отметка 480 см, $\approx 10\,870$ к.л.н.) с энергодисперсионным спектром (Si – 1.04, O – 16.79, S – 29.30, Fe – 13.47 ат. %).

Fig. 4. An electron microscopic image of framboidal pyrite (depth is 480 cm, $\approx 10\,870$ BP) with an energy dispersive spectrum (Si – 1.04, O – 16.79, S – 29.30, Fe – 13.47 at. %).

рых 24 образца относятся к голоцену. Показатели ТОС и TN увеличиваются снизу вверх по разрезу, достигая в кровле разреза значений, превышающих значения в подошве разреза на порядок (ТОС ≈ 16.41 мас. % и TN ≈ 2.24 мас. %; Приложение 6), значение коэффициента корреляции между параметрами составляет 0.91. Значения отношения C/N (ТОС/TN) изменяются от 5.98 до 17.79 со средним 8.86.

Вариации значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ отмечаются в интервале $-27.65\text{...}-24.22\text{‰}$ со средним -25.69‰ , при этом наибольшее содержание устанавливается на отметке 228 см (≈ 5500 к.л.н.), а наименьшее – на глубине 38 см (≈ 1700 к.л.н.). Содержание серы не превышает 1 мас. %, при этом наибольшие значения характерны для нижней части разреза на глубинах 338 (≈ 7900 к.л.н.) и 298 см (≈ 6770 к.л.н.) (0.79 и 0.68 мас. % соответственно). Значения показателей $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ уменьшаются вверх по разрезу. Наибольшее значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ зафиксировано на глубине 98 см (≈ 3100 к.л.н.), наименьшие значения устанавливаются на глубинах 178 и 328 см (≈ 4700 и ≈ 7640 к.л.н. соответственно). Для $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ наибольшее значение установлено на глубине 498 см ($\approx 12\,000$ к.л.н.), наименьшее – на глубине 308 см (≈ 7040 к.л.н.).

Коэрцитивная спектрометрия. По кривым нормального остаточного намагничивания также определен вклад в магнитную составляющую осадка различных компонент озерных отложений:

ферромагнитной (k_{ferro}), диа-/парамагнитной (k_{para}) и суперпарамагнитной (k_{super}), статистические показатели по которым представлены в Приложении 7. Проведен корреляционный анализ указанных магнитных показателей с факторами геохимического состава (см. Приложение 7). Установлена сильная корреляционная связь магнитного параметра k_{para} с фактором F1 (значение коэффициента корреляции 0.82). Для прочих показателей магнитных свойств связи с факторами химического состава незначимые (см. Приложение 7). Тесная прямая связь k_{para} и F1 указывает на информативность k_{para} как индикатора поставки аллотигенного материала в озерный бассейн, подтверждаемая аналогичные выводы по другим озерам (Kosareva et al., 2015; Косарева и др., 2020). Повышенные значения k_{para} (интервал k_{para} $(5.16\text{--}9.18)10^{-5}$ со средним 7.08×10^{-5}) характерны для нижних двух зон, а для верхних двух зон установлено уменьшение k_{para} в интервале значений $(4.56\text{--}9.03)10^{-5}$ со средним 5.93×10^{-5} в соответствии с характером изменения фактора F1 (см. рис. 9).

ОБСУЖДЕНИЕ

Общая характеристика осадочных отложений оз. Банное. По данным факторного анализа геохимических данных (см. Приложение 6), ведущим выступает фактор F1, коррелирующий с увеличением содержаний элементов терригенного сноса (см., например, (Бахтин и др., 2007; Складов, 2011), которое сопровождается уменьшением содержаний общего органического углерода и азота. В целом по F1 отмечается тренд уменьшения привноса терригенных элементов от первого к последующим этапам, что может указывать на возрастание роли пенеplenизации рельефа источников сноса и водосборных площадей и уменьшение гидродинамических уклонов водостоков (Государственная..., 1960). Известно, что парамагнитная компонента в основном обусловлена поступлением аллотигенного материала в бассейн осадконакопления (Kosareva et al., 2015; Косарева и др., 2020), источниками которых могут быть области сноса, относящиеся к озеру. Установленная высокая корреляционная связь между k_{para} и F1 позволяет использовать k_{para} в качестве показателя увеличения/уменьшения привноса аллотигенного вещества в бассейн седиментации, которая имеет тренд уменьшения значений вверх по разрезу (см. рис. 9).

Химический состав донных отложений оз. Банное сопоставлен с химическим составом озер Южного и Среднего Урала (см. рис. 1) в сравнении с глинистыми сланцами (Ронов и др., 1990) и результатами работы (Масленникова и др., 2014) (рис. 6). По сравнительным графикам содержаний литофильных (Na, Mg, Al, Si, P, K, Ti, Mn, Sr, Th, U), халькофильных (Cu, Zn, As, Cd, Sn, Sb) и сидеро-

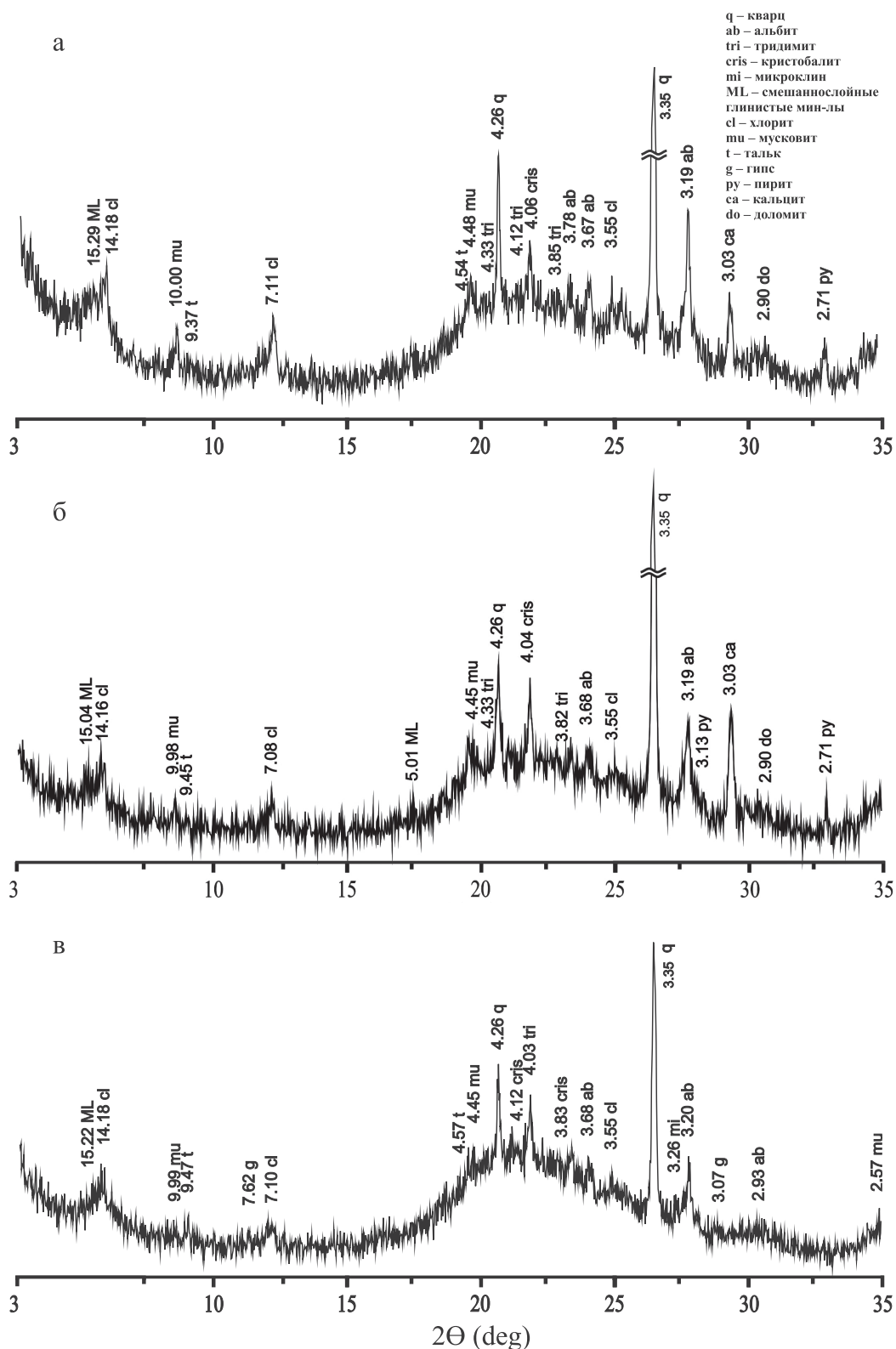


Рис. 5. Дифрактограммы донных отложений оз. Банное.

а – отметка 486 см, ≈11 250 к.л.н.; б – отметка 386 см, ≈8600 к.л.н.; в – отметка 26 см, ≈1400 к.л.н.

Fig. 5. Diffractograms of Lake Bannoe sediments.

а – depth is 486 cm, ≈11 250 BP; б – depth is 386 cm, ≈8600 BP; в – depth is 26 cm ≈1400 BP.

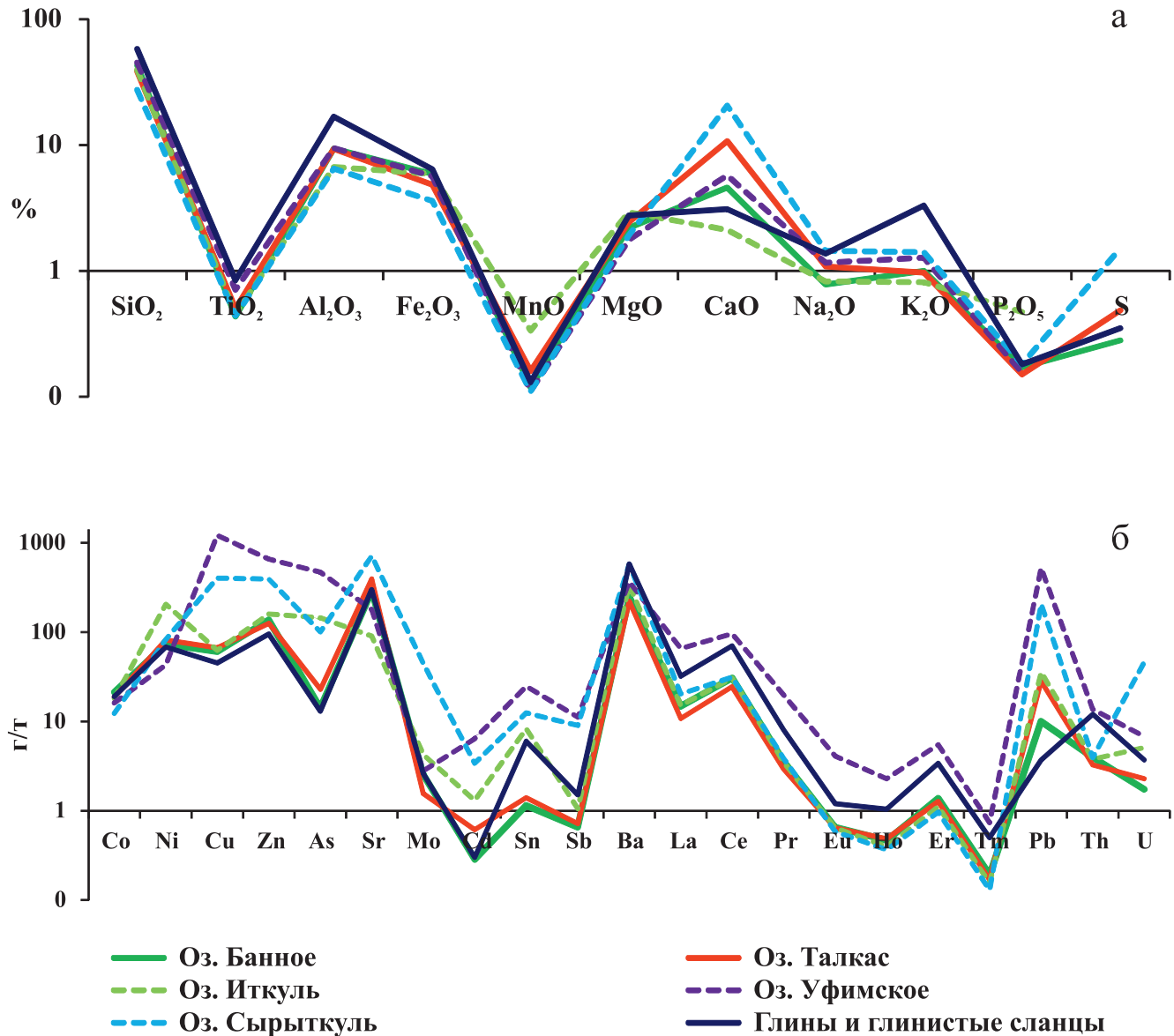


Рис. 6. Сравнение геохимических показателей оз. Банное с данными (Масленникова и др., 2014; Ронов и др., 1990) (а) и средний химический состав донных отложений озер Южного и Среднего Урала (Масленникова и др., 2014) (б).

Fig. 6. Comparison of geochemical parameters of Lake Bannoe with data from (Maslennikova et al., 2014; Ronov et al., 1990) (a) and average chemical composition of lake sediments of the Southern and Middle Ural Lake (Maslennikova et al., 2014) (б).

фильных элементов (Fe, Co, Ni, Mo) в донных отложениях озер Южного и Среднего Урала наиболее близкий химический состав донных отложений оз. Банное отмечается с донными отложениями оз. Талкас. Озера Банное и Талкас располагаются на путях транспортировки осадочного материала с источников сноса, расположенных в Магнитогорской мегазоне, в отличие от других озер, связанных с источниками сноса в Зилаиро-Лемвинской и

Тагильской мегазонах (Волченко и др., 2007; Маслов, Артюшкова, 2010; Кучева, Степанова, 2013).

Факторы F2 и F3 существенно менее значимы по сравнению с фактором F1 (см. Приложение 5) и обозначают вклад Cu, Zn, Mo и S, характерный для макрофитогенных и планктонных сапропелей, азотистого органического вещества (Мальцев, 2017). Кроме того, молибден может присутствовать в карбонатной фазе (Масленникова и др., 2014).

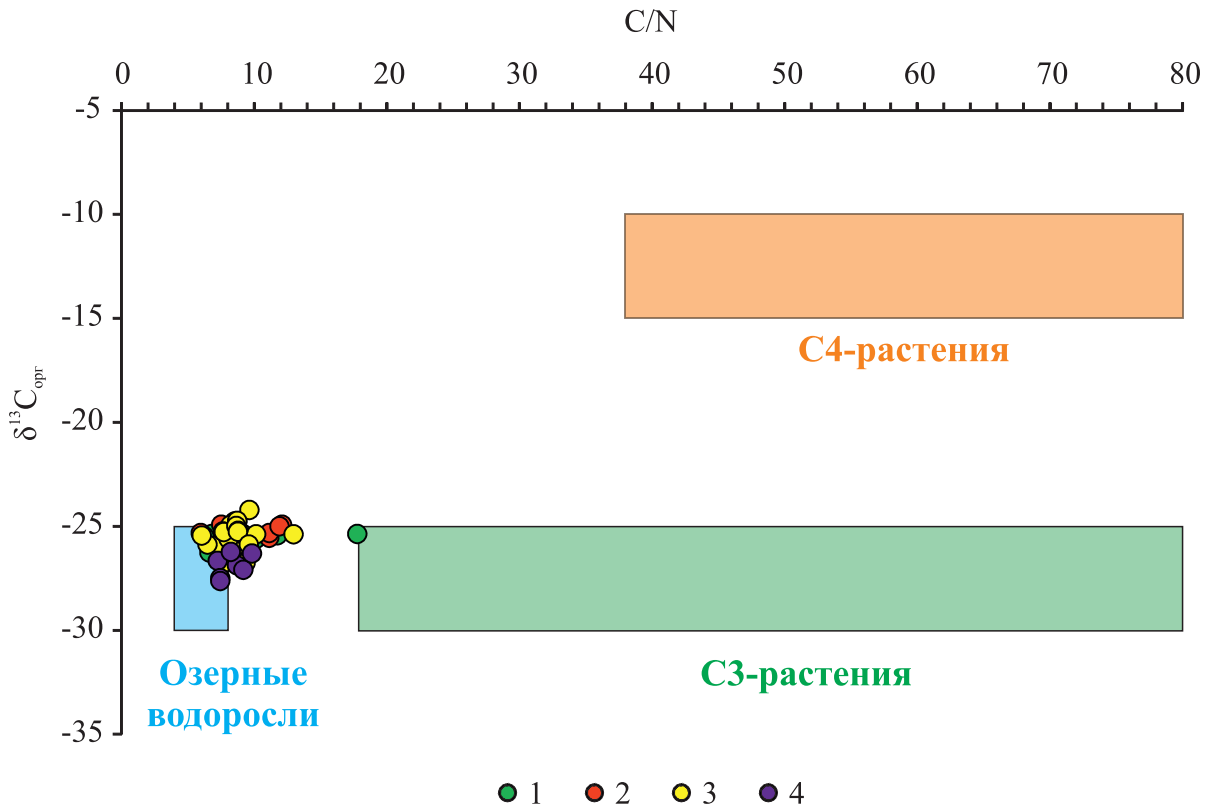


Рис. 7. Отношение C/N и $\delta^{13}C_{org}$ осадочных отложений оз. Банное.
Этапы: 1 – первый, 2 – второй, 3 – третий, 4 – четвертый.

Fig. 7. The ratio of C/N and $\delta^{13}C_{org}$ of sedimentary deposits of Lake Bannoe.
Stages: 1 – the first, 2 – the second, 3 – the third, 4 – the fourth.

Высока литологическая информативность показателей органического вещества, содержания серы, азота, изотопного отношения углерода в органическом веществе и изотопных отношений углерода и кислорода в карбонатном веществе.

Показатели TOC и TN увеличиваются снизу вверх по разрезу, достигая в кровле разреза значений, превышающих значения в подошве разреза на порядок (см. рис. 9, Приложение 6), что объясняется возрастающей активностью растительной биоты и накоплением органического вещества (Meyers, 1994; Lamb et al., 2004).

Кривая TS не симбатна кривой TOC (см. рис. 9). Этот факт, а также малые содержания пирита (не более 2.24 мас. %, среднее 1.34 мас. %) и высокие содержания TOC (до ≈ 16 мас. %) указывают на то, что большие количества органического вещества не контролируют накопление серы и образование пирита (Russell, Werne, 2009). В связи с этим повышенная доля серы и образование аутигенного фрамбоидального пирита в нижних зонах (см. рис. 4) объясняются процессами бактериальной

сульфатредукции и образованием H_2S , что согласуется с литературными данными (Юдович, Кетрис, 2011; Леонова и др., 2018).

Вариации значений $\delta^{13}C_{org}$ в интервале $-27.65 \dots -24.22\%$ со средним -25.69% в сочетании с данными по показателю C/N ≈ 9 (рис. 7, см. Приложение 6) позволяют удостовериться в смешанном происхождении органического вещества в изучаемых озерных отложениях (Meyers, 1994; Lamb et al., 2004).

Кривая $\delta^{13}C_{org}$ в нижней половине разреза характеризуется трендом увеличения значений, начиная с $\approx -26\%$ на отметке 508 см ($\approx 12\ 600$ к.л.н) и достигая максимума $\approx -24\%$ на отметке 228 см (рубеж AT-SB; ≈ 5500 к.л.н). Выше по разрезу наблюдается тренд уменьшения значений $\delta^{13}C_{org}$ до $\approx -28\%$ на отметке 38 см (≈ 1700 к.л.н).

Утяжеление изотопного состава органического углерода к рубежу AT-SB может быть объяснено как уменьшением концентрации CO_2 в атмосфере, так и понижением среднегодовой температуры воздуха (Turney, 1999) и/или сменой наземных рас-

тительных сообществ в обрамления озера (Lamb et al., 2004). Вероятно, на указанном рубеже могла произойти смена растительных сообществ со степного на лесостепной, что косвенно подтверждается доминированием пыльцы трав в нижней литологической зоне и доминированием пыльцы древесных растений в верхней литологической зоне (см. рис. 9, Приложение 2). Многие С4-растения (например, *Amaranthaceae*) представлены травами и кустарниками, а деревья – это С3-растения. Наземные С4-растения характеризуются значительно более тяжелым изотопным составом углерода по сравнению с наземными С3-растениями. Таким образом, в осадках оз. Банное можно предположить переход от С4-растений к С3-растениям на рубеже АТ–SB, соответствующий отметке указанного выше максимума $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$. Последующее уменьшение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ может отражать увеличение концентрации CO_2 в атмосфере и повышение среднегодовой температуры воздуха.

Интересно заметить, что величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ изменяется без ясной связи с величиной $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ ($R^2 = 0.26$ для слабой положительной связи по всей выборке). Подобное взаимоотношение $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ увязывается с биотическими факторами – таксономическими различиями величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ между разными биохимическими компонентами биоты, а также разной интенсивностью фотосинтеза.

Важным фактором, влияющим на величину фотосинтетического разделения изотопов, является различие в механизмах фотосинтеза (Юдович, Кетрис, 2011). При медленном фотосинтезе (медленный прирост биомассы) разделение изотопов происходит сильнее, а при бурном фотосинтезе величина изотопного разделения убывает. Поэтому величина $\Delta\delta^{13}\text{C} = (\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{орг}})$ при замедленном фотосинтезе увеличивается, а при быстром – убывает (Юдович, Кетрис, 2011). На рис. 9 видно, что относительно медленный прирост биомассы отмечается для первого и второго этапов (среднее значение $\Delta\delta^{13}\text{C} = 23.11\%$). На третьем этапе прирост ускоряется в начале и замедляется в середине SB ≈ 4700 к.л.н. (отметка 178 см, $\Delta\delta^{13}\text{C} = 27.34\%$), вновь ускоряясь в конце этапа на рубеже SB–SA ($\Delta\delta^{13}\text{C} = 7.67\%$) (см. рис. 9). И самый быстрый прирост биомассы характерен для четвертого этапа, характеризующегося наименьшим средним значением $\Delta\delta^{13}\text{C} = 13.05\%$ (см. рис. 9).

Анализ стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатном веществе показал, что $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ принимает только отрицательные значения, и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ – в основном тоже (рис. 8, 9). Кривые $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ симбатно изменяются вверх по разрезу (см. рис. 9), что подтверждается графиком прямой линейной зависимости этих показателей друг от друга (см. рис. 9), относящейся к области пресноводных озер (см. рис. 8) (Leng, Marshall, 2004). Коэффициент корреляции между $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$

составляет 0.81, что указывает на совместное проявление тренда увеличения биомассы в осадочной системе (по $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$) и тренда утяжеления изотопного состава кислорода (по $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$), что согласуется с моделью (McKenzie, 1985; Talbot, 1990).

Этапы осадконакопления в оз. Банное. На основе данных гранулометрического состава и соотношения аллотигенной и аутигенной компонент можно выделить четыре литологические зоны и соответствующие им этапы истории осадконакопления (см. рис. 9).

Первая зона в интервале 508–404 см (мощность 104 см) соответствует начальному этапу осадконакопления с конца позднего дриаса и на протяжении стадий РВ и ВО ($\approx 12\,600\text{--}8900$ к.л.н.). Данный этап характеризуется постепенно растущим накоплением терригенных осадков (продуктов разрушения пород хр. Крыкытау и осадочных отложений водосборного обрамления озера (Государственная..., 1960) и пониженным содержанием в осадке органического вещества (низкие значения ТОС, TN). Отношение C/N изменяется в интервале 6.25–17.79, указывая на смешанное происхождение органического вещества.

Для первой половины этапа характерна существенная карбонатность (508–462 см, $\approx 12\,600\text{--}9690$ к.л.н.). В связи с этим важно отметить, что относительно механизма осаждения карбонатов в пресных водоемах существуют две точки зрения: хемогенная (осаждение карбонатов из пересыщенных растворов) и биохемогенная (обусловленная смещением карбонатного равновесия при фотосинтетической деятельности водной растительности) (Экология..., 2000). Наиболее признанным способом осаждения карбонатов является биохемогенный механизм, когда в условиях локальных пересыщений за счет смещения карбонатного равновесия при фотосинтезе в зарослях водной растительности может происходить их осаждение. Из карбонатов стадии насыщения может достигать доломит. Оба эти соединения в твердую фазу выпадают из раствора в теплых и обычно мелководных водоемах аридных зон из-за удаления растворяющего их CO_2 в воздух при нагревании вод или поглощения его водорослями и высшими растениями (Фролов, 1992). Гранулометрические показатели осадков (доля песчаной фракции 2.76–18.45%, среднее значение Md 0.017 мм), арагонит-кальцит-доломитовый состав карбонатной компоненты указывают на то, что озеро было мелководным и минерализованным вследствие аридизации климата, включавшей, вероятно, и глобальное событие Бонда 8 (Bond, 1997; Allen, 2003; Солотчина и др., 2019). Вариации в разрезе значений изотопных отношений $^{18}\text{O}_{\text{карб}}$, $^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (см. рис. 9) подтверждают выводы, сделанные на основании изучения карбонатной записи. Повышенные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (наибольшая сухость климата) и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (карбонатная седимен-

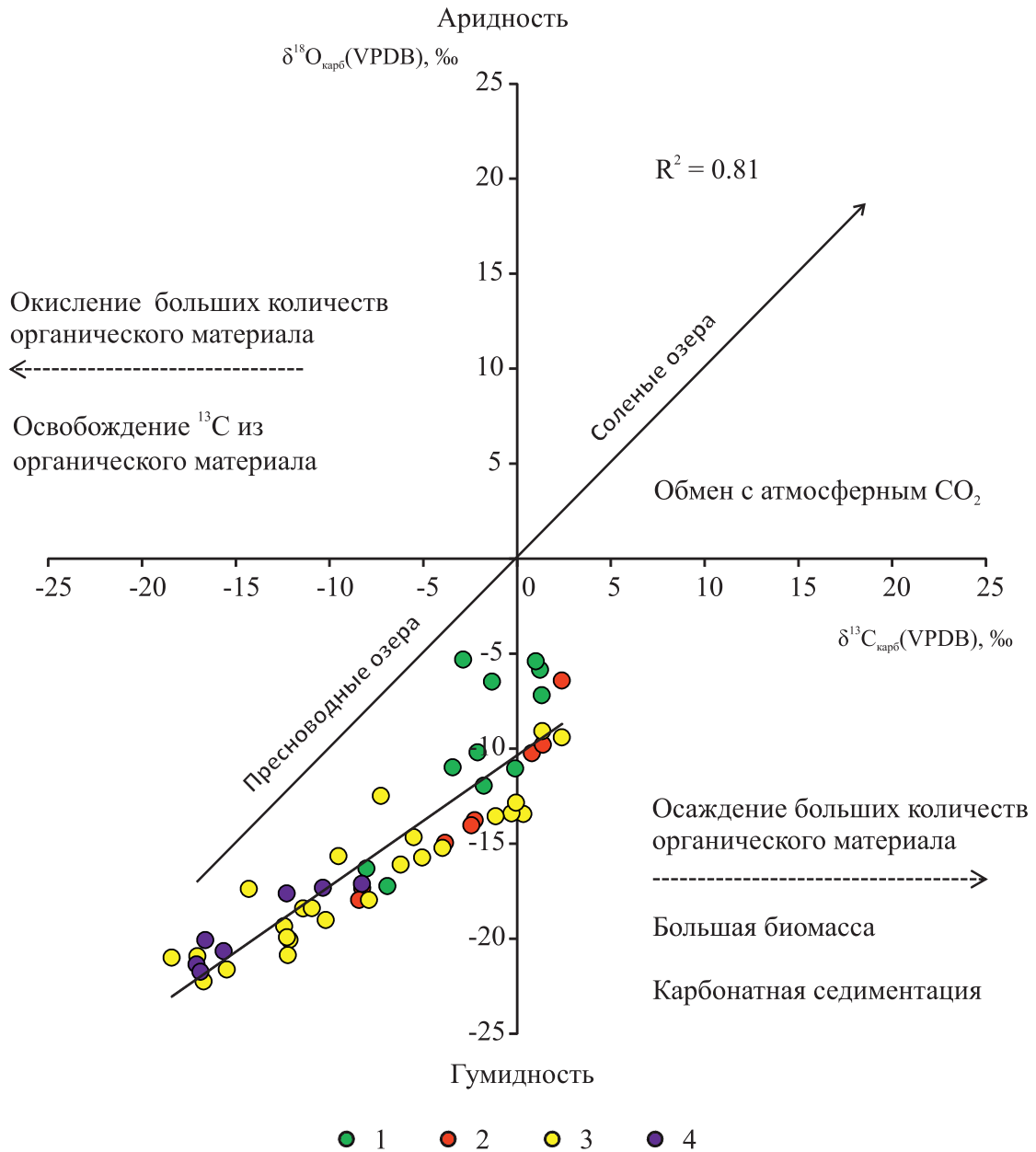


Рис. 8. Положение точек наблюдений (кружочки) по донным отложениям оз. Банное с линейным трендом (сплошная черная линия) с $R^2 = 0.81$ на диаграмме $\delta^{18}O_{\text{карб}}-\delta^{13}C_{\text{карб}}$.

Зоны: 1 – первая, 2 – вторая, 3 – третья, 4 – четвертая. Большой частью облако точек расположено в области значений изотопных отношений, относящихся к пресноводным озерам (Leng, Marshall, 2004).

Fig. 8. The position of the observation points (circles) on the lake Bannoe sediments with a linear trend (solid black line) with $R^2 = 0.81$ on the diagram $\delta^{18}O_{\text{carb}}-\delta^{13}C_{\text{carb}}$.

Zones: 1 – the first, 2 – the second, 3 – the third, 4 – the fourth. Most of the point is located in the range of isotope ratios related to freshwater lakes (Leng, Marshall, 2004).

тация) отмечаются для первого этапа. Установлено, что на исследуемой территории господствовали степи, на отдельных участках присутствовали березовые редколесья и ольхово-ивовые кустарнички.

Полученные данные согласуются с региональными данными по озерам Среднего и Южного Урала (Масленникова и др., 2014; Maslennikova et al., 2016), в которых начало озерного седиментогенеза

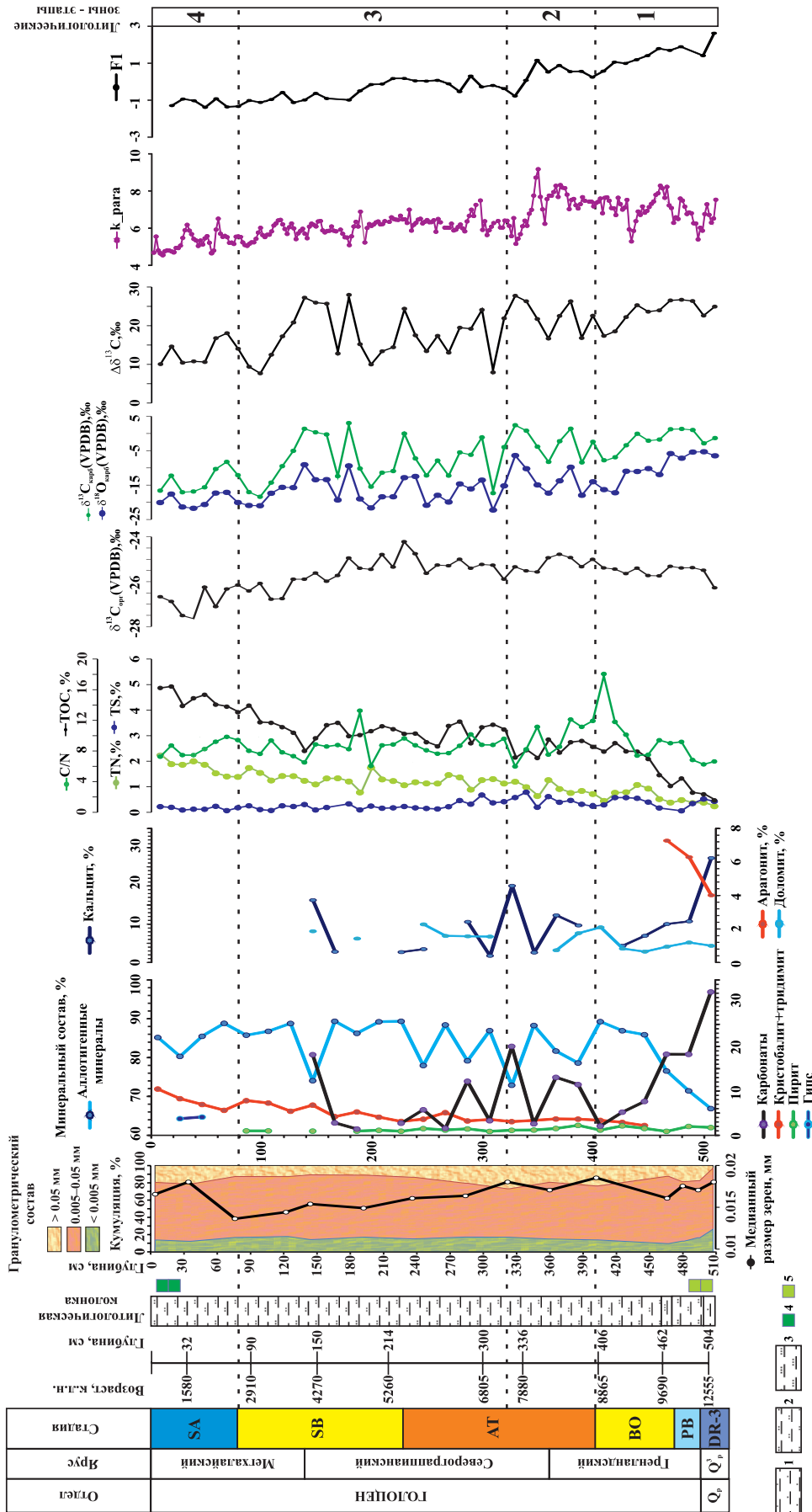


Рис. 9. Результаты комплексного исследования осадочных отложений оз. Банное.

1 – суглинок тяжелой алевроитовой, 2 – суглинок легкой алевроитовой, 3 – сулесь алевроитовая, 4 – образцы с доминированием пыльцы древесных растений, 5 – образцы с доминированием пыльцы трав. Q₁ – плейстоцен, Q₂ – верхний плейстоцен, DR-3 – поздний дриас; стадии: PB – пребореальная, BO – бореальная, AT – атлантическая, SB – суббореальная, SA – субатлантическая (Blytt, 1876a, b; Sernander, 1984; Gradstein et al., 2020).

Fig. 9. The result of complex study of lacustrine sediments of Lake Bannoe.

1 – heavy clayey silt, 2 – light clayey silt, 3 – sandy silt, 4 – samples with dominance of woods pollen; 5 – samples with dominance of grass pollen; Q₁ – Upper Pleistocene, DR-3 – Younger Dryas; stages: PB – Preboreal, BO – Boreal, AT – Atlantic, SB – Subboreal, SA – Subatlantic (Blytt, 1876a, b; Sernander, 1984; Gradstein et al., 2020).

неза характеризуется накоплением отложений, отложенных в условиях повышенной карбонатной щелочности.

Вторая зона соответствует интервалу разреза 404–322 см (мощность 82 см), ранний АТ (≈ 8900 – 7400 к.л.н.). Для данной зоны характерно увеличение ТОС, TN. Возрастание содержания органического вещества отмечено для этого времени (< 8000 лет назад) и для оз. Турояк (Масленникова и др., 2018). Значения C/N снижаются относительно предыдущей стадии и изменяются в интервале от 5.98 до 12.11, что указывает на увеличение роли эндогенной органики. На этом этапе водоем остается еще относительно мелководным (доля песчаной фракции 19.30–26.71% со средним 23.15%, среднее значение Md 0.018 мм). Карбонатная фаза представлена доломитом и кальцитом. Согласно биохомогенному механизму, осадки, по-видимому, формировались в условиях еще довольно сухого климата (Фролов, 1992; Панова, Антипина, 2007, 2013), что подтверждается изотопными данными: наиболее выраженные положительные отклонения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (процесс испарения превалирует над притоком воды) и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (уменьшение притока свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом C и поглощение ^{12}C при фотосинтезе за счет увеличения органической продуктивности в мелководном озере) отмечаются в интервале 358–328 см, ≈ 8200 – 7640 к.л.н.

Третья зона выделяется в интервале разреза 322–78 см (мощность 244 см). Осадки накапливались на протяжении поздней АТ и SB (≈ 7400 – 2600 к.л.н.) в условиях некоторого увеличения аккомодации водоема (вверх по разрезу отмечается уменьшение доли песчаной фракции (с 20.28 до 10.54 %) и Md (с 0.016 до 0.014 мм)). Наиболее выраженные положительные отклонения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (процесс испарения превалирует над притоком) и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (уменьшение притока свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом C, и поглощение ^{12}C при фотосинтезе за счет увеличения органической продуктивности в мелководном озере) отмечаются для данного этапа в интервалах 308–298 см (≈ 7040 – 6770 к.л.н.), 248–238 см (≈ 5870 – 5700 к.л.н.), 198–178 см (≈ 5000 – 4700 к.л.н.) и 158–138 см (≈ 4400 – 4000 к.л.н.). Указанные события аридизации подтверждаются в работах (Панова, Антипина, 2007, 2013; Maslennikova et al., 2016). К рубежу АТ–SB (≈ 5500 к.л.н.) доля карбонатной компоненты заметно сокращается с 18.17 до 1.43% (при этом доля аллотигенной компоненты увеличивается с 74.07 до 89.38%), что может указывать на уменьшение сухости и/или похолодание климата. По данным $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, а также спорово-пыльцевого анализа, на рубеже АТ–SB приходится смена травяной растительности на древесную в обрамлении озера, что указывает на повышение влажности климата. Выше по разрезу в интервале 186–138 см

(≈ 4800 – 4000 к.л.н.) отмечаются увеличение карбонатности до 18%, а также увеличение показателей изотопов карбонатного вещества, что указывает на аридизацию, которая подтверждается данными по оз. Сырыткуль (Maslennikova et al., 2016) и палеопочвам (Демкин, 1996; Демкин и др., 1998).

Четвертая зона соответствует интервалу 78–2 см (мощность 76 см), стадии SA (≈ 2600 – 900 к.л.н.). Высокие значения ТОС, TN свидетельствуют об увеличении роли органического вещества в осадке. Отношение C/N < 10 , что указывает на доминирующую роль эндогенной органики. На этом этапе, вероятно, произошло сокращение аккомодации водоема. К отметке разреза 26 см (≈ 1450 к.л.н.) возрастает доля песчаной фракции в интервале 12.5–21.26% со средним 17.73% и Md изменяется в пределах 0.014–0.018 мм со средним 0.016 мм; на отметках 24 см (≈ 1400 к.л.н.) и 46 см (≈ 1900 к.л.н.) выявлено присутствие некоторого количества гипса (≈ 4 %). Для понимания происхождения гипса необходимы дополнительные минералогические исследования с более частым отбором образцов в рассматриваемой зоне. Для четвертой зоны отмечается более легкий состав изотопов углерода и кислорода карбонатного вещества по сравнению с предыдущим этапом (средние значения для третьего этапа: $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} = -8.09\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}} = -16.61\text{‰}$, для четвертого: -13.65 и -19.50 ‰ соответственно), что может указывать на уменьшение сухости климата на четвертом этапе. И, согласно спорово-пыльцевому анализу, на исследуемой территории господствовали березовые леса, присутствовали хвойные породы, ольхово-ивовые кустарнички. В меньшей степени было развито разнотравье (см. Приложение 2). Вероятно, что в это время был климат, близкий к современному.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование показывает, что литологические особенности донных отложений оз. Банное выступают индикатором условий озерного осадконакопления в соответствии с климатической стадийностью голоцена. Наиболее информативными показателями данной индикации являются размер зерен, аллотигенная компонента, карбонатные минералы, характеристики органического вещества и изотопный состав углерода и кислорода.

Вариации размера зерен и соотношения аллотигенной и карбонатной составляющих отражают изменения аккомодации водоема и поставки обломочного материала, связанные с изменением влажности климата.

Впервые для этого региона выявлено значение парамагнитной компоненты k_{para} как показателя интенсивности поступления аллотигенного материала в озерный бассейн осадконакопления.

Характеристики органического вещества (ТОС, $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, отношение C/N) информативны для индикации чувствительных к климату изменений биопродуктивности бассейна осадконакопления и оценки изменения в осадочной системе соотношения экзогенной и эндогенной органики.

Изотопный состав углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$) в карбонатной составляющей донных отложений, благодаря чувствительности к изменению биомассы, колебаниям температуры и притоку свежих вод в озеро, выступает информативным индикатором литологической зональности и климатических событий голоцена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. (2010) Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала. Уфа: Гилем, 420 с.
- Бахтин А.И., Низамутдинов Н.М., Хасанова Н.М., Нуриева Е.М. (2007) Факторный анализ в геологии. Учеб. пособие. Казань: Казанск. гос. ун-т, 32 с.
- Биккинин Р.Ф. (1999) Ихтиофауна Республики Башкортостан. Фауна и флора Республики Башкортостан: проблемы их изучения и охраны. Уфа, 45-50.
- Борисов А.С. (2004) Система технологического обеспечения палеомагнитных исследований отложений современных озер. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук: Казань, 267 с.
- Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. (1986) Палеомагнитный анализ: Изд-во КГУ, 167 с.
- Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. (2007) Структурно-вещественная эволюция комплексов платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа. *Литосфера*, (3), 3-27.
- Государственная геологическая карта. (1960) Лист N-40-XXIII, м-б 1:200 000.
- Демкин В.А. (1996) Природные условия Волго-Уральских степей III-II тыс. лет до н. э. Северо-Восточное Приазовье в системе Евразийских древностей (энеолит-бронзовый век). Ч II. Донецк.
- Демкин В.А., Дергачева М. И., Борисов А.В., Рысков Я.Г., Олейник С.А. (1998) Эволюция почв и изменение климата восточно-европейской полупустыни в позднем голоцене. *Почвоведение*, (2), 148-157.
- Карогодин Ю.Н. (1980) Седиментационная цикличность. М.: Недра, 242 с.
- Косарева Л.Р., Щербаков В.П., Нургалиев Д.К., Нургулиева Н.Г. и др. (2020) Периодизация климатических циклов в голоцене по синхронным вариациям магнитных и геохимических параметров осадков озера Большое Яровое (юго-запад Сибири). *Геология и геофизика*, **61**(7), 889-907. <https://doi.org/10.15372/GiG2019148>
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. (1972) Пыльца и споры растений флоры СССР. Т. 1. Л.: Наука, 171 с.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. (1978) Пыльца двудольных растений флоры Европейской части СССР. *Lamiaceae-Zygophyllaceae*. Л.: Наука, 183 с.
- Кучева Н.А., Степанова Т.И. (2013) Предложения по модернизации схемы районирования нижнего карбона Урала (на примере Среднего и Южного Урала). *Ежегодник-2012*. Екатеринбург, 22-28. (Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 160).
- Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Меленевский В.Н., Мирошниченко Л.В., Кондратьева Л.М., Бобров В.А. (2018) Геохимия диагенеза органогенных осадков на примере малых озер юга Западной Сибири и Прибайкалья. *Геохимия*, (4), 363-382. <https://doi.org/10.7868/S0016752518030068>
- Леусова Н.Ю. (2020) Устойчивость и сохранность биогенных форм кремнезема в углях. *Усп. совр. естествознания*, (12), 117-123.
- Логвинко Н.В. (1984) Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). М.: Высш. шк., 416 с.
- Мальцев А.Е. (2017) Геохимия голоценовых разрезов сапропелей малых озер юга Западной Сибири и Восточного Прибайкалья. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 199 с.
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В. (2014) Палеоэкология и геохимия озерной седиментации голоцена Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 136 с.
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В., Штенберг М.В. (2018) Реконструкция этапов развития озера Тургойк (Южный Урал) в голоцене. *Литосфера*, (6), 914-927. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-6-914-927>
- Маслов В.А., Артющкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 288 с.
- Махмутова Г.М., Альдермузина И.Ф. (2016) Озеро Якты-куль: рекреационный потенциал, перспективы развития. *Инноваци. наука*, **8**(3), 180-181.
- Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. (2009) Полезная модель "Коэрцитивный спектрометр". Патент № 81805. Государственный реестр полезных моделей Российской Федерации, 27 марта.
- Обстановки осадконакопления и фации. (1990) (Пер. с англ. Под ред. Х. Рединга). в 2 т. Т. 1. М.: Мир, 352 с.
- Панова Н.К., Антипина Т.Г. (2007) Динамика растительности и природной среды в голоцене по данным палинологического и ботанического исследования археологических памятников Шигирского торфяника. *Экология древних и традиционных обществ*, вып. 3, 48-50.
- Панова Н.К., Антипина Т.Г. (2013) История развития Горбуновского торфяника на Среднем Урале и освоение его территории человеком в голоцене. *Динамика современных экосистем в голоцене*. Казань, 273-276.
- Пробоотбор и пробоподготовка образцов почв к рентгенографическому фазовому анализу. (2007). Казань: Изд-во КГУ, 14-17.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. (1990) Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 180 с.
- Склярков Е.В. (2001) Интерпретация геохимических данных. Учеб. пособие. (Под ред. Б.В. Скляркова). М.: Интермет Инжиниринг, 288 с.
- Солотчин П.А. (2023) Литолого-минералогические летописи донных отложений озер Сибирского региона как основа палеоклиматических реконструкций. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 237 с.

- Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Солотчин П.А., Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Даниленко И.В. (2019) Аутигенные карбонаты голоценовых осадков озера Иткуль (Юг Западной Сибири) – индикаторы изменений климата. *Докл. АН*, **487**(1), 54-59. <https://doi.org/10.31857/S0869-5652487154-59>
- Страхов Н.М. (1966) Геохимия кремнезема: М.: Наука, 434 с.
- Субетто Д.А. (2009) Донные отложения озер: палеолитологические реконструкции. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 343 с.
- Фролов В.Т. (1992) Литология. Кн. 1. Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 336 с.
- Шванов В.Н. (1969) Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 248 с.
- Экология озера Большое Миассово. (2000) (Под ред. А.Г. Рогозина, В.А. Ткачева). Миасс: ИГЗ УрО РАН, 318 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 742 с.
- Юсупова А.Р., Нурғалиева Н.Г. (2021) Геохимическая основа индикации изменения климата по голоценовым донным отложениям озера Банное (Южный Урал). *Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естествозн.*, **163**(3), 514-526. <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2021.3.514-526>
- Allen H.D. (2003) Response of past and present Mediterranean ecosystems to environmental change. *Progress Phys. Geogr. J.*, **27**(3), 359-377. <https://doi.org/10.1191/0309133303pp387r>
- Avavena R. (1992) Carbon isotope composition of lake sediments in relation to lake productivity and radiocarbon dating. *Quat. Res.*, **37**, 333-345 [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(92\)90071-P](https://doi.org/10.1016/0033-5894(92)90071-P)
- Blytt A.G. (1876a) Forsøg til en Theori om Indvandingen af Norges Flora. *Nyt Mag. Naturv.* Christiania (Oslo), **21**, 279-362.
- Blytt A.G. (1876b) Immigration of the Norwegian Flora. Cammermeyer. Christiania (Oslo), 89 p.
- Bond G. (1997) A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Sci.*, **278**(5341), 1257-1266. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1257>
- Bovle J.F. (2002) Inorganic geochemical methods in paleolimnology. In Tracking environmental change using lake sediments. V. 2. Physical and geochemical methods. (Eds M.W. Last, J.P. Smol). Kluwer Academic Publishers, 83-142. https://doi.org/10.1007/0-306-47670-3_5
- Deelman J.C. (2011) Low Temperature Formation of Dolomite and Magnesite. Open access e book, 512.
- Egli R. (2004a) Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 1. Unmixing natural sediments. *Studia Geophys. Geodaetica*, **48**(2), 391-446. <https://doi.org/10.1023/B:SGEG.0000020839.45304.6d>
- Egli R. (2004b) Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 2. Fundamental properties of coercivity distributions. *Phys. Chem. Earth*, **29**(13/14), 851-867. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2004.04.001>
- Evans M. (2003) Environmental Magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetics (M. Evans, F. Heller). San Diego, Academic Press, 299 p.
- Fægri K., Iversen J. (1950) Textbook of pollen analysis. *Munksgaard, Copenhagen*, 168 p.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (2020) The Geologic Time Scale. V. 2. Elsevier, 1219-1240.
- Iassonov P.G., Nourgaliev D.K., Burov B.V., Heller F. (1998) A modernized coercivity spectrometer. *Geol. Carpathica*, (49), 224-226.
- Kosareva L.R., Nourgaliev D.K., Kuzina D.M., Spassov S., Fattakhov A.V. (2015) Ferromagnetic, dia-/paramagnetic and superparamagnetic components of Aral sea sediments: significance for paleoenvironmental reconstruction. *ARPJ. Earth Sci.*, **4**(1), 1-6.
- Krishnamurthy R.V., Bhattacharya S.K., Kusumgar S. (1986) Palaeoclimatic changes deduced from $^{13}C/^{12}C$ and C/N ratios of Karewa lake sediments. India. *Nature*, **323**, 150-152. <https://doi.org/10.1038/323150a0>
- Krylov P.S., Nurgaliev D.K., Yasonov P.G., Dautov A.N. et al. (2020) Seismoacoustic research of lake Bannoe bottom sediments (South Ural, Russia). *ARPJ. Eng. Appl. Sci.*, **15**(1), 133-135.
- Lamb A.L., Leng M.J., Mohammed M.U., Lamb H.F. (2004) Holocene climate and vegetation change in the Main Ethiopian Rift Valley, inferred from the composition (C/N and $d^{13}C$) of lacustrine organic matter. *Quat. Sci. Rev.*, **23**(7), 881-891. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.010>
- Leng M.J., Marshall J.D. (2004) Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quart. Sci. Rev.*, (23), 811-831. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.012>
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Aminov P.G. (2016) Lateglacial and Holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, geochemical and diatom records from the lake Syrytkul sediments. *Quat. Int.*, (420), 65-75. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.062>
- McKenzie J.A. (1985) Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. Chemical processes in lakes. N.Y., John Wiley and Sons, 99-118.
- Meyers P.A. (2003) Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Org. Geochem.*, **34**, 261-289. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00168-7](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00168-7)
- Meyers P.A. (1994) Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem. Geol.*, **114**, 289-302. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0)
- Minyuk P.S., Borkhodoev V.Y., Wennrich V. (2014) Inorganic geochemistry data from Lake El'gygytgyn sediments: marine isotope stages 6–11. *Climate Past*, **10**(2), 467-485. <https://doi.org/10.5194/cp-10-467-2014>
- Rapuc W., Sabatier P., Arnaud F., Palumbo A., Develle A.-L., Reyss J.-L., Augustin L., Régnier E., Chapron E., Dumoulin J.-P., von Grafenstein U. (2019) Holocene-long record of flood frequency in the Southern Alps (Lake Iseo, Italy) under human and climate forcing. *Global Planet. Change*, **34**. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.02.010>
- Reille M. (1995) Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord Supplement 1. Laboratoire de botanique historique et palynologie. URA CNRS. Marseille, France, 520 p. <https://doi.org/10.7202/004885ar>
- Routh J., Meyers P.A., Hjorth T., Baskaran M., Hallberg R.

- (2007) Sedimentary geochemical record of recent environmental changes around Lake Middle Marviken. Sweden. *J. Paleolimn.*, **37**, 529-545 <https://doi.org/10.1007/s10933-006-9032-7>
- Russell J.M., Werne J.P. (2009) Climate change and productivity variations recorded by sedimentary sulfur in Lake Edward, Uganda. D.R. Congo. *Chem. Geol.*, (264), 337-346. <https://doi.org/10.3390/ijerph192214798>
- Sernander R. (1984) Studier öfver den Götländska vegetationens utvecklingshistora. Akademisk afhandling, Uppsala, 112 p.
- Talbot M.R. (1990) A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chem. Geol.: Isotope Geosci. Sect.*, **80**(4). [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(90\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90009-2)
- Turney C.S.M. (1999) Lacustrine bulk organic d13C in the British Isles during the last glacial-Holocene transition (14-9 Ka C-14 BP). *Arct. Antarct. Alp. Res.*, **31**, 71-81. <https://doi.org/10.2307/1552624>
- Tzedakis P.C., Andrieu V., Beaulieu J.L., Crowhurst S. de et al. (1997) Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500 000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **150**, 171-176. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00078-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00078-2)
- Tzedakis P.C., Hooghiemstra H., Pa'like H. (2006) The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends. *Quat. Sci. Rev.*, **25**, 3416-3430. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.09.002>
- Watts W.A., Allen J.R.M., Huntley B. (1995) Vegetation history and palaeoclimate of the last glacial period at Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quat. Sci. Rev.*, **15**, 133-153. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00093-3](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00093-3)
- Wetzel R.G. (2001a) Limnology: Lake and River Ecosystems. San Diego: Academic Press, 1006 p.
- Wetzel R.G. (2001b) Limnology. Philadelphia, 743 p.
- Woszczyk M., Bechtel A., Gratzner R., Kotarba M.J., Kokocinski M., Fiebig J., Cieslinski R. (2011) Composition and origin of organic matter in surface sediments of Lake Sarbsko: A highly eutrophic and shallow coastal lake (northern Poland). *Org. Geochem.*, **42**, 1025-1038. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2011.07.002>
- Yusupova A., Kuzina D., Batalin G., Gareev B., Nourgalieva N. (2020) First Geochemical Data on Lacustrine Sediments, Lake Bannoe (Bannoe), Southern Urals. *Proceedings 4th Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting 2020 Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources*, 292-297. https://doi.org/10.26352/E922_KAZAN2020
- Zhang W., Ming Q., Shi Z., Chen G., Niu J. et al. (2014) Lake Sediment Records on Climate Change and Human Activities in the Xingyun Lake Catchment, SW China. *PLoS ONE*, **9**(7), 1-10. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0102167>
- Zhong W., Xue J., Li X., Xu H., Ouyang J. (2010) A Holocene climatic record denoted by geochemical indicators from Barkol Lake in the northeastern Xinjiang, NW China. *Geochem. Int.*, **48**(8), 792-800. <https://doi.org/10.1134/s0016702910080057>
- Ufa6 Gilem Publ., 420 p. (In Russ.)
- Allen H.D. (2003) Response of past and present Mediterranean ecosystems to environmental change. *Progress Phys. Geogr. J.*, **27**(3), 359-377. <https://doi.org/10.1191/0309133303pp387r>
- Avavena R. (1992) Carbon isotope composition of lake sediments in relation to lake productivity and radiocarbon dating. *Quat. Res.*, **37**, 333-345 [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(92\)90071-P](https://doi.org/10.1016/0033-5894(92)90071-P)
- Bakhtin A.I., Nizamutdinov N.M., Khasanova N.M., Nurieva E.M. (2007) Factor analysis in geology: Textbook. Kazan, Kazan St. Univ. Publ., 32 p. (In Russ.)
- Bikkinin R.F. (1999) Ichthyofauna of the Republic of Bashkortostan. Fauna and flora of the Republic of Bashkortostan: problems of their study and protection. Ufa, 45-50. (In Russ.)
- Blytt A.G. (1876a) ForsØg til en Theori om Indvandingen af Norges Flora. *Nyt Mag. Naturv.* Christiania (Oslo), **21**, 279-362.
- Blytt A.G. (1876b) Immigration of the Norwegian Flora. Cammermeyer. Christiania (Oslo), 89 p.
- Bond G. (1997) A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Sci.*, **278**(5341), 1257-1266. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1257>
- Borisov A.S. (2004) The system of technological support for paleomagnetic studies of sediments of modern lakes. Doc. geol. and min. sci. diss. Kazan, 267 p. (In Russ.)
- Bovle J.F. (2002) Inorganic geochemical methods in paleolimnology. In Tracking environmental change using lake sediments. V. 2. Physical and geochemical methods. (Eds M.W. Last, J.P. Smol). Kluwer Academic Publishers, 83-142. https://doi.org/10.1007/0-306-47670-3_5
- Burov B.V., Nurgaliev D.K., Yasonov P.G. (1986) Paleomagnetic analysis. Kazan, Kazan St. Univ. Publ., 167 p. (In Russ.)
- Deelman J.C. (2011) Low Temperature Formation of Dolomite and Magnesite. Open access e book, 512.
- Demkin V.A. (1996) Natural conditions of the Volga-Ural steppes III-II thousand years BP. The North-Eastern Azov region in the system of Eurasian antiquities (Eneolithic-Bronze Age). Ch. II. Donetsk. (In Russ.)
- Demkin V.A., Dergacheva M.I., Borisov A.V., Ryskov Ya.G., Oleinik S.A. (1998) Evolution of soils and climate change of the Eastern European semidesert in the Late Holocene. *Pochvovedenie*, (2), 148-157. (In Russ.)
- Ecology of lake Big Miassovo. (2000) (Eds A.G. Rogozin, V.A. Tkachev). Miass, IGZ UrO RAN Publ., 318 p. (In Russ.)
- Egli R. (2004a) Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 1. Unmixing natural sediments. *Studia Geophys. Geodactica*, **48**(2), 391-446. <https://doi.org/10.1023/B:SGEG.0000020839.45304.6d>
- Egli R. (2004b) Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 2. Fundamental properties of coercivity distributions. *Phys. Chem. Earth*, **29**(13/14), 851-867. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2004.04.001>
- Evans M. (2003) Environmental Magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetics (M. Evans, F. Heller). San Diego, Academic Press, 299 p.
- Faegri K., Iversen J. (1950) Textbook of pollen analysis. *Munksgaard, Copenhagen*, 168 p.
- Frolov V.T. (1992) Lithology. B. 1. Moscow, Mosk. St. Univ.

REFERENCES

Abdrakhmanov R.F., Popov V.G. (2010) Geochemistry and Groundwater Formation Proctsses in the Southtrn Urals.

- Publ., 336 p. (In Russ.)
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (2020) The Geologic Time Scale. V. 2. Elsevier, 1219-1240.
- Iassonov P.G., Nourgaliev D.K., Burov B.V., Heller F. (1998) A modernized coercivity spectrometer. *Geol. Carpathica*, (49), 224-226.
- Karogodin Yu.N. (1980) Sedimentary cyclicity. Moscow, Nedra Publ., 242 p. (In Russ.)
- Kosareva L.R., Nourgaliev D.K., Kuzina D.M., Spassov S., Fattakhov A.V. (2015) Ferromagnetic, dia-/paramagnetic and superparamagnetic components of Aral sea sediments: significance for paleoenvironmental reconstruction. *ARPJ Earth Sci.*, 4(1), 1-6.
- Krishnamurthy R.V., Bhattacharya S.K., Kusumgar S. (1986) Palaeoclimatic changes deduced from $^{13}C/^{12}C$ and C/N ratios of Karewa lake sediments. India. *Nature*, **323**, 150-152. <https://doi.org/10.1038/323150a0>
- Krylov P.S., Nourgaliev D.K., Yasonov P.G., Dautov A.N. et al. (2020) Seismoacoustic research of lake Bannoe bottom sediments (South Ural, Russia). *ARPJ Eng. Appl. Sci.*, **15**(1), 133-135.
- Kucheva N.A., Stepanova T.I. (2013) Proposals for the modernization of the zoning scheme of the lower carboniferous Urals (on the example of the Middle and Southern Urals). *Ezhegodnik-2012*, 22-28. (Tr. IGG UrO RAN, vyp. 160). (In Russ.)
- Kupriyanova L.A., Aleshina L.A. (1972) Pollen and spores of plants from the Flora of European part of the USSR. V. I. Leningrad, Nauka Publ., 1-171. (In Russ.)
- Kupriyanova L.A., Aleshina L.A. (1978) Pollen Dicotyledonearum Florae parties Europaeae URSS. Lamiaceae-Zygophyllaceae. Leningrad, Nauka Publ., 1-184. (In Russ.)
- Lamb A.L., Leng M.J., Mohammed M.U., Lamb H.F. (2004) Holocene climate and vegetation change in the Main Ethiopian Rift Valley, inferred from the composition (C/N and $d^{13}C$) of lacustrine organic matter. *Quat. Sci. Rev.*, **23**(7), 881-891. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.010>
- Leng M.J., Marshall J.D. (2004) Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quat. Sci. Rev.*, (23), 811-831. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.012>
- Leonova G.A., Mal'tsev A.E., Melenevskii V.N., Miroshnichenko L.V., Kondrat'eva L.M., Bobrov V.A. (2018) Geochemistry of Diagenesis of Organogenic Sediments: An Example of Small Lakes in Southern West Siberia and Western Baikal Area. *Geokhimiya*, (4), 363-382. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0016752518030068>
- Leusova N.Yu. (2020) Stability and preservation of biogenic forms of silica in coals. *Uspekhi Sovremennogo Estestvoznaniya*, (12), 117-123. (In Russ.)
- Logvinenko N.V. (1984) Sedimentary rocks petrography (with research technique basics). Moscow, Vysshaya Shkola Publ., 416 p. (In Russ.)
- Makhmutova G.M., Al'dermuzina I.F. (2016) Lake Yaktukul: recreational potential, development prospects. *Innovatsionnaya Nauka*, **8**(3), 180-181. (In Russ.)
- Mal'tsev A.E. (2017) Geochemistry of Holocene sections of sapropels of small lakes in the south of Western Siberia and Eastern Baikal region. Cand. geol. and min. sci. diss. Novosibirsk, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, 199 p. (In Russ.)
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Aminov P.G. (2016) Lateglacial and Holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, geochemical and diatom records from the lake Syrytkul sediments. *Quat. Int.*, (420), 65-75. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.062>
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Deryagin V.V. (2014) Paleoecology and Geochemistry of the Lacustrine Sedimentation in the Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN, 136 p. (In Russ.)
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Deryagin V.V., Shtenberg M.V. (2018) Reconstruction of Turgoyak lake (the Southern Urals) ecosystem changes in holocene. *Lithosphere (Russia)*, (6), 914-927. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-6-914-927>
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) Stratigraphy and correlation of Devonian deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals. Ufa, Dizainpoligraf-servis Publ., 288 p. (In Russ.)
- McKenzie J.A. (1985) Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. Chemical processes in lakes. N.Y., John Wiley and Sons, 99-118.
- Meyers P.A. (2003) Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Org. Geochem.*, **34**, 261-289. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00168-7](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00168-7)
- Meyers P.A. (1994) Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem. Geol.*, **114**, 289-302. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0)
- Minyuk P.S., Borkhodoev V.Y., Wennrich V. (2014) Inorganic geochemistry data from Lake El'gygytgyn sediments: marine isotope stages 6–11. *Climate Past*, **10**(2), 467-485. <https://doi.org/10.5194/cp-10-467-2014>
- Nourgaliev D.K., Yasonov P.G. (2009) Coercive spectrometer. The patent of the Russian Federation for utility model No. 81805. Bulletin of FIPS No. 9, p. 401, Saratov. (In Russ.)
- Panova N.K., Antipina T.G. (2007) Dynamics of vegetation and natural environment in the Holocene according to palynological and botanical research of archaeological sites of the Shigir peat bog. *Ecology of Ancient and Traditional Societies*. Vyp. 3, 48-50. (In Russ.)
- Panova N.K., Antipina T.G. (2013) The history of the development of the Gorbunovsky peat bog in the Middle Urals and the development of its territory by man in the Holocene. *Dynamics of modern ecosystems in the Holocene*. Kazan, 273-276. (In Russ.)
- Rapuc W., Sabatier P., Arnaud F., Palumbo A., Develle A.-L., Reyss J.-L., Augustin L., Régnier E., Chapron E., Dumoulin J.-P., von Grafenstein U. (2019) Holocene-long record of flood frequency in the Southern Alps (Lake Iseo, Italy) under human and climate forcing. *Global Planet. Change*, **34**. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.02.010>
- Reille M. (1995) Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord Supplement 1. Laboratoire de botanique historique et palynologie. URA CNRS. Marseille, France, 520 p. <https://doi.org/10.7202/004885ar>
- Ronov A.B., Yaroshevskii A.A., Migdisov A.A. (1990) Chemical structure of the earth's crust and geochemical balance of the main elements. Moscow, Nauka Publ., 180 p. (In Russ.)
- Routh J., Meyers P.A., Hjorth T., Baskaran M., Hallberg R.

- (2007) Sedimentary geochemical record of recent environmental changes around Lake Middle Marviken. Sweden. *J. Paleolimn.*, **37**, 529-545 <https://doi.org/10.1007/s10933-006-9032-7>
- Russell J.M., Werne J.P. (2009) Climate change and productivity variations recorded by sedimentary sulfur in Lake Edward, Uganda. D.R. Congo. *Chem. Geol.*, (264), 337-346. <https://doi.org/10.3390/ijerph192214798>
- Sampling and sample preparation of soil samples for X-ray phase analysis. (2007) Kazan, Kazan St. Univ. Publ., 14-17. (In Russ.)
- Sedimentation and facies conditions (1990) (Trans. from Engl. Ed. H. Reading). In 2 v. V. 1. Moscow, Mir Publ., 352 p. (In Russ.)
- Sernander R. (1984) Studier öfver den Götländska vegetations utvecklingshistora. Akademisk afhandling, Uppsala, 112 p.
- Shvanov V.N. (1969) Sand rocks and methods of their study. Leningrad, Nedra Publ., 248 p. (In Russ.)
- Sklyarov E.V. (2001) Interpretation of geochemical data: Textbook. (Ed. B.V. Sklyarov). Moscow, Internet Inzhiniring Publ., 288 p. (In Russ.)
- Solotchin P.A. (2023) Lithological and mineralogical records of lacustrine sediments of lakes in the Siberian region as the basis for paleoclimatic reconstructions. Doc. geol. and min. sci. diss. Novosibirsk, 237 p. (In Russ.)
- Solotchina E.P., Kuz'min M.I., Solotchin P.A., Mal'tsev A.E., Leonova G.A., Danilenko I.V. (2019) Authigenic Carbonates from Holocene Sediments of Lake Itkul (South of West Siberia) as Indicators of Climate Changes. *Dokl. Earth Sci.*, **487**(1), 745-750. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869-5652487154-59>
- State Geological Map. (1960) Sheet N-40-XXIII, scale 1:200 000.
- Strakhov N.M. (1966) Geochemistry of silica: Moscow, Nauka Publ., 434 p. (In Russ.)
- Subetto D.A. (2009) Bottom sediments of lakes: paleolimnological reconstructions. St.Petersburg, Publishing House of A.I. Herzen State Pedagogical University, 343 p. (In Russ.)
- Talbot M.R. (1990) A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chem. Geol.: Isotope Geosci. Sect.*, **80**(4). [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(90\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90009-2)
- Turney C.S.M. (1999) Lacustrine bulk organic $\delta^{13}C$ in the British Isles during the last glacial-Holocene transition (14-9 Ka C-14 BP). *Arct. Antarct. Alp. Res.*, **31**, 71-81. <https://doi.org/10.2307/1552624>
- Tzedakis P.C., Andrieu V., Beaulieu J.L., Crowhurst S. de et al. (1997) Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500 000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **150**, 171-176. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00078-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00078-2)
- Tzedakis P.C., Hooghiemstra H., Paˆlike H. (2006) The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends. *Quat. Sci. Rev.*, **25**, 3416-3430. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.09.002>
- Volchenko Yu.A., Ivanov K.S., Koroteev V.A., Ozhe T. (2007) Structural and material evolution of complexes of the platinum-bearing belt of the Urals during the formation of chromite-platinum deposits of the Ural type. *Lithosphere*, (3), 3-27. (In Russ.)
- Watts W.A., Allen J.R.M., Huntley B. (1995) Vegetation history and palaeoclimate of the last glacial period at Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quat. Sci. Rev.*, **15**, 133-153. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00093-3](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00093-3)
- Wetzel R.G. (2001a) Limnology: Lake and River Ecosystems. San Diego: Academic Press, 1006 p.
- Wetzel R.G. (2001b) Limnology. Philadelphia, 743 p.
- Woszczyk M., Bechtel A., Gratzer R., Kotarba M.J., Kokocinski M., Fiebig J., Cieslinski R. (2011) Composition and origin of organic matter in surface sediments of Lake Sarbsko: A highly eutrophic and shallow coastal lake (northern Poland). *Org. Geochem.*, **42**, 1025-1038. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2011.07.002>
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2011) Geochemical indicators of lithogenesis, in Litologicheskaya geokhimiya (Lithological Geochemistry). Syktyvkar, Geoprint Publ., 742 p. (In Russ.)
- Yusupova A., Kuzina D., Batalin G., Gareev B., Nurgaliev N. (2020) First Geochemical Data on Lacustrine Sediments, Lake Bannoe (Bannoe), Southern Urals. *Proceedings 4th Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting 2020 Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources*, 292-297. https://doi.org/10.26352/E922_KAZAN2020
- Yusupova A.R., Nurgaliev N.G. (2021) Geochemical basis of climate change indication in the Holocene sediments of Lake Bannoe (Southern Urals, Russia). *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki*, **163**(3), 514-526. (In Russ.) <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2021.3.514-526>
- Zhang W., Ming Q., Shi Z., Chen G., Niu J. et al. (2014) Lake Sediment Records on Climate Change and Human Activities in the Xingyun Lake Catchment, SW China. *PLoS ONE*, **9**(7), 1-10. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0102167>
- Zhong W., Xue J., Li X., Xu H., Ouyang J. (2010) A Holocene climatic record denoted by geochemical indicators from Barkol Lake in the northeastern Xinjiang, NW China. *Geochem. Int.*, **48**(8), 792-800. <https://doi.org/10.1134/s0016702910080057>