ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА

Journal of Mining Institute

Сайт журнала: pmi.spmi.ru



Научная статья *Геология*

Литологические особенности осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово (Южный Урал, Россия)

А.Р.Юсупова✉, Н.Г.Нургалиева

Казанский федеральный университет, Казань, Республика Татарстан, Россия

***Как цитировать эту статью*:** Юсупова А.Р., Нургалиева Н.Г. Литологические особенности осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово (Южный Урал, Россия) // Записки Горного института. 2026. Т. 280. С. 47-69. EDN FPRHQS

Аннотация

Климат – один из основных факторов, определяющих осадконакопление в озерных экосистемах. Комплексные исследования непрерывных кернов осадков озер, включающие радиоуглеродное датирование, определение гранулометрического, минерального и химического составов, а также изучение магнитных свойств позволяют реконструировать условия осадконакопления в позднечетвертичное время. Проведение подобных исследований актуально для озер Южного Урала, приуроченных к климаторазделу и характеризующихся разночтением в интерпретации эпизодов увеличения/уменьшения влажности климата на изучаемой территории. В настоящей работе представлены данные по возрасту, вещественному составу и генетическим особенностям донных отложений озер Большое Миассово и Малое Миассово. Установлено, что рассматриваемые озерные осадки по данным гранулометрии, минерального состава и неорганической геохимии демонстрируют общую для пресноводных озер закономерность преобладания литогенных частиц алевритовой размерности, что подтверждается структурой фактора терригенного сноса F1 по данным факторного анализа. Основным источником аллотигенного материала для исследуемых водоемов выступают четвертичные отложения, представленные фациями элювия, делювия, десерпция, аллювия. Показатель ICV, диаграмма A-CN-K позволили выявить, что осадки изучаемых озер формировались за счет вещества аллотигенных стабильных минералов первичного цикла седиментации преимущественно из четвертичных отложений и обнаженных дочетвертичных горных пород. Пути транспортировки аллотигенного материала связаны с направлениями склоновых потоков и русловых каналов, заметных на карте четвертичных отложений. Результаты комплексного анализа позволили выявить наиболее информативные показатели, сопоставленные с глобальными и региональными климатическими стадиями и событиями: потепление Бёллинга (~14700 к.л.н.), похолодание ~8200 к.л.н., аридизация на Южном Урале (~2000 к.л.н.), событие Бонда 1 (~1500 к.л.н.). Выделены события аридизации климата: ~11430, ~6100, ~4250, ~3537, ~1065 к.л.н.

Ключевые слова

осадки современных озер; радиоуглеродное датирование; гранулометрия; геохимия; минеральный состав; факторный анализ; палеоклимат; голоцен; поздний плейстоцен

Финансирование

Работа выполнена за счет субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения Государственного задания в сфере научной деятельности (проект № FZSM-2023-0023).

Поступила: 14.08.2025 ***Принята: 24.12.2025*** ***Онлайн: 01.07.2026*** ***Опубликована: 10.09.2026***

Введение

В настоящее время в связи с высокой вероятностью возникновения климатических угроз, необходимостью адаптации к происходящим климатическим изменениям актуальна проблема современных изменений окружающей среды и климата. Изучение причин изменений климата в прошлые эпохи – важная часть исследований эволюции климата, представляющая фундаментальный интерес [1-3]. Донные отложения современных озер представляют собой геохимические и минералогические архивы, изучение которых целесообразно для понимания региональных и глобальных изменений климата [1]. При этом геохимия озерных отложений может отражать сложность

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

процессов, происходящих внутри не только озера, но и его водосбора [4]. Климат влияет на распределение химических элементов в осадках современных озер, поскольку температура и влажность контролируют интенсивность процессов гипергенеза, мотогенеза и седиментогенеза в условиях тесного взаимодействия атмосферы, гидросферы, биосферы и литосферы [5]. Различные соотношения мобильных и иммобильных химических элементов отражают изменения в направленности и интенсивности указанных процессов [5]. Безусловно, химический состав осадков озер определяет их минеральный состав, отражающий участие обломочного, хемогенного и биогенного материалов в осадках в зависимости от климата, который задает терригенный снос, колебания уровня и продуктивность озер [6]. Аллотигенный материал, как правило, представлен зрелыми минералами и связан с составом пород питающей провинции и (или) водосборных площадей. Аутигенные минералы обычно представлены карбонатами, сульфатами, хлоридами и сульфидами [6].

Южный Урал благодаря своему географическому положению, сложному геологическому строению, а также чувствительности к климату вызывает все больший исследовательский интерес [6-8]. Одними из представительных озер Южного Урала с наличием мощных осадков являются озера Большое Миассово и Малое Миассово [7-9], которые к настоящему времени изучены в нескольких аспектах.

Увеличение минерализации озерной воды на Южном Урале за последние 100 лет связывается с потеплением климата на данной территории. Для керновых колонок озер Большое Миассово и Малое Миассово, охватывающих поздний плейстоцен – голоцен, представлены предварительные данные по химическому и минеральному составам [9]. Диатомовый анализ осадков оз. Большое Миассово [8] позволил охарактеризовать основные этапы эволюции водоема в позднечетвертичный период, а по данным спорово-пыльцевого анализа [7] проведена реконструкция растительного покрова на водосборе озера и климатической обстановки региона за 13400 к.л.н.

Цель настоящей работы – выявление строения и особенностей вещественного состава, формирующихся под действием климатических изменений в позднем плейстоцене и голоцене, по данным длинных керновых колонок озер Большое Миассово и Малое Миассово. Впервые для Южного Урала представлено сопоставление осадочных последовательностей двух близлежащих озер по совокупности вещественных показателей – гранулометрического, минерального и геохимического анализов, магнитных параметров, позволяющих развить представление об изменении климата в позднечетвертичное время.

Географическое положение и геологическая характеристика объекта исследований

Озера Большое Миассово (55°9'59,89" с.ш.; 60°20'51,82" в.д.) и Малое Миассово (55°10'04" с.ш.; 60°21'08" в.д.) расположены на Южном Урале и приурочены к зоне Уральского горного кряжа и к зоне контакта эрозионно-абразионной платформы (Зауральского пенеплена) с Западно-Сибирской низменностью [10].

Согласно геологической карте дочетвертичных горных пород, западное обрамление исследуемой группы озер в основном слагают породы еланчиковской толщи (PR_1el) – плагиогнейсы и мигматиты (рис.1, *а*). По составу выделяются плагиогнейсы биотитовые, амфимбол-биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые. Для мигматитов характерно преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. По сравнению с породами ильменогорской толщи для кислых и основных пород еланчиковской толщи характерно несколько повышенное содержание глинозема с более низким содержанием Fe и более высоким содержанием Ca. Южное и юго-восточное обрамление озерной группы сложено породами увильдинско-кисегачского монцодиорит-граносиенит-гранитового комплекса, каганского комплекса метаморфизованных ультрамафитов и габброидов, а также породами кыштымской толщи. Северное обрамление сложено дочетвертичными породами комплексов – еланчиковской толщи, баикского комплекса метаморфизованных ультрамафитов и габброидов, верхнесаитовской и игишской свит, а также уразбаевского комплекса, которые представлены гнейсами биотитовыми, энстатит-оливиновыми породами, графитистыми кварцитами, амфиболитами гранатовыми и пироксеновыми, плагиогнейсами биотитовыми, ставролит-гранит-биотитовыми, слюдяными кварцитами, мрамором.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2026. Т. 280. С. 47-69
© А.Р.Юсупова, Н.Г.Нургалиева, 2026

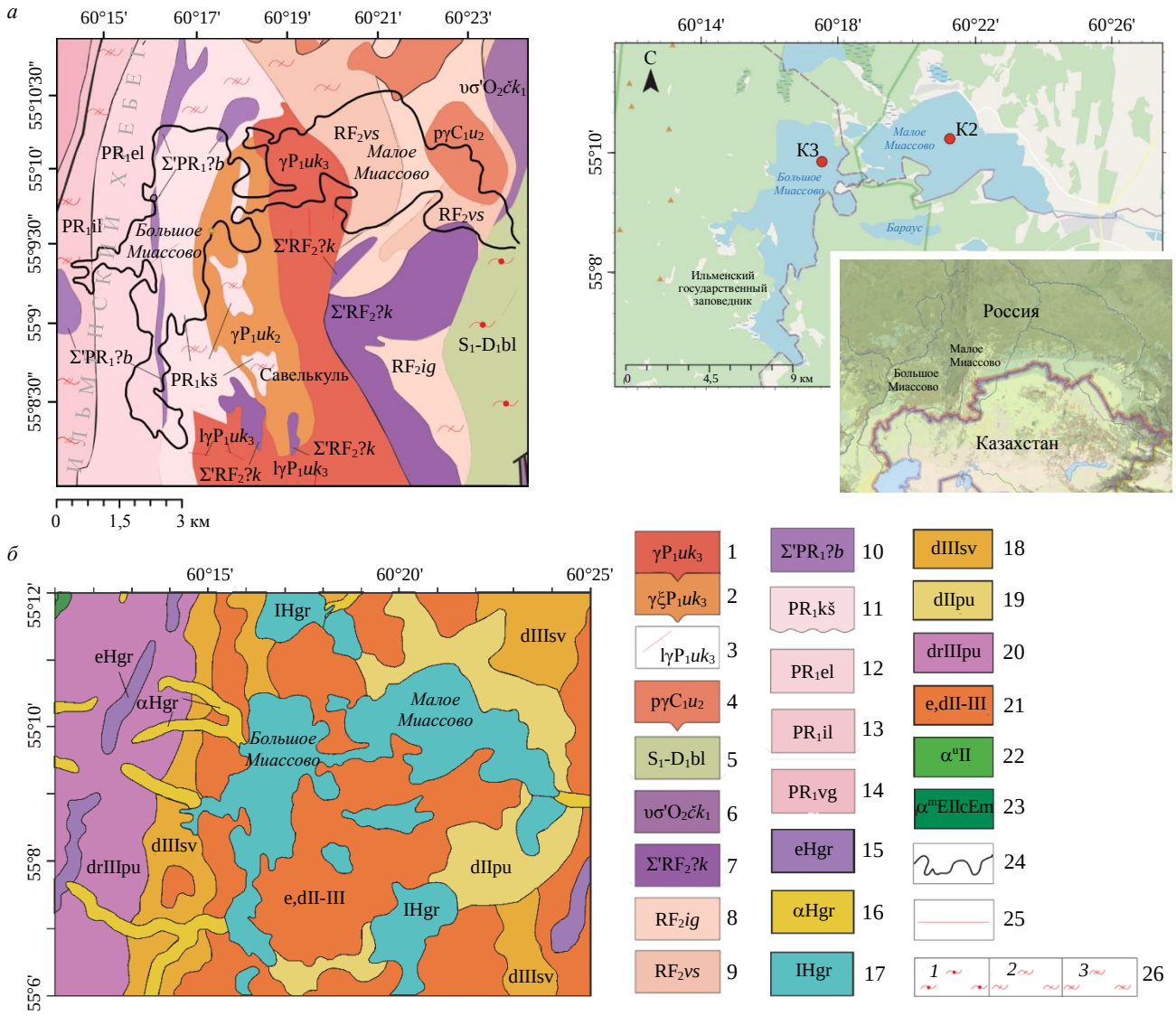


Рис.1. Схематичные геологические карты района озер Большое Миассово и Малое Миассово: *а* – дочетвертичных горных пород; *б* – четвертичных образований (по материалам Государственной геологической карты РФ, масштаб 1:200000, лист N-41-VII)

1 – увильдинско-кисегачский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый; 2, 3 – фазы (2 – вторая: граносиениты, порфировидные граниты, 3 – третья: граниты биотитовые, лейкограниты, дайки лейкогранитов, пегматитов); 4 – уразбаевский комплекс тоналит-плагиогранитовый (плагиограниты); 5 – булатовская толща (сланцы углисто-кремнистые, кварциты, метабазальты и метатуфы (не менее 900 м); 6 – чебаркульско-казбаевский комплекс серпентинизованных дунитов, гацбургитов и габбро; первая фаза (серпентиниты аподунитовые, апогацбургитовые, реже аповерлитовые, антигоритовые, тальково-карбонатные породы); 7 – каганский комплекс метаморфизованных ультрамафитов и габброидов (антигоритовые серпентиниты, оливин-антигоритовые, оливин-тальковые, энстатит-тальк-антофиллитовые, тремоловые породы, редко клинопироксениты и габброиды, талькиты); 8, 9 – свиты: 8 – игишская (кварциты графитистые, фосфоритсодержащие, прослои гранат-биотитовые, ставролит-гранат-биотитовых плагиосланцев (400-500 м), 9 – верхнесаитовская (плагиосланцы амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые, биотитовые и гранат-биотитовые, прослои графитистых, фосфоритосодержащих кварцитов (560 м); 10-14 – ильменогорское поднятие: 10 – баикский комплекс метаморфизованных ультрамафитов и габброидов: энстатит-оливиновые породы и серпентиниты по ним, оливин- и амфибол-энстатитовые, антофиллитовые, тремолитовые, тремолит- и тальково-антофиллитовые и тальково-карбонатные породы, метагаббро;
11-14 – толщи: 11 – кыштымская: амфиболиты, в том числе с гранатом, гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, двуслюдяные, сланцы слюдяно-кварцевые, кварциты, прослои мраморов (900 м), 12 – еланчиковская: гнейсы биотитовые, реже гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые, амфиболовые, прослои графитистых кварцитов (1300 м), 13 – ильменогорская: амфиболиты, в том числе с биотитом, гранатом, пироксеном, плагиогнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые с силлиманитом, кварциты гранат-биотитовые, графитистые, пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы (600-1110 м), 14 – вишневогорская: плагиогнейсы биотитовые, гранат-биотитовые с графитом, силлиманитом, амфиболы, в том числе с гранатом, пироксеном, диопсид-плагиоклазовые кристаллосланцы, кальцифиры и мраморы (500-1800 м); 15-17 – голоцен: 15 – элювиальные образования: глыбово-щебнистые развалы коренных пород (до 1,5 м), ГУ зона, 16 – аллювиальные образования пойменных террас и русел: пески полимиктовые с гравием, глины илистые, торфянистые, галька, валуны (до 10 м), 17 – озерные образования: пески, алевриты, глины иловатые (до 2 м);
18-23 – плейстоцен: 18-21 – неоплейстоцен, среднее – верхнее звенья (18 – североуральский надгоризонт: делювиальные образования, суглинки бурые с дресвой, щебнем и редким гравием местных пород (до 6 м), 19 – полярноуральский горизонт: делювиальные образования, глины с редким щебнем подстилающих пород и редким гравием (до 5 м), МУ зона, 20 – полярноуральский горизонт: десерпционные образования, глыбы, щебень, глины песчаные с щебнем (до 5 м), ГУ зона, 21 – элювиальные и делювиальные образования: выветрелый щебень подстилающих пород с суглинистым заполнителем, дресва и редкая галька (до 2 м); 22, 23 – эоплейстоцен, верхнее звено: 22 – аллювиальные образования уфимской террасы: суглинки, пески полимиктовые, прослойки гравия с галькой (до 20 м), ГУ зона, 23 – чумлякский горизонт: аллювиальные образования миасской террасы, пески полимиктовые с примесью гравия, суглинки с погребенными почвами, гравий, галька (до 20 м), ГУ зона; 24 – границы озер Большое Миассово и Малое Миассово; 25 – разломы; 26 – фации метаморфизма: *1* – зеленосланцевая, *2* – эпидот-амфиболитовая, *3* – амфиболитовая
К2, К3 – точки отбора керна

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Карта четвертичных отложений отображает распространение по берегам озер Большое Миассово и Малое Миассово элювиальных и делювиальных образований (e,dII-III), представленных щебнем и дресвой выветрелых пород с редкой галькой кварца, сцементированных бурыми глинами [11] (рис.1, *б*). На западном и северном берегах оз. Большое Миассово наблюдается присутствие делювиальных отложений североуральского надгоризонта неоплейстоцена (рис.1, *б*). На западном берегу оз. Большое Миассово наблюдается распространение голоценовых аллювиальных образований пойменных террас и русел, сложенных песками полимиктовыми с гравием, илистыми глинами, гальками и валунами (рис.1, *б*). Северный, восточный и юго-восточные берега оз. Малое Миассово слагают делювиальные отложения полярноуральского горизонта неоплейстоцена, представленные глинами с редким щебнем подстилающих пород и редким гравием [11] (рис.1, *б*). Толщина четвертичных отложений редко превышает 10 м, на западе отмечаются меньшие по сравнению с остальным обрамлением рассматриваемых озер толщины.

Материал и методы исследований

Материал был отобран в ходе научной экспедиции в 2018 г. Детальные исследования проведены для керновой колонки № 3 (55°09'51,1" с.ш.; 60°17'21,9" в.д.) оз. Большое Миассово (глубина отбора 24 м) и керновой колонки № 2 (55°10'13,6" с.ш.; 60°21'04.6" в.д.) оз. Малое Миассово (глубина отбора 7 м) (точки К3, К2, рис.1, *а*). Колонки были выбраны на основе результатов предварительных сейсмоакустических исследований, а также экспрессного измерения магнитной восприимчивости. Образцы были отобраны с шагом 2 см.

По данным первичного литологического описания, проведенного в полевых условиях, разрез донных отложений оз. Большое Миассово представлен илом темно-зеленым плотным с большим количеством растительных остатков (интервал 526-2 см, мощность 526 см). Верхняя часть керна донных отложений оз. Малое Миассово (интервал 422-2 см, мощность 422 см) представлена илом темно-зеленым плотным с большим количеством растительных остатков. Нижняя часть керновой колонки (интервал 512-422 см, мощность 92 см) представлена илом серым плотным глинистым. Упакованные в пластиковые пакеты образцы были направлены в лабораторию палеоклиматологии, палеоэкологии и палеомагнетизма Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ для дальнейших комплексных лабораторных исследований.

Предварительно полученные данные по магнитным свойствам, а также первичное литологическое описание позволили выбрать образцы для радиоуглеродного датирования (по девять образцов для каждого объекта). Подготовленные образцы были направлены в лабораторию Национального Тайваньского университета NTUAMS Lab (Тайвань). Измерения проведены на ускорительном масс-спектрометре 1.0 MV HVE. Калибровка возраста образцов производилась с использованием программного продукта OxCal 4.2.4 [12] и калибровочной кривой IntCal20. Детально методика подготовки образцов и измерений описана в работе [13]. Результаты радиоуглеродного датирования и возрастная модель для осадков оз. Большое Миассово представлены в работе [7].

Определение литологических разностей изучаемых отложений производилось методом лазерной гранулометрии. Первоначальная пробоподготовка образцов включала обработку 10 % HCl и 30 % H_2O_2 с целью удаления карбонатного и органического веществ. Измерения производились на анализаторе размера частиц LS 13 320 XR (Beckman Coulter, США), оснащенном универсальным жидкостным модулем. Калибровка анализатора и внутрилабораторный контроль осуществлялись с использованием эталонных материалов, для контроля фона снимались холостые пробы – дистиллированная вода. Контроль фонового сигнала осуществлялся перед проведением каждого измерения. В случае получения недопустимого уровня фона (более 10 %) осуществлялась промывка кюветы. Измеренный фоновый сигнал менее 10 % учитывается программным обеспечением при вычислении распределения частиц по размерам. В результате были получены гистограммы, отображающие распределение содержаний фракций, а также был рассчитан медианный размер зерен (Md), отражающий энергию гидродинамической среды и озерную аккомодацию. Определение литологических разностей производилось с использованием классификации нелитифицированных осадков Н.В.Логвиненко.

Изменение соотношения аллотигенных и аутигенных минералов, как известно, информативно для реконструкции условий осадконакопления, в том числе климатических [6, 9]. Определение минерального состава производилось на рентгеновском дифрактометре D2 PHASER. Режимы

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

измерений и регистрации: напряжение рентгеновской трубки – 30 кВ, ток – 10 мА, шаг сканирования – 0,02°, скорость – 1°/мин, диапазон углов сканирования в геометрии Брегга – Брентано – 3-40° 2θ. Расшифровка данных анализа проведена с использованием программного обеспечения DIFFRACplusEvaluationPackage – EVA, Search/Match (Bruker, Германия), с проведением качественного и количественного анализов. Точность составляла ±0,02° во всем диапазоне измерений. Полученные дифрактограммы по компьютерной базе данных сопоставлялись с эталонными дифрактограммами. Определялись основные межплоскостные расстояния и их принадлежность определенным минеральным фазам. В качестве базы данных была использована международная картотека порошковых рентгенографических стандартов PDF-2. Количественный анализ образцов выполнялся с использованием программного обеспечения Topas (Bruker, Германия) методом полнопрофильного анализа по методу Ритвельда. Для исследования морфологии и элементного состава минеральных частиц донных отложений озер, а также идентификации аллотигенных и аутигенных минералов образцы были изучены методом сканирующей электронной микроскопии. Исследования проведены на автоэмиссионном сканирующем электронном микроскопе Merlin (Carl Zeiss, Германия) в Междисциплинарном центре «Аналитическая микроскопия» КФУ. Микроскоп оснащен детектором элементного анализа Aztec X-MAX с разрешением 127 эВ. Точность измерения составляет 0,01-1 % и зависит от состояния исследуемого объекта. Съемка морфологии поверхности осуществлена при ускоряющем напряжении 5 кэВ для улучшения глубины резкости изображения. Элементный анализ проведен при ускоряющем напряжении 20 кэВ и рабочем отрезке 9 мм, что позволило избежать минимальных погрешностей. Глубина зондирования составляет менее 1 мкм.

Содержание основных и примесных элементов было получено при помощи рентгенофлуоресцентного спектрометра Bruker S8 Tiger. Пробоподготовка образца включала измельчение образца до частиц размером 40-50 мкм и прессование с борной кислотой на прессе с усилием 20 т для получения таблетки с ровной поверхностью. Таблетка была помещена в прибор для анализа. Калибровка прибора проводилась с использованием стандартных образцов. Матрицей в стандартных образцах служит SiO_2, что позволяет учитывать влияние матричных эффектов при анализе всех остальных элементов. Определение потерь при прокаливании (ППП) проводилось согласно следующей методике. Навески изучаемых проб (~ 0,5 г) были помещены в керамические тигли и залиты 10 % HCl на 1 сутки. Данный подход позволил избавиться от углерода, содержащегося в осадке. Далее тигли прокаливались в муфельной печи SNOL1100 до температуры 900 °C в течение 4 ч. После остывания осадок взвешивался и определялись ППП.

Статистическая обработка результатов проведена с использованием программного пакета Statistica. Для всей полученной геохимической выборки озер Большое Миассово и Малое Миассово выполнен корреляционный анализ с использованием непараметрического критерия Спирмена R при уровне значимости $p < 0,05$. Для более точного понимания генетических особенностей изучаемых объектов геохимические выборки были проверены на нормальность распределения, после чего был проведен факторный анализ методом главных компонент способом «Варимакс нормализованный». Также был рассчитан индекс изменчивости состава ICV = [(Fe_2O_3 + K_2O + + Na_2O + CaO + MgO + MnO + TiO_2) / Al_2O_3], где значение ICV < 1 указывает на выветривание/зрелость и наоборот [14].

Для всех изучаемых образцов исследуемых керновых колонок озер Малое Миассово и Большое Миассово получены кривые нормального остаточного намагничивания при непрерывном росте внешнего магнитного поля до 1,5 Тл. Измерения проведены на коэрцитивном спектрометре J_meter [15]. Чувствительность по магнитному моменту канала J_r (остаточной намагниченности) составляет ~$1 \cdot 10^{-8}$ А·м^2, канала J_i (индуктивной намагниченности) – ~$1 \cdot 10^{-6}$ А·м^2. Максимальная индукция намагничивающего поля – 1500 мТл. Пробоподготовка образцов к измерениям включала высушивание образца, измельчение в немагнитной агатовой ступке, упаковку в специализированные бумажные контейнеры. Перед измерением каждый образец взвешивался, так как вес образца учитывается при измерениях. В результате были получены полные петли гистерезиса одновременно по остаточной и индуктивной намагниченности. По кривым нормального намагничивания определен вклад в магнитную составляющую осадка различных компонент – ферромагнитной (k_ferro), диа-/парамагнитной (k_para) и суперпарамагнитной (k_super) согласно методике, описанной в исследовании [16]. Как правило, парамагнитная составляющая обусловлена поступлением

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

аллотигенного материала в бассейн осадконакопления, ферромагнитный материал имеет смешанное, аллотигенное и биогенное происхождение, суперпарамагнитные минералы также могут быть как биогенного, так и терригенного происхождения (суперпарамагнитные зерна могут быть представлены гематитом или биогенно индуцированными оксидами или сульфидами железа) [16]. Для проведения корреляционного анализа магнитных параметров с полученными результатами факторного анализа полученная выборка была проверена на нормальность распределения.

Результаты

Радиоуглеродное датирование. В работе [7] установлено, что седиментация в оз. Большое Миассово началась не позднее ~13,4 тыс. лет назад. В табл.1 представлены результаты радиоуглеродного датирования осадков оз. Малое Миассово, согласно которым седиментация в озере началась не позднее ~ 20,1 тыс. лет назад. Средняя скорость осадконакопления составила ~ 0,32 мм/год (рис.2, *а*).

Таблица 1

Результаты радиоуглеродного датирования донных отложений оз. Малое Миассово*

Лабораторный номер образца	Номер образца	Глубина, см	Датированный материал	AMS ^{14}C возраст, ^{14}C л.н.	Калиброванный ^{14}C возраст, к.л.н.
NTUAMS-5023-1	116	30	Озерный осадок	123±78	80±80
NTUAMS-5024-1	147	92		1987±82	1920±205
NTUAMS-5025-1	193	184		3396±82	3650±200
NTUAMS-5026-1	236	270		4823±87	5585±150
NTUAMS-5027-1	265	328		6814±87	7700±140
NTUAMS-8498-1	287	374		8216±83	9175±165
NTUAMS-50281	306	410		9496±85	10840±275
NTUAMS-5029-1	323	444		11443±95	13330±165
NTUAMS-5031	355	508		16462±233	19915±545

* Радиоуглеродные даты приводятся в количестве лет до наших дней с указанием возможной статистической ошибки. За начало отсчета принят 1950 г.

Гранулометрический состав. Согласно полученным данным, в осадках обоих озер преобладающей фракцией является алевритовая (табл.2, рис.2, *б*). В меньшей степени в осадках представлены псаммитовая и пелитовая фракции (табл.2, рис.2, *б*). Установлено, что керн донных отложений оз. Большое Миассово представляет собой в основном переслаивание суглинка легкого алевритового и супеси алевритовой (рис.2, *б*). Нижняя часть колонки представлена супесью (рис.2, *б*).

Таблица 2

Результаты анализа гранулометрического состава осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово, %

Озеро	Алевритовая фракция	Псаммитовая фракция	Пелитовая фракция	Md, мм
Большое Миассово	43,33-79,07 67,48	10,00-49,10 21,73	7,29-16,93 10,79	0,01-0,05 0,02
Малое Миассово	47,23-74,12 64,92	13,22-40,67 23,70	5,58-19,60 11,37	0,02-0,04 0,02

Примечание. В числителе указаны минимальное и максимальное значения, в знаменателе – среднее значение.

В позднем плейстоцене (интервал 522-502 см, ~13400-13220 к.л.н.) осадок представлен супесью, Md составляет ~ 0,046 мм. Далее вверх по разрезу (интервал 502-346 см, ~13220-7500 к.л.н.) значения Md резко снижаются, среднее значение ~ 0,021 мм (рис.2, *б*). Для данного интервала характерно чередование супеси алевритовой и суглинка легкого алевритового. Отмечается событие (глубина 322 см, ~ 6760 к.л.н.), сопровождающееся увеличением Md до ~ 0,033 мм, соответствующим термическому максимуму голоцена. Интервал 322-142 см (~ 6760-2600 к.л.н.) характеризуется чередованием суглинка легкого алевритового и супеси алевритовой, среднее значение Md составляет ~ 0,024 мм. В интервале 142-8 см (субатлантическая стадия, ~ 2600-790 к.л.н.) характерно преобладание алевритовой фракции (рис.2, *б*) и суглинка легкого алевритового. Значения Md минимальны, среднее значение ~ 0,017 мм.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

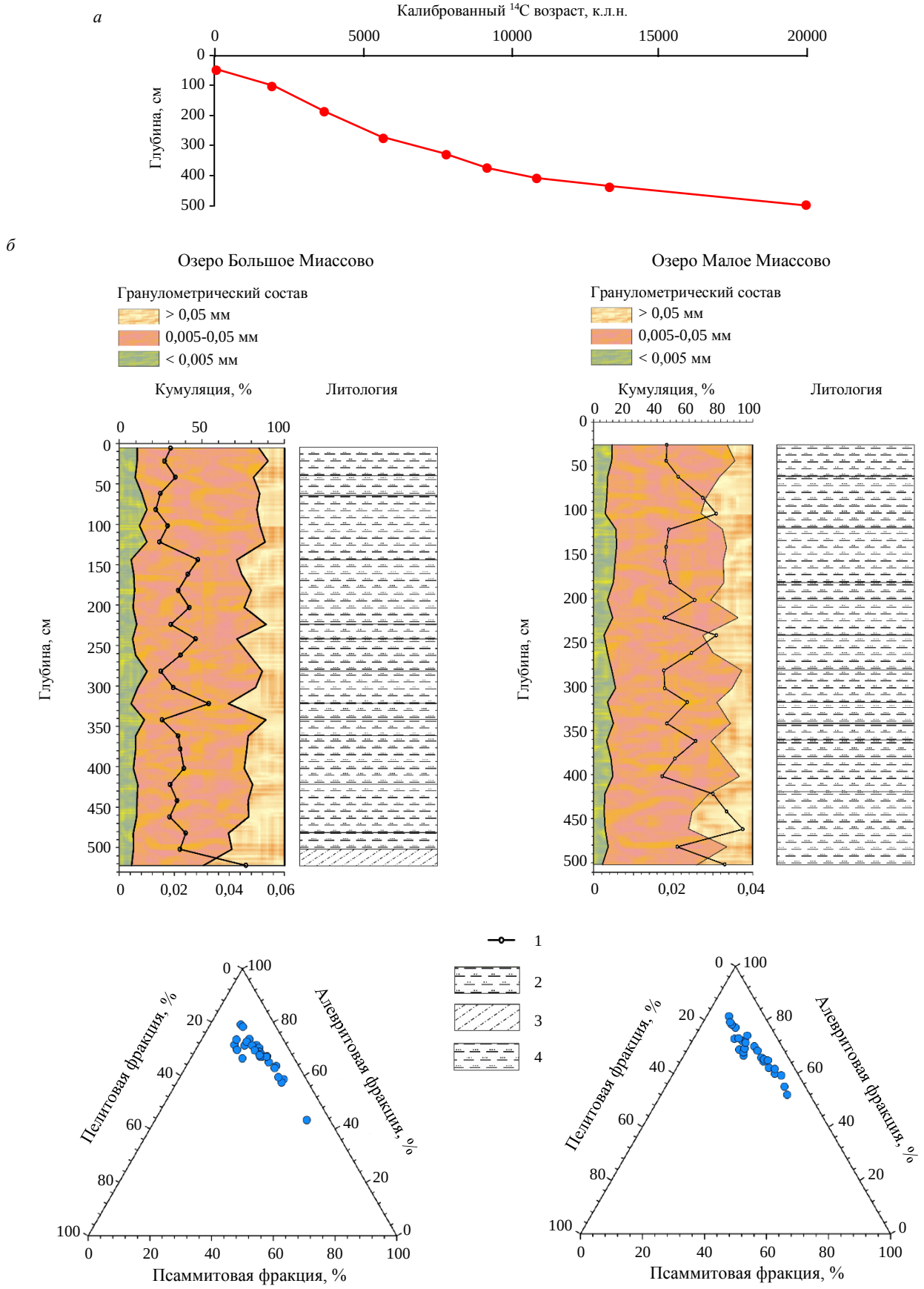


Рис.2. Возрастная модель осадков оз. Малое Миассово (*а*);
результаты гранулометрического анализа осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово (*б*)

1 – Md, мм; 2 – суглинок легкий алевритовый; 3 – супесь; 4 – супесь алевритовая

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Разрез донных отложений оз. Малое Миассово представлен переслаиванием суглинка легкого алевритового и супеси алевритовой, распределение которых отображено на рис.2, *б*. Для плейстоценовой части керновой колонки оз. Малое Миассово (интервал 502-422 см) характерно существенное присутствие псаммитовой фракции (до 40,67 %). В литологическом отношении позднеплейстоценовые осадки представлены супесью алевритовой. Среднее значение Md в этот период составляет 0,03 мм. Интервал 422-402 см (начало голоцена, пребореальная стадия – начало бореальной стадии) характеризуется заметным увеличением содержания алевритовой фракции, а также значительным уменьшением Md до 0,015 мм. Осадки представлены суглинком легким алевритовым. В интервале 402-382 см (конец бореальной стадии) характерно увеличение содержания псаммитовой фракции, а также увеличение Md до 0,026 мм. Осадок представлен супесью алевритовой. В интервале 382-282 см (атлантическая стадия) характерно переслаивание суглинка легкого алевритового и супеси алевритовой. Медианный диаметр зерна изменяется в диапазоне 0,018-0,024 мм. Наибольшее значение Md отмечается для середины атлантической стадии (глубина 318 см, ~ 7200 к.л.н.), что соответствует термическому максимуму голоцена. Осадок в суббореальной стадии представлен переслаиванием суглинка легкого алевритового и супеси алевритовой. В интервале 262-142 см (суббореальная стадия) выразительным является увеличение Md до 0,031 мм (глубина 242 см, ~ 4900 к.л.н.) Также небольшое увеличение Md для суббореальной стадии характерно для отметки 202 см (~ 4000 к.л.н.). Для субатлантической стадии (122-26 см) характерно увеличение Md до 0,031 мм на отметке 104 см (~ 2100 к.л.н.).

Минеральный состав. Проведенный рентгенодифракционный анализ позволил установить, что для осадков изучаемых озер характерно преобладание аллотигенных минералов (табл.3).

Таблица 3

Минеральный состав осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово, %

Озеро	Аллотигенные минералы	Опал + + кристобалит + + тридимит	Пирит	Гипс	Кальцит
Большое Миассово	49-80 63	6-36 24	1-9 4	2-26 7	2-19 9
Малое Миассово	20-84 71	9-26 15	1-5 2	2-77 14	3-20 7

Примечание. В числителе указаны минимальное и максимальное значения, в знаменателе – среднее значение.

В осадках оз. Большое Миассово аллотигенные минералы представлены кварцем, микроклином, альбитом, слюдой, хлоритом, амфиболами. В осадках оз. Малое Миассово, помимо перечисленных минералов, зафиксировано наличие талька и смешаннослойных глинистых минералов (рис.3, *а*). В осадках изучаемых озер зафиксировано наличие биогенного кремнезема (рис.4, снимок 3, рис.5, снимки 1, 6), оценка которого производилась по содержанию опал-кристобалита и тридимита (см. рис.3, *а*), ассоциированных с рентгеноаморфной компонентой биогенного происхождения, включающей материал от разнообразных панцирей диатомей и стоматоцист (см. рис.4, снимок 3) [17]. Сканирующая электронная микроскопия позволила установить, что стоматоцисты имеют сферическую форму, в основном гладкую поверхность и размеры 5-10 мкм (см. рис.4, снимок 3, рис.5, снимки 1, 6) [18]. Аутигенный пирит выявлен при помощи сканирующего электронного микроскопа (см. рис.4, снимок 10, рис.5, снимки 3, 11). В осадках изучаемых озер установлено присутствие карбонатных минералов – кальцита (см. рис.3, *б*, рис.4, снимки 1, 11, рис.5, снимок 9), арагонита (см. рис.4, снимки 4, 6, 7, 9, рис.5, снимок 4) и доломита (см. рис.4, снимок 5, рис.5, снимки 8, 10). Сульфаты в осадках озер Малое Миассово и Большое Миассово представлены гипсом (см. рис.3, рис.4, снимок 8, рис.5, снимки 2, 5, 7) и баритом (см. рис.4, снимок 2). Также в осадках оз. Большое Миассово зафиксировано наличие окислов железа (см. рис.4, снимок 12).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

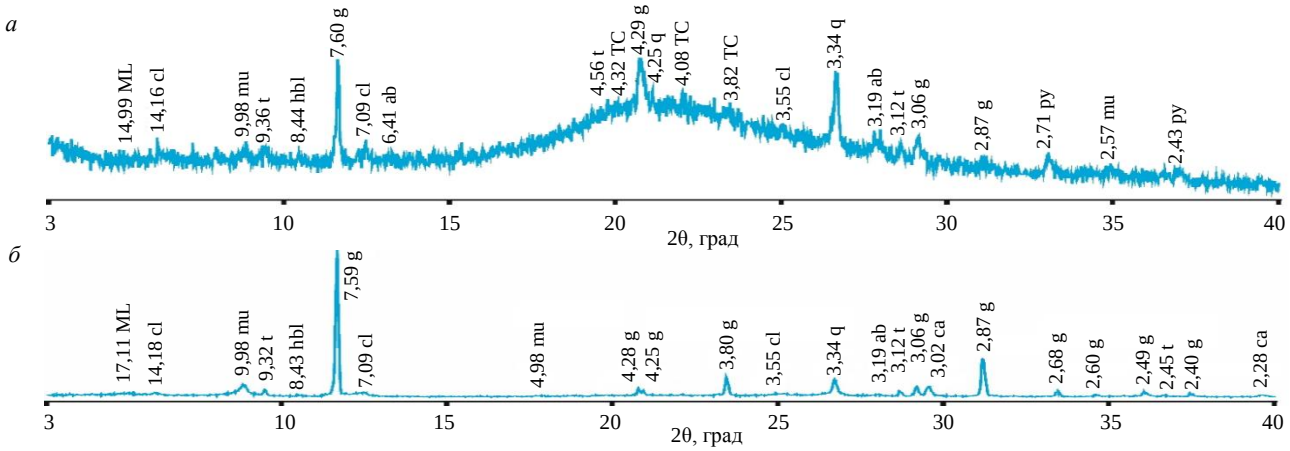


Рис.3. Дифрактограммы осадков оз. Малое Миассово с глубин 20 см (*а*) и 500 см (*б*)
ML – смешаннослойные глинистые минералы; ТС – тридимиткристобалитовая фаза; cl – хлорит; mu – мусковит; t – тальк; hbl – роговая обманка; g – гипс; ab – альбит; q – кварц; py – пирит; ca – кальцит

Химический состав осадков по данным рентгенофлуоресцентного анализа. В табл.4 представлены элементарные статистики по содержанию основных химических элементов в осадках озер Большое Миассово и Малое Миассово. Среди примесных элементов в осадках установлено наличие Cl, BaO, SrO, Br, V_2O_5, ZnO, NiO, Cr_2O_3, CuO, MoO_3, ZrO_2, Rb_2O, CoO, средние содержания, мас.%: 0,05; 0,0238; 0,019; 0,0135; 0,0126; 0,0095; 0,0078; 0,0075; 0,0058; 0,0041; 0,0040; 0,0033; 0,0012. Также по разрезу керновой колонки оз. Большое Миассово встречается UO_2 (в шести образцах, среднее содержание 0,0056 мас.%), Nb_2O_5 (в двух образцах, среднее содержание 0,0012 мас.%) и Y_2O_3 (в одном образце, среднее содержание 0,0012 мас.%). Среди примесных элементов в осадках оз. Малое Миассово зафиксировано наличие Cl, BaO, SrO, Br, NiO, Cr_2O_3, V_2O_5, ZnO, средние содержания, мас.%: 0,051; 0,025; 0,018; 0,010; 0,015; 0,015; 0,013; 0,01. Менее распространенные примесные элементы в осадках оз. Малое Миассово – CuO, PbO, ZrO_2, Y_2O_3, Rb_2O, Ga_2O_3, As_2O_3, CoO, средние содержания, мас.%: 0,007; 0,005; 0,005; 0,004; 0,003; 0,002; 0,002; 0,0015.

Таблица 4

Содержания оксидов основных элементов в осадках озер Большое Миассово и Малое Миассово, мас.%

Компонент	Минимум	Максимум	Среднее	Стандартное отклонение	Количество образцов
Оз. Большое Миассово					
SiO_2	19,0	40,1	30,6	5,1	53
TiO_2	0,1	0,7	0,2	0,1	53
Al_2O_3	1,6	9,9	3,6	2,1	53
Fe_2O_3	2,0	7,3	3,6	1,1	53
MnO	0,1	0,6	0,2	0,1	53
MgO	0,5	4,3	1,3	0,9	53
CaO	0,7	20,5	4,4	6,0	53
Na_2O	0,0	0,7	0,3	0,2	53
K_2O	0,3	2,3	0,7	0,5	53
P_2O_5	0,3	0,7	0,5	0,1	53
SO_3	3,01	18,7	6,2	3,5	53
ППП	22,6	58,6	48,2	10,2	53
Оз. Малое Миассово					
SiO_2	8,0	47,9	18,5	6,5	52
TiO_2	0,1	0,9	0,3	0,1	52
Al_2O_3	2,1	17,6	5,2	2,7	52
Fe_2O_3	1,0	8,1	3,5	1,4	52
MnO	0,0	0,5	0,1	0,1	52
MgO	1,0	4,5	2,1	0,8	52
CaO	1,2	29,5	5,5	7,8	52
Na_2O	0,2	0,7	0,3	0,1	49
K_2O	0,3	2,6	0,8	0,5	52
P_2O_5	0,3	0,8	0,4	0,1	52
SO_3	1,1	30,7	7,2	6,2	52
ППП	22,5	75,9	56,8	15,6	52

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

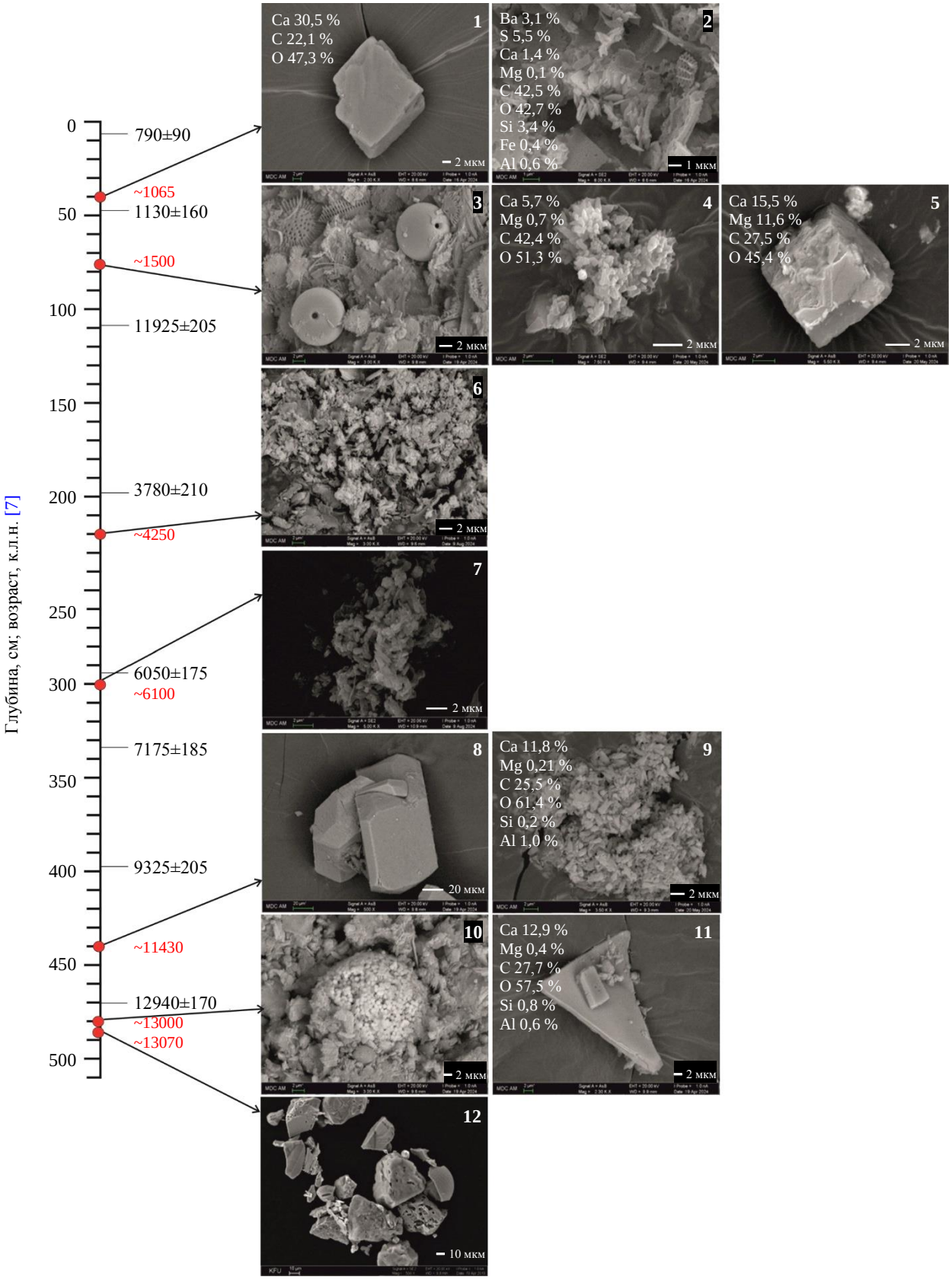


Рис.4. Электронно-микроскопические снимки изученных образцов

1, 11 – кальцит; 2 – барит; 3 – биогенный кремнезем; 4, 6, 7, 9 – арагонит; 5 – доломит; 8 – гипс; 10 – пирит; 12 – окислы железа

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

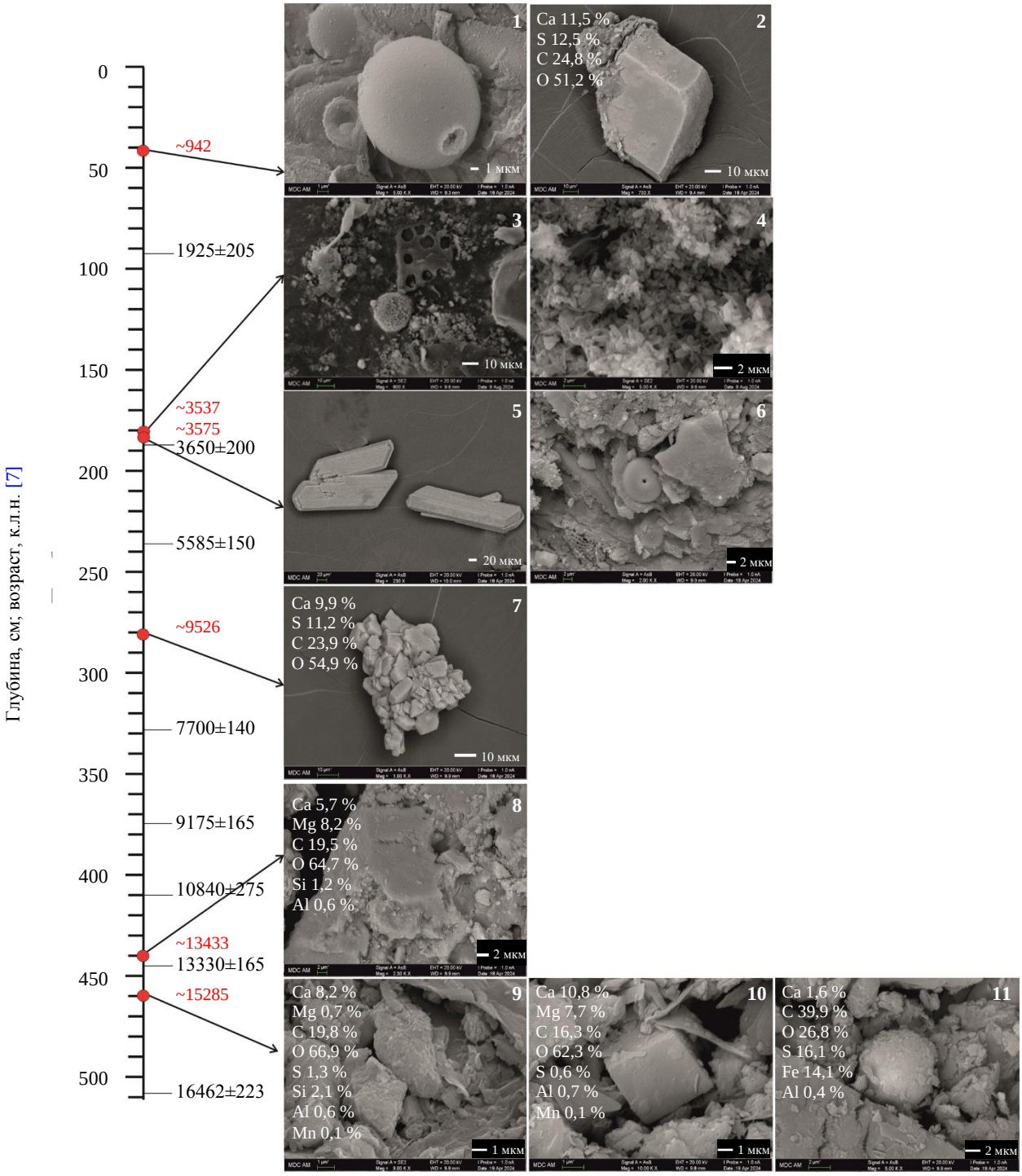


Рис.5. Электронно-микроскопические снимки изученных образцов

1, 6 – биогенный кремнезем; 2, 5, 7 – гипс; 3, 11 – пирит; 4 – арагонит; 8, 10 – доломит; 9 – кальцит

На рис.6 показаны химические составы исследуемых осадков в сравнении с составами других озер и пород, слагающих обрамление озер.

Определены значения индекса ICV, отражающего фактор рециклинга и сортировки осадочного материала. Для осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово характерны высокие значения ICV (> 1), что позволило сделать вывод о том, что изучаемые отложения являются продуктом первичного сноса [19, 20].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

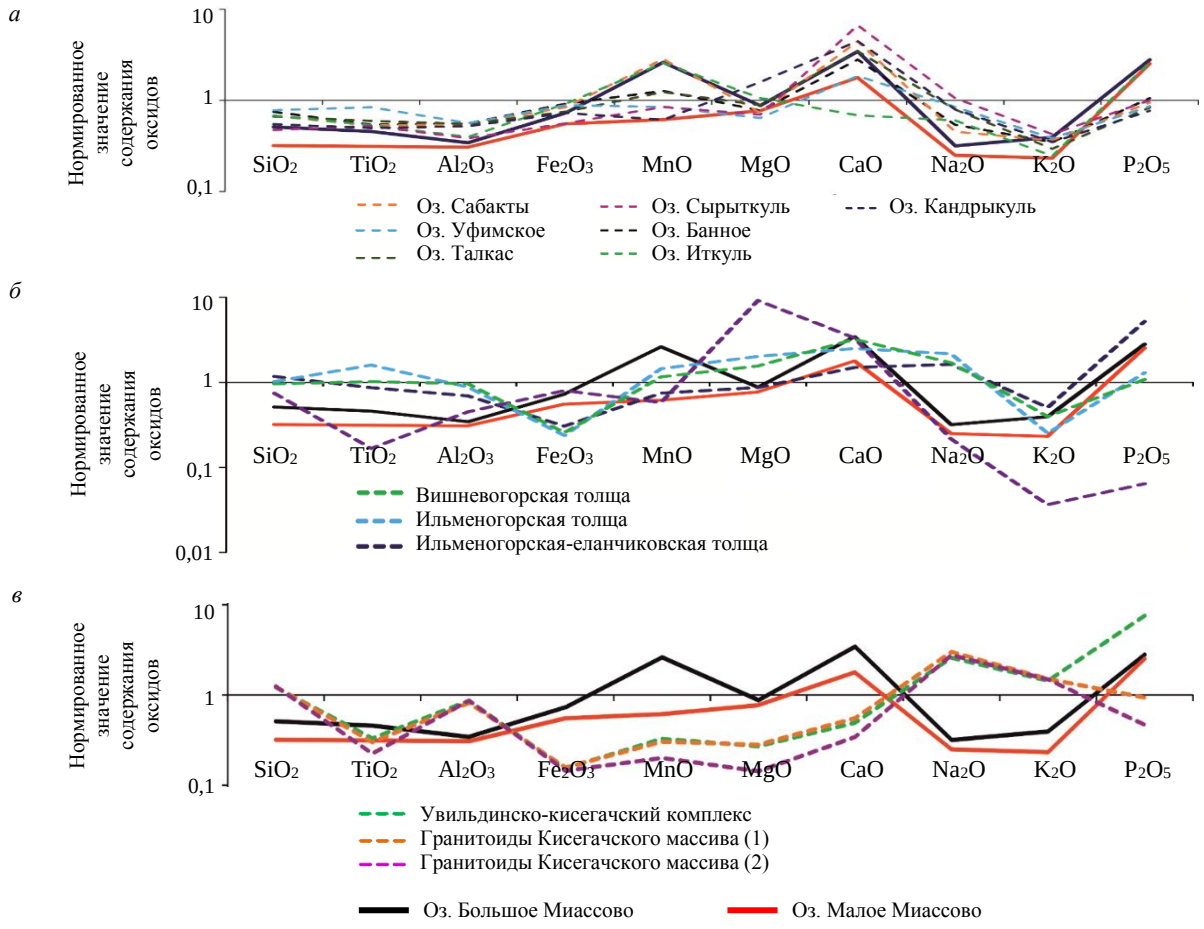


Рис.6. Сравнение составов основных элементов озер Большое Миассово и Малое Миассово с данными по [6, 17, 21, 22] (*а*), химическими составами пород вишневогорской, ильменогорской-еланчиковской толщ, баикского комплекса по [11], химическим составом пород ильменогорской толщи по [23] (*б*), химическими составами пород увильдинско-кисегачского комплекса по [11], гранитоидов Кисегачского массива (1) по [24], гранитоидов Кисегачского массива (2) по [23] (*в*). Нормирование проведено по [20]

Представлены результаты корреляционного анализа для всей выборки оз. Большое Миассово (табл.5) и оз. Малое Миассово (табл.6). Для анализа применены ранговые корреляции Спирмена, ПД попарно удалены, корреляции, выделенные красным, значимы на уровне $p < 0{,}05$ (табл.5, 6).

Таблица 5

Корреляционная матрица (оз. Большое Миассово)

	ППП	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	P_2O_5	SO_3	Cl	K_2O	CaO	TiO_2	MnO	Fe_2O_3	NiO	CuO	ZnO	Rb_2O	SrO	ZrO_2
ППП	**1,00**																		
Na_2O	–0,46	**1,00**																	
MgO	–0,48	0,86	**1,00**																
Al_2O_3	–0,34	0,66	0,82	**1,00**															
SiO_2	–0,32	–0,38	–0,43	–0,55	**1,00**														
P_2O_5	–0,17	0,44	0,53	0,30	0,03	**1,00**													
SO_3	0,27	0,16	0,20	0,35	–0,77	–0,25	**1,00**												
Cl	0,27	–0,10	–0,13	–0,37	0,21	0,28	–0,06	**1,00**											
K_2O	–0,47	0,81	0,96	0,88	–0,41	0,49	0,19	–0,20	**1,00**										
CaO	–0,61	0,80	0,80	0,48	–0,18	0,43	–0,06	–0,01	0,73	**1,00**									
TiO_2	–0,49	0,78	0,94	0,88	–0,40	0,47	0,19	–0,23	0,98	0,71	**1,00**								
MnO	–0,56	0,25	0,31	0,15	0,10	0,34	–0,13	0,04	0,22	0,45	0,25	**1,00**							
Fe_2O_3	0,05	0,20	0,31	0,63	–0,62	0,08	0,47	–0,42	0,36	–0,11	0,38	0,13	**1,00**						
NiO	–0,42	0,70	0,84	0,85	–0,38	0,51	0,23	–0,23	0,87	0,52	0,89	0,30	0,53	**1,00**					
CuO	–0,35	0,53	0,69	0,80	–0,40	0,23	0,25	–0,54	0,75	0,36	0,76	0,12	0,58	0,75	**1,00**				
ZnO	–0,05	0,22	0,34	0,36	–0,03	0,56	–0,13	0,06	0,37	0,10	0,37	0,16	0,31	0,44	0,34	**1,00**			
Rb_2O	–0,48	0,68	0,80	0,74	–0,34	0,35	0,12	–0,22	0,81	0,70	0,83	0,32	0,34	0,75	0,66	0,26	**1,00**		
SrO	–0,65	0,81	0,83	0,52	–0,16	0,47	–0,05	0,00	0,77	0,98	0,75	0,47	–0,07	0,59	0,40	0,14	0,73	**1,00**	
ZrO_2	–0,48	0,78	0,90	0,82	–0,40	0,50	0,22	–0,19	0,95	0,71	0,94	0,25	0,37	0,83	0,74	0,35	0,80	0,75	**1,00**

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Таблица 6

Корреляционная матрица (оз. Малое Миассово)

	ППП	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	P_2O_5	SO_3	K_2O	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	Fe_2O_3	NiO	CuO	ZnO	Rb_2O	SrO	ZrO_2
ППП	**1,00**																		
Na_2O	–0,66	**1,00**																	
MgO	–0,78	0,73	**1,00**																
Al_2O_3	–0,85	0,68	0,93	**1,00**															
SiO_2	–0,54	0,51	0,74	0,73	**1,00**														
P_2O_5	–0,48	0,59	0,78	0,73	0,73	**1,00**													
SO_3	–0,38	0,19	0,24	0,22	–0,25	0,02	**1,00**												
K_2O	–0,84	0,70	0,93	0,99	0,72	0,73	0,23	**1,00**											
CaO	–0,81	0,62	0,60	0,63	0,16	0,35	0,58	0,64	**1,00**										
TiO_2	–0,75	0,69	0,95	0,97	0,82	0,81	0,10	0,97	0,51	**1,00**									
Cr_2O_3	–0,57	0,56	0,84	0,76	0,78	0,85	0,03	0,73	0,32	0,83	**1,00**								
MnO	–0,91	0,67	0,75	0,82	0,34	0,50	0,53	0,82	0,93	0,70	0,49	**1,00**							
Fe_2O_3	–0,58	0,65	0,88	0,84	0,80	0,88	0,02	0,83	0,34	0,92	0,84	0,54	**1,00**						
NiO	–0,59	0,64	0,91	0,84	0,82	0,90	0,04	0,83	0,37	0,92	0,90	0,56	0,94	**1,00**					
CuO	–0,69	0,60	0,81	0,86	0,70	0,75	0,10	0,87	0,47	0,88	0,75	0,67	0,82	0,84	**1,00**				
ZnO	–0,58	0,61	0,87	0,84	0,73	0,90	0,10	0,84	0,42	0,89	0,86	0,61	0,89	0,94	0,87	**1,00**			
Rb_2O	–0,78	0,73	0,89	0,87	0,70	0,74	0,21	0,85	0,61	0,87	0,78	0,74	0,83	0,83	0,77	0,85	**1,00**		
SrO	–0,86	0,60	0,66	0,71	0,22	0,34	0,59	0,71	0,95	0,58	0,37	0,93	0,40	0,43	0,52	0,49	0,71	**1,00**	
ZrO_2	–0,77	0,70	0,92	0,94	0,66	0,71	0,27	0,95	0,66	0,93	0,71	0,79	0,83	0,82	0,80	0,85	0,90	0,75	**1,00**

Факторный анализ. В результате проведенного факторного анализа для разрешенных переменных геохимической выборки осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово установлено пять факторов (F1-F5) со значимыми нагрузками не менее 0,7 (табл.7).

Из табл.7 видно, что для оз. Большое Миассово на фактор F1 приходится наибольшая доля общей дисперсии (0,33) и он коррелирует с увеличением содержаний Ti, K, Mg, Ni, Zr. Биохемогенные частицы представлены биогенным кремнеземом, карбонатами, сульфатами и сульфидами (см. рис.4, 5). Их участие представлено в структуре факторов F2-F5 (табл.7). Для оз. Большое Миассово это факторы, указывающие на кристаллизацию пирита (F2), карбонатов (F3), накопление Br (F4), индикатор потепления в голоцене [25], и Cl (F5), источником которого могут быть горные породы, содержащие небольшие включения хлоридных солей в порах и трещинах (табл.7). На фактор F2 приходится 0,19 доли общей дисперсии. Данный фактор имеет биполярную структуру. Он отражает, с одной стороны, увеличение содержаний Fe и S, а с другой стороны – уменьшение содержания Si. На фактор F3 приходится 0,13 доли общей дисперсии, он коррелирует с увеличением содержаний Ca и Sr. Факторы F4 (доля общей дисперсии 0,09) и F5 (доля общей дисперсии 0,08) – это факторы брома и хлора соответственно.

Для осадков оз. Малое Миассово установлено, что наибольшая доля общей дисперсии (0,48) приходится на фактор F1 (табл.7). Фактор F1 имеет биполярную структуру – с одной стороны, коррелирует с увеличением содержаний терригенных элементов Si, Ti, Al, Cr, K, Ni, Mg, Cu, Zn, Fe, Rb, Zr, а с другой стороны, отражает уменьшение содержания органического вещества (ППП). Фактор F2 с долей общей дисперсии 0,21 отражает увеличение содержаний Ca, Sr, S. Фактор F3 (доля общей дисперсии 0,06) коррелирует с увеличением содержаний Cl. Фактор F4 связан с увеличением содержаний Br (доля общей дисперсии 0,06). Эти факторы аналогичны факторам F5 и F4 по оз. Большое Миассово. Фактор F5 (доля общей дисперсии 0,06) отражает увеличение содержаний фосфора.

Коэрцитивная спектрометрия. Для оз. Большое Миассово значения общей магнитной восприимчивости k_full изменяются в интервале (2,16-52,16)·10^{-5}, значения k_para варьируются в диапазоне (1,81-8,33)·10^{-5}, k_ferro от 0,24·10^{-5} до 42,61·10^{-5} и k_super от 0,001·10^{-5} до 1,35·10^{-5}. Значения k_full осадков оз. Малое Миассово изменяются в интервале (1,31-22,31)·10^{-5}, значения k_para изменяются в диапазоне (0,29-8,78)·10^{-5}, k_ferro от 0,03·10^{-5} до 15,41·10^{-5} и k_super от 0,001·10^{-5} до 0,41·10^{-5}. Установлена сильная положительная связь k_para и F1 для обоих озер, значения коэффициента корреляции составляют 0,65 для осадков оз. Большое Миассово и 0,79 для осадков оз. Малое Миассово.

Позднеплейстоценовые осадки оз. Большое Миассово (интервал глубин 528-480 см, ~13400-13000 к.л.н.), представленные супесью и супесью алевритовой, характеризуются пониженными значениями k_para. Конец позднего плейстоцена (интервал глубин 480-448 см, ~13000-11700 к.л.н.) характеризуется повышенными значениями k_para. Значения k_para в период ~11700-6200 к.л.н.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

(интервал глубин 480-304 см) изменяются в диапазоне (2,02-4,95)·10^{-5}. В суббореальной стадии отмечается резкое уменьшение k_para, фактора F1, а также увеличение Md на отметке 242 см (~ 4752 к.л.н.).

Таблица 7

Результаты факторного анализа осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово

Компонент	F1	F2	F3	F4	F5
Оз. Большое Миассово					
Mg	0,83	0,18	0,33	0,21	0,15
Si	–0,21	–0,5	–0,07	–0,11	–0,02
P	0,46	0,05	0,23	0,22	0,12
Cl	0,12	–0,05	0,26	0,09	0,95
K	0,91	0,17	0,21	0,18	0,10
Ti	0,94	0,19	0,13	0,13	0,05
Ni	0,79	0,31	0,02	0,01	0,00
Fe	0,20	0,83	–0,38	–0,16	–0,18
Br	0,32	0,07	0,30	0,87	0,11
Rb	0,59	0,07	0,28	0,08	0,14
Sr	0,40	–0,22	0,73	0,30	0,29
Zr	0,75	0,19	0,18	0,33	0,11
S	0,20	0,95	–0,11	0,11	0,02
Ca	0,29	–0,24	0,83	0,21	0,27
Общая дисперсия	4,64	2,67	1,89	1,20	1,17
Доля общей дисперсии	0,33	0,19	0,13	0,09	0,08
Оз. Малое Миассово					
ППП	–0,88	–0,36	–0,06	–0,09	–0,16
Na	0,32	0,31	0,05	0,15	0,13
Mg	0,82	0,46	0,14	0,16	0,11
Al	0,89	0,34	0,11	0,11	0,16
Si	0,85	–0,06	–0,11	0,13	0,08
P	0,45	0,16	0,22	0,07	0,83
Cl	0,11	0,36	0,91	0,02	0,17
K	0,87	0,38	0,11	0,11	0,17
Ca	0,26	0,87	0,16	0,01	0,24
Ti	0,90	0,32	0,05	0,14	0,17
Cr	0,85	0,20	0,13	0,09	0,25
Mn	0,64	0,65	0,16	–0,14	0,22
Fe	0,85	0,31	0,04	0,10	0,20
Ni	0,82	0,37	0,19	0,15	0,26
Zn	0,73	0,25	0,30	0,11	0,18
Br	0,25	0,00	0,02	0,96	0,05
Rb	0,75	0,49	0,10	0,24	0,01
Sr	0,47	0,80	0,21	0,19	–0,04
Zr	0,75	0,56	0,08	0,22	–0,01
S	0,25	0,82	0,28	–0,13	0,05
Cu	0,74	0,00	0,30	0,15	0,18
Общая дисперсия	9,98	4,33	1,36	1,30	1,21
Доля общей дисперсии	0,48	0,21	0,06	0,06	0,06

Позднеплейстоценовые осадки оз. Малое Миассово (интервал глубин 512-454 см, ~ 20100-14700 к.л.н.) характеризуются низкими значениями k_para. Наступившая теплая стадия Бёллинга (интервал глубин 454-448 см, ~14700-14100 к.л.н.) сопровождается резким увеличением значений k_para, изменяющихся в узком диапазоне от 5,59·10^{-5} до 6,92·10^{-5} до начала голоцена. Пребореальная и бореальная стадии (интервал глубин 422-398 см, ~11700-10200 к.л.н.) характеризуются трендом снижения k_para, отображая снижение поступления аллотигенного материала, при этом увеличиваются значения показателя ППП, отображая увеличение органического вещества в осадке. Начало атлантической стадии (интервал глубин 354-346 см, ~ 8500-8200 к.л.н.) сопровождается резким увеличением показателя k_para, фактора F1, а также резким снижением ППП. Помимо указанных событий, для субатлантической стадии характерны резкое уменьшение k_para, фактора F1, резкое увеличение Md, содержание псаммитовой фракции на отметке 104 см (~ 2100 к.л.н.). Также для данной отметки характерно увеличение ППП и содержания биогенного кремнезема.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Обсуждение

Исследуемые озерные осадки по данным гранулометрии, минерального и химического составов демонстрируют общую для пресноводных озер закономерность преобладания литогенных частиц алевритовой размерности.

Сравнение геохимических составов осадков исследуемых озер и других озер Южного Урала демонстрирует их закономерное региональное сходство (рис.6, *а*). Отличительными особенностями являются более высокие содержания MnO, CaO в осадках оз. Большое Миассово, отражающие значительное присутствие аутигенных карбонатов и эвапоритов в осадке (см. рис.4). В осадках оз. Малое Миассово больше P_2O_5, что увязывается с распространением фосфоритосодержащих пород в акватории озера (см. рис.1).

Рассмотрение геологических карт дочетвертичных горных пород и четвертичных отложений (см. рис.1) позволяет установить, что основным источником аллотигенного материала для исследуемых водоемов выступают четвертичные отложения, представленные фациями элювия, делювия, десерпция, аллювия. Эти отложения закономерно сложены обломками зрелых минеральных компонент – кварца, полевых шпатов, глинистых минералов, окислов железа. На западе толщина четвертичных отложений составляет первые метры по сравнению с остальным обрамлением озера, где она может достигать до 20 м. Поэтому при формировании глубоких русловых каналов с запада в водоем может поступать материал в результате размыва и дочетвертичных горных пород. На западе могут размываться, прежде всего, ильменогорская и еланчиковская толщи и баикский комплекс (см. рис.1). На рис.6, *б* проведено сравнение химического состава пород указанных толщ и озерных осадков.

На западном берегу оз. Большое Миассово обнажаются амфиболиты ильменогорской толщи, которые, по сравнению с залегающими восточнее амфиболитами кыштымской толщи, характеризуются более низким содержанием Na и несколько меньшим содержанием Ca и Fe. Вероятно, низкое содержание Na_2O в осадках изучаемых озер (рис.6, *б*) связано с выщелачиванием амфиболитов ильменогорской толщи, а также мафитов и ультрамафитов ильменогорского комплекса и магматических пород Ильменских гор [26].

Восточный берег оз. Большое Миассово слагают гранитоиды Кисегачского массива. Сравнительный график главных элементов озер Большое Миассово и Малое Миассово и химического состава пород Кисегачского массива представлен на рис.6, *в* [24]. Породы Кисегачского массива преимущественно представлены лейкогранитами, среди которых встречаются небольшие ксенолиты граносиенитов, гранодиоритов и адамеллитов. По сравнительным графикам (рис.6) видно, что химический состав осадков изучаемых озер менее схож с составами пород увильдинско-кисегачского комплекса, а также гранитоидов Кисегачского массива (рис.6, *в*). Это позволяет сделать вывод о том, что терригенный материал поступал не с увильдинско-кисегачского комплекса и Кисегачского массива, а с перекрывающих их четвертичных отложений, которые на восточном обрамлении озера более мощные, чем на западном (см. рис.1).

По значениям ICV и диаграммам A-CN-K [19, 20] выявлено, что осадки изучаемых озер формировались за счет вещества аллотигенных стабильных минералов первичного цикла седиментации преимущественно из четвертичных отложений и обнаженных дочетвертичных горных пород. Пути транспортировки аллотигенного материала связаны с направлениями склоновых потоков и русловых каналов, заметных на карте четвертичных отложений (см. рис.1).

По корреляционной матрице для оз. Большое Миассово видно, что среди главных элементов Si характеризуется существенной отрицательной корреляцией с Al, Fe и S (см. табл.5). При этом нет корреляции с Ti, Mg, K, Na. Подобный характер связей указывает на то, что Si одной значительной частью относится к кварцевым зернам, а другой – к биогенному кремнезему, что в целом подтверждается результатами сканирующей электронной микроскопии (см. рис.4, снимок 3). Элемент Al положительно коррелирует с K, Ti, Fe, Ni, Cu, Rb, Sr, Zr, что позволяет предположить присутствие полевых шпатов, монтмориллонитов, рутила, анатаза, окислов железа, никелевых сульфидов, цирконов. Действительно, минералы группы алюмосиликатов, такие как полевые шпаты и монтмориллонитовые глины, демонстрируют положительную связь между Al и K, а также с другими катионами, например Ti [27]. В оксидах титана (рутил, анатаз) Ti может замещаться алюминием в кристаллической решетке. Гематит и магнетит – железосодержащие минералы, где

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Fe может изоморфно замещаться Al [28]. В никелевых сульфидах наблюдается связь между Ni и Fe с Al за счет общего происхождения из магматических источников. В цирконах положительная корреляция между Zr и Al возможна за счет структурных замещений [29]. Элемент Rb входит в группу щелочных элементов и может замещать K в структурах минералов типа полевых шпатов или монтмориллонитов. Отмечается положительная корреляция Rb с Al в щелочных силикатных породах [30].

Предположение о минеральном составе по данным химического состава подтверждается данными рентгенодифрактометрии (РДА) (см. табл.3, рис.3), позволившей установить наличие полевых шпатов, смешаннослойных и других глинистых минералов со значительными содержаниями. Прочие минералы – гематит, магнетит, никелевые сульфиды, цирконы с содержаниями менее 2 % не фиксируются РДА и выступают аксцессориями. Положительная корреляция Na с Mg, K, Ca и Ti характерна для ряда групп минералов. Например, в минералах группы нефелин-содержащих силикатов, содержание Na тесно связано с наличием K, Ca и Mg [31]. В натрий-магниевых силикатах Na часто замещает K или Mg в структурных решетках [32]. В лейкоксенах или рутиле содержание Ti может коррелировать с Na [33]. В натрий-кальциевых карбонатах содержание Na связано с Ca за счет обменных процессов [34]. Положительные связи Mg с K, Ca, Ti и P могут свидетельствовать о присутствии магнезиальных карбонатов и фосфатов [35]. Например, гидрофосфат магния (магнезий-фосфат) содержит значительное количество Mg, связанное с фосфатной группой. В пегматитах, богатых титаном и калием, нередко обнаруживаются минералы с высоким содержанием Mg [36]. В оливинах содержание Mg связано с наличием Ca и иногда с K в случае структурных замещений [37]. В природных оливинах Mg часто коррелирует с Ti за счет включений или замещений в структуре [38]. Отмечается отрицательная корреляция ППП с Ca, Mn, Sr, что указывает на реверсивную связь карбонатного и органического веществ. Органическое вещество (ОВ) в осадочных отложениях разлагается при нагревании, вызывая значительные потери массы. Чем выше содержание ОВ, тем больше потерь при прокаливании. В глинистых осадочных образованиях содержание ОВ связано с наличием гумусовых веществ, органических остатков или гидратированных соединений. В карбонатных отложениях потери связаны с разложением $CaCO_3$, при этом доля органики снижается [39]. Характер корреляционных связей для оз. Малое Миассово (см. табл.6) может быть обусловлен по группе (Si, Al, Ti, Zr, K, Mg, Fe) присутствием кремниевых минералов (кварц, опал, глинистые минералы); по группе (Al, Si, K, Mg, Fe) – глинистых минералов (каолинит, иллит, смектит); по группе (P, Ca) – фосфатных минералов (апатит); по группе (Fe, S, Cu) – сульфатов и сульфидов; по Fe – гематита и магнетита; по группе (Zr, Si) – цирконов; по группе (Mg, Ca) – магнезита и доломита [40, 41]. Отрицательная корреляция потерь при прокаливании со всеми элементами указывает на то, что ППП, как и в случае оз. Большое Миассово, связаны с гидратированными или органическими компонентами и легко разлагаются при нагревании.

По данным факторного анализа для оз. Большое Миассово (табл.7) видно, что на фактор F1 приходится наибольшая доля общей дисперсии и он коррелирует с увеличением содержаний Ti, K, Mg, Ni, Zr. Наиболее вероятными кандидатами на одновременное увеличение содержаний Ti, K, Mg, Ni и Zr в составе примесей или из-за изоморфизма являются калиевый полевой шпат (минералы из осадочных пород); гранаты и циркон (минералы магматического происхождения); титаномагнетит (магнитный минерал метасоматоза); роговая обманка, сульфиды гидротермальных руд [40]. Действие фактора F2 выражено в связи с тем, что в донных отложениях озер при снижении Eh в том числе из-за разложения органического вещества часто активируется бактериальное восстановление серы, происходит редукция Fe(III) до Fe(II), который легко осаждается в виде гидрогенных гидратов или сульфидов (например, пирита). Кремний в озерных отложениях представлен в значительной части диатомовыми остатками – кремнеземом, который активно осаждается при благоприятных условиях. В кислых или щелочных условиях диатомовые скелеты могут растворяться или разлагаться под действием бактерий. При снижении Eh растворение кремнезема усиливается за счет образования растворимых форм Si. Таким образом, увеличение содержаний Fe и S может быть связано с постседиментационным формированием гидрогенных сульфидов, а снижение содержания Si – с растворением диатомовых остатков под действием измененных условий среды [40, 41]. Фактор F3 коррелирует с увеличением содержаний Ca и Sr. Кальций и стронций имеют сходные химические свойства, поскольку оба элемента относятся к щелочноземельным металлам и образуют

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

аналогичные соединения, например карбонаты ($CaCO_3$ и $SrCO_3$). Стронций часто входит в состав минералов, содержащих кальций, таких как кальцит ($CaCO_3$), что способствует их совместному поступлению и накоплению в осадках. Поступление Ca и Sr из окружающих горных пород влияет на их содержание в озерной воде. Например, выветривание известняков или доломитов приводит к увеличению концентрации этих элементов в водоеме. В регионах, где распространены известняки и доломиты, наблюдается повышение уровней Ca и Sr в воде и, соответственно, в донных отложениях.

Изменения климата могут влиять на химический баланс озер – увеличение влажности способствует вымыванию элементов из почвы и горных пород, а изменение температуры влияет на биологическую активность и скорость осадкообразования. Это может привести к одновременному росту концентраций Ca и Sr [21]. Факторы F4 и F5 – это факторы брома и хлора. В пресноводных озерах обмен веществ с окружающей средой может приводить к накоплению Cl и Br за счет инфильтрации воды из окружающих почв и горных пород. Разложение органического вещества и биогеохимические циклы могут способствовать мобилизации и перераспределению Br и Cl внутри озера [42].

Для оз. Малое Миассово, по данным факторного анализа (табл.7), фактор F1 коррелирует с увеличением содержаний терригенных элементов Si, Ti, Al, Cr, K, Ni, Mg, Cu, Zn, Fe, Rb, Zr и с уменьшением содержания органического вещества (ППП). Это обусловлено ростом количества стабильных минералов (гематита, кварца, полевых шпатов, цирконов, каолинита, хлорита, роговой обманки) и уменьшением содержания гидратированных глин и органического вещества [40, 41]. Фактор F2 отражает увеличение содержаний Ca, Sr, S и сходен с фактором F3 по оз. Большое Миассово (одновременное увеличение Ca и Sr). Отличием для оз. Малое Миассово является дополнительный элемент S. Такую структуру фактора можно объяснить одновременным формированием карбонатных и сульфатных минералов в осадках оз. Малое Миассово. Факторы F3 и F4 аналогичны факторам F5 и F4 для оз. Большое Миассово. Фактор F5 отражает увеличение содержаний фосфора, которое может свидетельствовать об изменениях экологического состояния озера, усилении эвтрофикации или изменениях в источниках поступления.

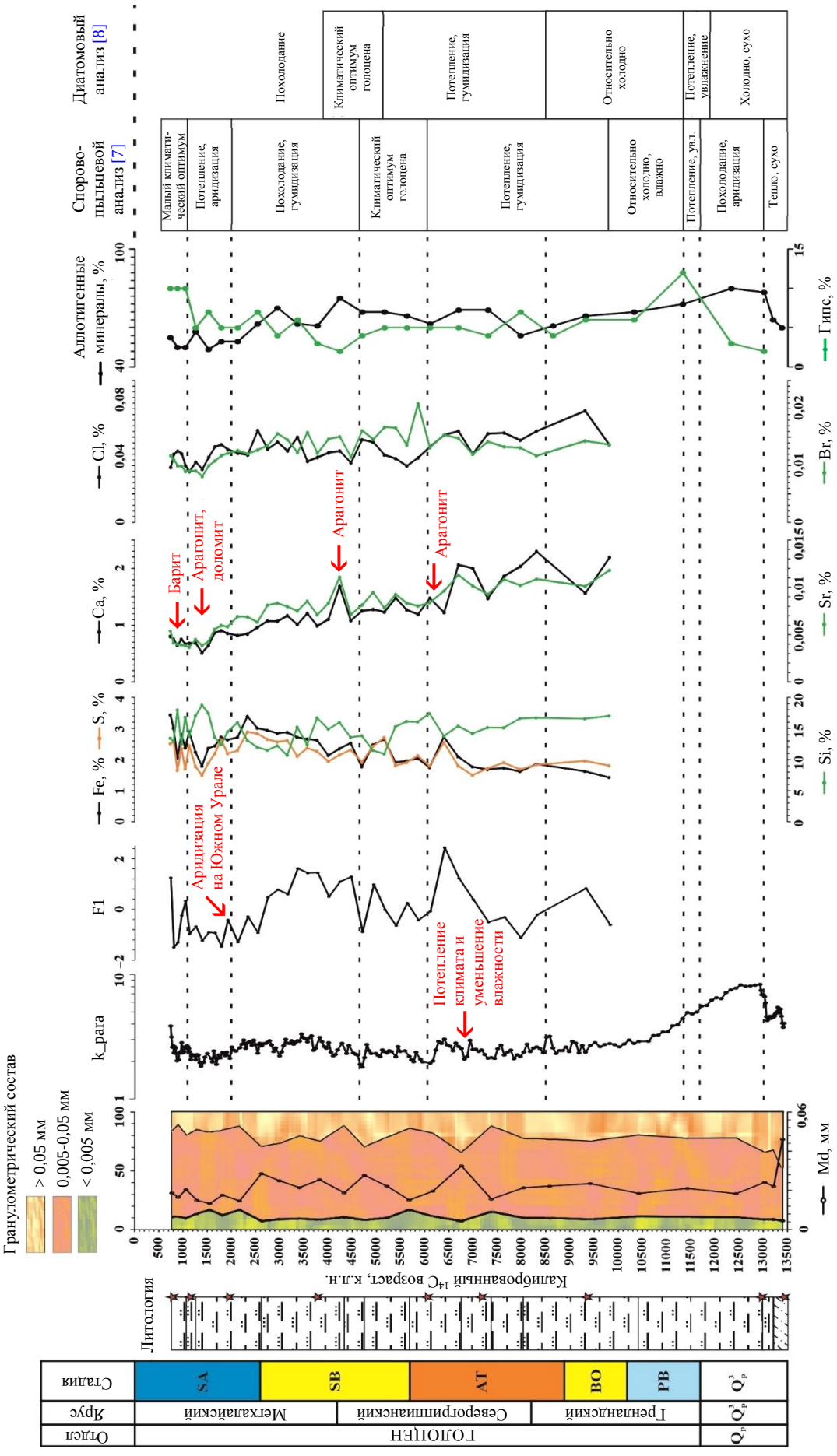
Основной источник фосфора – органические и неорганические вещества, поступающие с водными массами через выветривание горных пород, сток рек, сельскохозяйственные и промышленные отходы и атмосферные осадки. В водной среде фосфор активно связывается с частицами взвеси и биомассой микроорганизмов, растений и животных. После их гибели и разложения фосфор входит в состав донных отложений. В условиях низкой концентрации растворенного кислорода происходит осаждение фосфатных минералов (например, апатит $Ca_5(PO_4)_3(OH, F, Cl)$. Показатель pH среды влияет на растворимость фосфатов – при нейтральных и щелочных условиях происходит их осаждение. Концентрации Fe(III) и Al(III) также важны, при окислении они связывают фосфатные ионы, формируя нерастворимые соединения [43]. По характерной для обоих озер связи фактора F1 и k_para последний можно рассматривать как индикатор поставки аллотигенного материала в озерный бассейн, что также наблюдается и для других озер [17, 21].

Данные гранулометрии, минерального и химического составов приведены в вариациях основных показателей, сопоставленных с глобальными и региональными климатическими стадиями и событиями (рис.7).

Поздний плейстоцен. Максимум последнего оледенения – период максимального похолодания последнего оледенения (между ~27 и ~19 тыс. лет назад), когда глобальные ледяные покровы достигли своего наибольшего интегрированного объема [44, 45]. Этот эпизод представлен на рис.7, *б* единичными точками наблюдения, которые задают начало тренда симбатного уменьшения k_para и содержания аллотигенных минералов, наблюдаемого в раннем дриасе до ~16000 к.л.н., указывая на пониженное поступление аллотигенного материала в бассейн седиментации, вероятно, связанное с холодными и сухими условиями последнего оледенения. При этом отмечается высокое содержание гипса, видимо, существенно диагенетического. Потепление, сменившее последнее оледенение, произошло ~ 14,7 тыс. лет назад, что ознаменовало начало климатической стадии Бёллинга [43]. Потепление, а также увлажнение климата сопровождаются увеличением значений k_para, указывая на увеличение поступления аллотигенного материала в бассейн седиментации оз. Малое Миассово (рис.7, *б*). В период ~13000-11700 к.л.н. осадки озер Большое Миассово и Малое Миассово характеризуются увеличением значений k_para и содержания аллотигенных

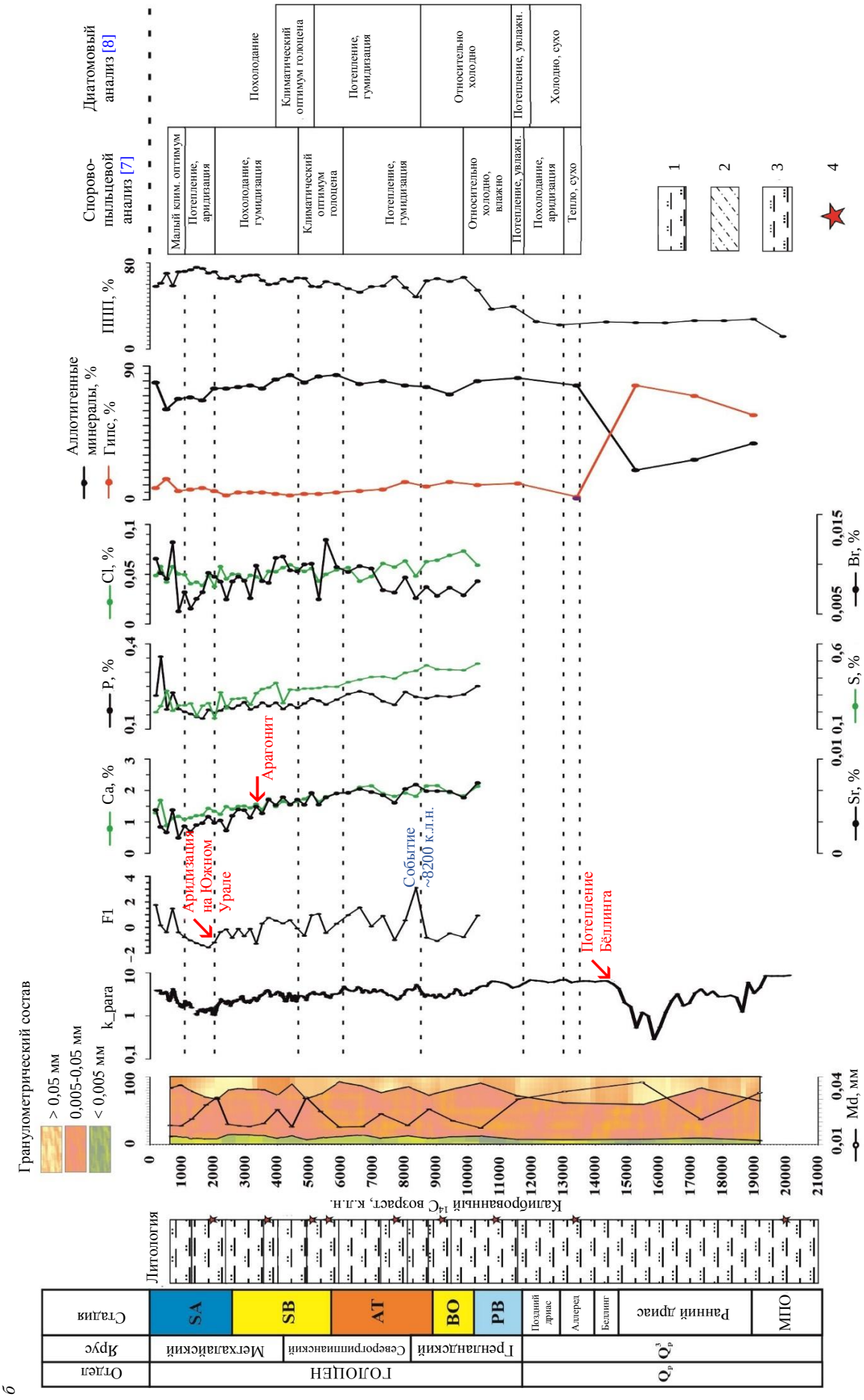
Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. *2026. Т. 280. С. 47-69*
© А.Р.Юсупова, Н.Г.Нургалиева, 2026



а

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0



б

Рис.7. Результаты комплексного анализа осадков озер Большое Миассово (*а*) и Малое Миассово (*б*)
1 – суглинок легкий алевритовый; 2 – супесь; 3 – супесь алевритовая; 4 – датированные образцы

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

минералов, отображая повышенный терригенный снос продуктов разрушения пород ильменогорской и еланчиковской толщ и баикского комплекса. Преобладание аллотигенной компоненты при пониженном содержании органического вещества (среднее значение ППП ~ 23,85 %, рис.7, *б*), согласно исследованию [46], свидетельствует о низкой продуктивности озерной экосистемы в холодных условиях климата. Действительно, в работе [7] установлено, что в позднеледниковье (~13200-11700 к.л.н.) оз. Большое Миассово представляло собой глубокий водоем с постоянным уровнем воды и обширной зоной мелководий, заросшей макрофитами в условиях прохладного климата.

Голоцен. С наступлением голоцена (~11700-8500 к.л.н.) в осадке резко увеличивается содержание органического вещества, что, вероятно, связано с переходом от холодного климата плейстоцена к теплому климата голоцена, который характеризуется трендами увеличения содержаний Br и Cl. На отметке ~11430 к.л.н. в осадке оз. Большое Миассово установлено наличие арагонита (см. рис.4, снимок 9). Вероятно, в данный период озеро было мелководным и минерализованным вследствие аридизации климата, возможно, включавшей и глобальное событие Бонда 8 (~11100 к.л.н.) [47]. Для оз. Малое Миассово также характерен тренд снижения значений k_para, содержания аллотигенных минералов в осадке, а также увеличения значения ППП. Подобный тренд отмечается и для оз. Сабакты (Южный Урал) [46], для которого в начале голоцена накопление органического вещества и снижение аллотигенного привноса объясняется возрастанием продуктивности водоема и (или) формированием на водосборе почв, в связи с продолжающимся потеплением климата.

По данным диатомового анализа [8], в период ~ 8500-4600 к.л.н. оз. Большое Миассово было глубоководным, поскольку увеличение продолжительности и температуры вегетационного периода привело к полному стаиванию Уральских ледников. Результаты проведенных исследований показывают, что для ~ 8500 к.л.н. в записи керна осадков оз. Большое Миассово отмечается резкое изменение значений k_para, фактора F1 и ППП, содержаний Ca и Sr , что, вероятно, связано с глобальным похолоданием, произошедшим ~ 8200 к.л.н. [46]. Это похолодание находит отражение в многочисленных палеолетописях озерных, морских отложений, пещерных спелеотем Северного и Южного полушарий [48, 49]. Снижение температур предположительно связано с поступлением больших объемов пресной воды в Северную Атлантику в результате распада и таяния ледников. В оз. Малое Миассово данное событие сопровождается резким увеличением значений k_para, фактора F1 и резким уменьшением ППП. В работе [46] отмечается резкое снижение электропроводности в осадках оз. Сабакты ~ 8200-7700 к.л.н., также корреспондирующее с событием, произошедшим ~ 8200 к.л.н.

Далее, до ~ 7000 к.л.н., отмечается снижение значений k_para, фактора F1, Md и увеличение значений ППП. Вероятно, в данный период происходило погружение пелагиали озера в связи с неотектоническими процессами. Для оз. Малое Миассово в данный период также характерно снижение показателей k_para, фактора F1, содержаний Ca, Sr, P, S Cl. Выделяются события резких изменений значений k_para – первое (~ 6760 к.л.н.) сопровождается увеличением Md до ~ 0,033 мм, а также содержаний Ca и Sr в осадке; во втором (~ 6100 к.л.н.) отмечается увеличение содержаний Ca и Sr в осадке, а также зафиксировано наличие арагонита (см. рис.4). Указанные события, скорее всего, связаны с потеплением климата, а также уменьшением влажности. Так, например, накопление слоистого сапропеля в оз. Сабакты в период ~ 7900-6000 к.л.н. с высоким содержанием органического вещества, карбонатов и низкой концентрацией элементов терригенного сноса свидетельствует о повышении продуктивности озера, вероятно, в ответ на потепление климата [46]. Для осадков оз. Большое Миассово в период ~ 7000-6000 к.л.н. характерно резкое увеличение значений фактора F1, Cl, Fe и Md, что указывает на увеличение привноса аллотигенного вещества в бассейн седиментации. При этом резко снижаются содержания Ca, Sr, Si и ППП. В этот период для оз. Малое Миассово также характерно увеличение значений индикаторов аллотигенного привноса, отображающих увеличение привноса аллотигенного вещества в бассейн седиментации. Примечательно, что на отметке ~ 6100 к.л.н. в осадках оз. Большое Миассово резко увеличиваются содержания Ca, Sr и уменьшаются значения индикаторов аллотигенного привноса (рис.7, *а*), что, вероятно, связано с аридизацией климата, подтверждающееся находкой арагонита в осадке озера (см. рис.4, 5).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Повышенные значения ППП и Br характерны для интервала ~ 6000-4700 к.л.н. для осадков оз. Большое Миассово, что, скорее всего, связано с теплыми условиями климата, коррелирующими с климатическим оптимумом голоцена, выделенным в работе [7]. Осадки оз. Малое Миассово характеризуются повышенными содержаниями Ca, Sr и Br.

Период ~ 4700-2000 к.л.н. характеризуется увеличением значений k_para, фактора F1, объясняющимся увеличением влажности климата, что не противоречит данным [7]. Согласно этой же работе [7], в данный период произошло похолодание климата, что подтверждается трендом снижения содержаний Ca и Sr в осадке. Однако по данным сканирующей электронной микроскопии в осадке оз. Большое Миассово установлено присутствие арагонита на отметке ~ 4250 к.л.н. (см. рис.4, снимок 6), в осадках оз. Банное (Южный Урал) отмечено увеличение $\delta^{18}O$ [17]. Кроме того, в осадках оз. Малое Миассово установлено присутствие арагонита на отметке ~ 3540 к.л.н., согласующееся с данными по озерам Сабакты и Талкас [6, 21]. Таким образом, рассмотренный период требует дополнительных исследований.

По данным работы [7], с ~ 2500 по ~ 800 к.л.н. на фоне понижения температуры оз. Большое Миассово окончательно сформировалось в глубоководный водоем с маломинерализованной водой, а также наличием заболоченных мелководий с процессами закисления. По установленным данным, на отметке ~ 2000 к.л.н. для осадков оз. Большое Миассово характерно резкое снижение значений k_para, фактора F1, содержаний Fe, Cl, аллотигенных минералов, скорее всего, связанное с произошедшей аридизацией климата и фиксирующееся в ряде исследований осадков озер Южного Урала [6, 7, 21]. Помимо этого, в образце из оз. Большое Миассово в осадке на отметке ~1500 к.л.н. установлено наличие арагонита, доломита (см. рис.4, снимки 4, 5) , связанное с глобальным климатическим событием Бонда 1 и проявившееся в аридизации климата Южного Урала. Для осадков оз. Малое Миассово также характерно резкое уменьшение значений индикаторов аллотигенного привноса, содержаний Cl, P, что указывает на уменьшение привноса аллотигенного материала в бассейн седиментации.

Заключение

На основе радиоуглеродного датирования, гранулометрического, минерального и геохимического анализов донных отложений озер Большое Миассово и Малое Миассово выявлены особенности вещественного состава изучаемых озер, а также проведена реконструкция условий озерного седиментогенеза в позднечетвертичное время.

Установлено, что керн донных отложений оз. Большое Миассово представляет собой в основном переслаивание суглинка легкого алевритового и супеси алевритовой. Нижняя часть колонки представлена супесью. Разрез донных отложений оз. Малое Миассово представлен переслаиванием суглинка легкого алевритового и супеси алевритовой.

Проведенный рентгенодифракционный анализ позволил установить, что для осадков изучаемых озер характерно преобладание аллотигенных минералов. Биохемогенные частицы представлены биогенным кремнеземом, карбонатами, сульфатами и сульфидами.

Получены данные по содержаниям главных и рассеянных элементов в донных отложениях изучаемых озер. По сравнительным графикам содержаний главных химических элементов в донных отложениях озер Южного Урала выявлено, что осадочные отложения оз. Большое Миассово характеризуются более высокими содержаниями MnO, CaO, что объясняется значительным присутствием аутигенных карбонатов и эвапоритов в осадке. В осадках оз. Малое Миассово больше P_2O_5, что увязывается с распространением фосфоритосодержащих пород в акватории озера.

Вариации наиболее информативных показателей, выделенных по данным гранулометрии, минерального состава и геохимическим данным (факторного анализа), сопоставлены с глобальными и региональными климатическими стадиями и событиями. Так, по данным изучения осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово выделены потепление Бёллинга, событие ~ 8200 к.л.н. (похолодание), аридизация на Южном Урале (~ 2000 к.л.н.), а также событие Бонда 1 (~1500 к.л.н.). Помимо этого, на отметках ~11430, ~ 6100, ~ 4250, ~ 3537 к.л.н. зафиксировано наличие арагонита, который является индикатором уменьшения влажности климата. Обнаруженный на отметке ~1065 к.л.н. барит также позволяет сделать вывод об аридизации климата.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ekoa Bessa A.Z., Richards K., Egbe A.M., Ambo F.B.* A geochemical and palynological study of lake sediments at Mboandong, Cameroon: Chemical weathering and vegetation linked to Holocene palaeoclimate // Journal of African Earth Sciences. 2025. Vol. 223. № 105512. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2024.105512

2. *Subetto D.A., Rybalko A.E., Naumenko M.A. et al.* The Geology, Geomorphology, and History of Lake Ladoga: A Review // Doklady Earth Sciences. 2024. Vol. 519. Suppl. 1. P. S91-S109. DOI: 10.1134/S1028334X24604735

3. *Рыбалко А.Е., Репкина Т.Ю., Старовойтов А.В. и др.* Основные этапы изучения геологии четвертичных отложений Белого моря и дискуссионные проблемы его палеогеографии в позднем неоплейстоцене–голоцене // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2022. Т. 86. № 6. С. 848-869. DOI: 10.31857/S2587556622060152

4. *Hongpan Xue, Xin Zhou, Luyao Tu et al.* Climate-vegetation-erosion interactions revealed by the sediments of Huguangyan Maar Lake, southern China // Catena. 2023. Vol. 231. № 107276. DOI: 10.1016/j.catena.2023.107276

5. *Shuguang Lu, Li Wu, Chunmei Ma et al.* Shifting sediment sources track environmental changes since the last glacial period: Evidence from sediment records in Chaohu Lake, eastern China // Quaternary Science Reviews. 2025. Vol. 365. № 109472. DOI: 10.1016/j.quascirev.2025.109472

6. *Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В.* Палеоэкология и геохимия озерной седиментации голоцена Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2014. 136 с.

7. *Нигаматзянова Г.Р., Фролова Л.А., Нигматуллин Н.М. и др.* Реконструкция растительности и климатических изменений позднеледниковья – голоцена Южного Урала на основе спорово-пыльцевого анализа донных отложений озера Большое Миассово // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 4. С. 179-194. DOI: 10.31857/S2949178923040060

8. *Валиева Э.А., Фролова Л.А., Палагушкина О.В. и др.* Реконструкция истории развития озера Большое Миассово (Южный Урал) в период позднеледниковья и голоцена на основе диатомового анализа донных отложений // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 4. С. 195-206. DOI: 10.31857/S2949178923040151

9. *Юсупова А.Р., Кузина Д.М., Косарева Л.Р. и др.* Геохимия и минералогия осадков озер Южного Урала // Минералы: строение, свойства, методы исследования: Материалы X Всероссийской молодежной научной конференции, 27-31 мая 2019, Екатеринбург, Россия. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2019. 2019. С. 292-293.

10. *Сигов А.П., Шуб В.С.* Геоморфологическое районирование Урала // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа: Академия наук СССР, Башкирский филиал, Институт геологии, 1972. № 3. С. 44-51.

11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание 2-е. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-VII. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2015.

12. *Bronk Ramsey C., Lee S.* Recent and Planned Developments of the Program OxCal // Radiocarbon. 2013. Vol. 55. Iss. 2: Proceedings of the 21st International Radiocarbon Conference (Part 1 of 2). P. 720-730. DOI: 10.1017/S0033822200057878

13. *Кузина Д.М., Щербаков В.П., Сальная Н.В. и др.* Относительная палеонапряженность геомагнитного поля за последние 9000 лет по донным осадкам озера Шира, Северная Хакасия, определенная по методу псевдо-Телье // Физика Земли. 2024. № 4. С. 161-181. DOI: 10.31857/S0002333724040111

14. *Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. Vol. 59. Iss. 14. P. 2919-2940. DOI: 10.1016/0016-7037(95)00185-9

15. *Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г.* Патент № 81805 РФ. Коэрцитивный спектрометр. Опубл. 27.03.2009. Бюл. № 7.

16. *Kosareva L.R., Nourgaliev D.K., Kuzina D.M. et al.* Ferromagnetic, dia-/paramagnetic and superparamagnetic components of Aral Sea sediments: significance for paleoenvironmental reconstruction // ARPN Journal of Earth Sciences. 2015. Vol. 4. № 1. P. 1-6.

17. *Юсупова А.Р., Нургалиева Н.Г., Кузина Д.М. и др.* Литологические особенности донных отложений озера Банное (Южный Урал) как индикатор изменений природной среды и климата голоцена // Литосфера. 2024. Т. 24. № 1. С. 173-194. DOI: 10.24930/1681-9004-2024-24-1-173-194

18. *Леусова Н.Ю.* Устойчивость и сохранность биогенных форм кремнезема в углях // Успехи современного естествознания. 2020. № 12. С. 117-123. DOI: 10.17513/use.37547

19. *Xiugen Fu, Jian Wang, Chunyan Song et al.* The Permian-Triassic transition in ocean island setting: Environmental disturbances and new high-resolution carbon-isotope record from the Qiangtang Basin, NW China // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2019. Vol. 522. P. 40-51. DOI: 10.1016/j.palaeo.2019.03.012

20. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust. Treatise on Geochemistry. Elsevier, 2003. Vol. 3. P. 1-64. DOI: 10.1016/B0-08-043751-6/03016-4

21. *Юсупова А.Р., Нургалиева Н.Г., Кузина Д.М. и др.* Особенности вещественного состава донных отложений озера Сабакты (Южный Урал) // Успехи современного естествознания. 2023. № 7. С. 72-81. DOI: 10.17513/use.38074

22. *Юсупова А.Р., Нургалиева Н.Г., Кузина Д.М., Х.-Ч. Ли.* Состав донных отложений озера Кандрыкуль (Республика Башкортостан) по минералогическим и геохимическим данным и климатические изменения в голоцене // Георесурсы. 2025. Т. 27. № 2. С. 281-296. DOI: 10.18599/grs.2025.2.21

23. Экология озера Большое Миассово / Под ред. А.Г.Рогозина, В.А.Ткачева. Миасс: Ильменский государственный заповедник им. В.И.Ленина УрО РАН, 2000. 318 с.

24. *Сначев В.И., Сначев А.В., Рыкус М.В.* Физико-химические условия образования и формационная принадлежность гранитоидов Кисегачского массива (Южный Урал) // Нефтегазовое дело. 2020. Т. 18. № 5. С. 6-14. DOI: 10.17122/ngdelo-2020-5-6-14

25. *Kalugin I., Daryin A., Smolyaninova L. et al.* 800-yr-long records of annual air temperature and precipitation over southern Siberia inferred from Teletskoye Lake sediments // Quaternary Research. 2007. Vol. 67. Iss. 3. P. 400-410. DOI: 10.1016/j.yqres.2007.01.007

26. *Кориневский В.Г., Кориневский Е.В.* Результаты геолого-петрографических исследований Ильменогорского комплекса (Южный Урал) за последние 20 лет (1998-2018 гг.) // Минералогия. 2020. Т. 6. № 2. С. 67-99. DOI: 10.35597/2313-545X-2020-6-2-6

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

27. *Smith J.V., Brown W.L.* Feldspar Minerals. Vol. 1. Crystal Structures, Physical, Chemical, and Microtextural Properties. Springer-Verlag, 1988. 846 p. DOI: 10.1007/978-3-642-72594-4

28. *Popov N., Marijan S., Pavić L. et al.* Influence of Al^{3+} ions on the direct hydrothermal formation and properties of hematite (α-Fe_2O_3) nanorods // Journal of Alloys and Compounds. 2025. Vol. 1018. № 179223. DOI: 10.1016/j.jallcom.2025.179223

29. *Cherniak D.J.* Aluminum diffusion in zircon // Chemical Geology. 2021. Vol. 584. № 120510. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2021.120510

30. *Lange I.M., Reynolds R.C., Lyons J.B.* KRb ratios in coexisting K-feldspars and biotites from some New England granites and metasediments // Chemical Geology. 1966. Vol. 1. P. 317-322. DOI: 10.1016/0009-2541(66)90027-1

31. Igneous Rocks: A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks / Ed. by R.W. Le Maitre. Cambridge University Press, 2002. 252 p. DOI: 10.1017/CBO9780511535581

32. *Rhodes J.M.* On the chemistry of potassium feldspars in granitic rocks // Chemical Geology. 1969. Vol. 4. Iss. 3-4. P. 373-392. DOI: 10.1016/0009-2541(69)90004-7

33. *Usui H., Domi Y., Sakaguchi H.* Rutile TiO_2 Creates Advanced Na-Storage Materials // ACS Applied Energy Materials. 2023. Vol. 6. Iss. 8. P. 4089-4102. DOI: 10.1021/acsaem.3c00266

34. *Rashchenko S., Shatskiy A., Litasov K.* High-Pressure Na-Ca Carbonates in the Deep Carbon Cycle // Carbon in Earth's Interior. Wiley, 2020. P. 127-136. DOI: 10.1002/9781119508229.ch13

35. *Bernard E., Yio M., Rentsch D. et al.* Insights on the effects of carbonates and phosphates on the hydration of magnesia (alumino-)silicate cements // Applied Geochemistry. 2024. Vol. 167. № 106001. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2024.106001

36. *Baijot M., Hatert F., Philippo S.* Mineralogy and geochemistry of phosphates and silicates in the Sapucaia pegmatite, Minas Gerais, Brazil: genetic implications // The Canadian Mineralogist. 2012. Vol. 50. № 6. P. 1531-1554. DOI: 10.3749/canmin.50.6.1531

37. *Zaccarini F., Garuti G., Moser R. et al.* Mineral Chemistry of Olivine, Oxy-Spinel, and Clinopyroxene in Lavas and Xenoliths from the Canary, Azores, and Cape Verde Islands (Macaronesia, North Atlantic Ocean): New Data and Comparisons with the Literature // Minerals. 2024. Vol. 14. Iss. 2. № 161. DOI: 10.3390/min14020161

38. *Hermann J., O'Neill H.S.C., Berry A.J.* Titanium solubility in olivine in the system TiO_2-MgO-SiO_2: no evidence for an ultra-deep origin of Ti-bearing olivine // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. Vol. 148. Iss. 6. P. 746-760. DOI: 10.1007/s00410-004-0637-4

39. *Santisteban J.I., Mediavilla R., López-Pamo E. et al.* Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments? // Journal of Paleolimnology. 2004. Vol. 32. Iss. 3. P. 287-299. DOI: 10.1023/B:JOPL.0000042999.30131.5b

40. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

41. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.

42. *Qing Sun, Daryin A., Jiayu Zhao et al.* High-Resolution Elemental Record From the Holocene Sediments of an Alpine Lake in the Central Altai Mountains: Implications for Arctic Sea-Ice Variations // Earth and Space Science. 2021. Vol. 8. Iss. 8. № e2021EA001810. DOI: 10.1029/2021EA001810

43. *Ziwei Long, Zehua Ji, Yuansheng Pei.* Characteristics and distribution of phosphorus in surface sediments of a shallow lake // Journal of Environmental Sciences. 2023. Vol. 124. P. 50-60. DOI: 10.1016/j.jes.2021.10.012

44. *DoĞan M., Ünlü Y., Gürboğa Ş. et al.* Climate variability in West Anatolia from Last Glacial Maximum to present based on the µXRF data from Buldan Yayla Lake (Denizli) // Journal of Quaternary Science. 2025. Vol. 40. Iss. 1. P. 86-105. DOI: 10.1002/jqs.3658

45. *López-Sáez J.A., Carrasco R.M., Turu V. et al.* Late Glacial-early holocene vegetation and environmental changes in the western Iberian Central System inferred from a key site: The Navamuño record, Béjar range (Spain) // Quaternary Science Reviews. 2020. Vol. 230. № 106167. DOI: 10.1016/j.quascirev.2020.106167

46. *Масленникова А.В., Артемьев Д.А., Зазовская Э.П. и др.* Геохимическая летопись озера Сабакты: количественная оценка электропроводности вод и реконструкция обстановок осадконакопления позднеледниковья и голоцена степной зоны Южного Урала // Литосфера. 2023. Т. 23. № 3. С. 410-429. DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-3-410-429

47. *Qimei Guo, Baohua Li, Yue Cai.* Intermediate water circulation in the mid-latitude Northeast Atlantic over the past 13,000 years: Multi-proxy evidence from IODP Site U1391 // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2024. Vol. 654. № 112428. DOI: 10.1016/j.palaeo.2024.112428

48. *Walker M., Head M.J., Berkelhammer M. et al.* Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries // Episodes. 2018. Vol. 41. № 4. P. 213-223. DOI: 10.18814/epiiugs/2018/018016

49. *Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S. et al.* 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. 2012. Vol. 27. Iss. 7. P. 649-659. DOI: 10.1002/jqs.2565

***Авторы*: Анастасия Рафаилевна Юсупова,** *канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник* (*Казанский федеральный университет, Казань, Республика Татарстан, Россия*), *i@ajusupova.ru,* *https://orcid.org/0000-0001-8732-3053*, **Нурия Гавазовна Нургалиева,** *д-р геол.-минерал. наук, профессор* (*Казанский федеральный университет, Казань, Республика Татарстан, Россия*), *https://orcid.org/0000-0003-4372-9777*.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0