

**ПЕРИОДИЗАЦИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ В ГОЛОЦЕНЕ
ПО СИНХРОННЫМ ВАРИАЦИЯМ МАГНИТНЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ
ПАРАМЕТРОВ ОСАДКОВ ОЗЕРА БОЛЬШОЕ ЯРОВОЕ (юго-запад Сибири)**
**Л.Р. Косарева¹, В.П. Щербаков^{1,2}, Д.К. Нурғалиев¹, Н.Г. Нурғалиева¹, Н.К. Сычева²,
В.В. Антоненко¹, Д.М. Кузина¹, В.Г. Евтюгин³**

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий,
420111, Казань, ул. Кремлевская, 4/5, Россия

²Геофизическая обсерватория «Борок» Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
152742, Ярославская обл., пос. Борок, 142, Россия

³Казанский (Приволжский) федеральный университет, Междисциплинарный центр «Аналитическая микроскопия»,
420111, Казань, ул. Парижской Коммуны, 9, Россия

Изучены вариации магнитных свойств и геохимических индексов отложений оз. Большое Яровое (Алтайский край) по пяти кернам длиной до 4.5 м и покрывающие временной интервал более 8000 лет, для которых получены коэрцитивные спектры по 792 образцам с шагом 2 см. По коэрцитивным спектрам выделены магнитомягкая и магнитожесткая компоненты с максимумами в интервалах (10—15) и (35—50) мТл соответственно. Магнитомягкая компонента отождествляется с детритовой, а магнитожесткая — с биогенной составляющей, что подтверждается микроскопическими исследованиями. Помимо этого, в образцах обнаружены микрометеориты. Вариации геохимических модулей дают возможность восстановить некоторые особенности истории изменений окружающей среды в окрестностях озера. Осадки нижней части разреза отличаются как по содержанию ферримангнитных минералов, так и по геохимическим показателям, что свидетельствует о резком изменении условий окружающей среды между 6100 и 7600 л. н. Еще выше по разрезу между 4100 и 6100 л. н. наблюдается квазипериодическое чередование теплых (сухих) и прохладных (влажных) периодов. Показано, что вариации магнитомягкой и магнитожесткой компонент согласуются с выявленными изменениями окружающей среды и могут быть использованы для их реконструкции.

Озерные отложения, климат голоцена, магнитные свойства, ферримангнитные компоненты, магнитотактические бактерии, коэрцитивные спектры.

**PERIODIZATION OF HOLOCENE CLIMATIC CYCLES BASED ON SYNCHRONOUS VARIATIONS
IN THE MAGNETIC AND GEOCHEMICAL PARAMETERS OF THE SEDIMENTS
OF LAKE BOL'SHOE YAROVOE (southwestern Siberia)**

**L.R. Kosareva, V.P. Shcherbakov, D.K. Nurgaliev, N.G. Nurgalieva, N.K. Sycheva,
V.V. Antonenko, D.M. Kuzina and V.G. Evtugin**

Variations in the magnetic and geochemical properties of the sediments of Lake Bol'shoe Yarovoe (Altai Territory) were studied. The data were derived from five core columns (up to 4.5 m long) covering a time interval of more than 8000 years. In addition, coercive spectra were obtained for 792 samples taken every 2 cm. Coercive spectra were then used to identify soft magnetic (10–15 mT) and hard magnetic (35–50 mT) components. The soft magnetic component is detrital, and the hard magnetic component is biogenic, which is confirmed by microscopic studies. Moreover, the samples contain micrometeorite particles. Variations in geochemical properties allow reconstruction of the environmental history of the lake. Sediments in the lower part of the section vary both in the content of ferrimagnetic components and in geochemical properties, which indicates a sharp environmental change between ~6100 and ~7600 years ago. Alternation of warm (dry) and cool (humid) periods is observed higher in the section, between ~4100 and ~6100 years ago. It has been found that the variations in the magnetic components are consistent with the environmental changes and can be used for the historical reconstruction.

Lacustrine sediments, Holocene climate, magnetic properties, ferrimagnetic components, magnetotactic bacteria, coercive spectra

ВВЕДЕНИЕ

Информативность донных отложений современных озер во многом определяется седиментационными процессами, в ходе которых в осадках накапливаются различные минералы, в том числе железосодержащие, играющие важную роль при палеомагнитных, магнито-минералогических и палеоклиматических исследованиях.

тических исследованиях. В отличие от океанических отложений, для озер характерны относительно высокие скорости седиментации, позволяющие получить существенно более высокое разрешение записи по сравнению с океаническими осадками [Evans, Heller, 2003]. Основным фактором, определяющим осадконакопление в озерах, являются климатические условия, которые определяют гидрологический и гидрохимический режим водоемов, преобладающий характер осадконакопления и тип отложений. Разнообразие типов озер и многочисленные факторы, определяющие процессы осадконакопления в каждом из них, формируют индивидуальный качественный и количественный состав магнитной фракции отложений конкретного озера.

На сегодняшний день актуальным является вопрос об исследовании шкалы региональных и глобальных климатических событий и установлении внезапных и резких климатических сдвигов на относительно коротких интервалах времени $\sim(100—1000)$ лет. Общепринято, что для исследований подобного рода лучше всего подходят современные системы соленых озер небольших размеров, существование которых возможно только в аридных и семиаридных условиях. Малые озера по сравнению с крупными водоемами более чувствительны к изменениям климата и окружающей среды, поэтому могут содержать более детальные «записи» этих изменений [Zhilich et al., 2017; Кривоногов и др., 2018; Солотчина и др., 2018]. Озеро Большое Яровое, которое является предметом исследования настоящей статьи, относится к гипергалинным малым озерам юго-запада Сибири, донные отложения которых выступают одним из немногих доступных в регионе полигонов для получения данных по составу и генезису голоценовых образований. Ранее по 23 образцам колонки 3 были проведены исследования пыльцы и диатомовых [Rudaya et al., 2012]. По палинологическим данным были выделены пять зон, проведен количественный анализ данных и реконструкция биома (биомизация) [Prentice et al., 1996]. Этот метод позволяет на основе современной экологии, биоклиматической толерантности и географического распределения пыльцеобразующих растений отнести пыльцевые таксоны к функциональным типам растений и к биомам. Метод ранее был адаптирован для реконструкции северо-евразийских биомов [Tarasov et al., 1998]. Данные [Rudaya et al., 2012] хорошо согласуются с результатами исследований, проведенных в рамках данной работы (см. раздел «Дискуссия»).

Изменения магнитных свойств осадков очень часто отражают изменения климата и окружающей среды. Увеличение привноса терригенной магнитной компоненты может быть связано с высокой влажностью в регионе и повышением речного привноса, а увеличение биопродуктивности озера сопровождается развитием магнитотактических бактерий (МТБ), и при достаточной их биомассе может привести к резкому росту аутигенной магнитной компоненты за счет магнетитовых или грейгитовых зерен, синтезируемых этими бактериями. Биопродуктивность озер тесно связана с изменениями климата и окружающей среды, в первую очередь с температурой, влажностью и окислительными условиями. Возможно также и влияние на вариации магнитных параметров осадков изменения источников сноса или проявления катастрофических событий типа извержения вулкана.

Наибольшей информативностью о составе, структуре и концентрации ферримагнитного материала обладают коэрцитивные спектры (КС) нормального остаточного намагничивания (IRM). Эта тематика развита в работах [Кочегура, 1965; Белоконь, 1973; Шолпо, 1977; Egl, 2003, 2004a, b; Heslop, Dillon, 2007; Kosareva et al., 2015; Fabian et al., 2016]. Интерес к проблеме выделения ферромагнитных компонент связан и с необходимостью идентификации вклада биогенной составляющей в остаточную намагниченность осадков, что обусловлено большой зависимостью содержания магнитных зерен, имеющих биогенное происхождение, от палеоклиматических условий.

Что же касается магнитной восприимчивости донных осадков, то на нее наибольшее влияние оказывает парамагнитная составляющая. Это связано с очень малым содержанием ферромагнитного материала в отложениях большинства современных озер, а большая часть биогенного материала и вода являются диамагнетиками. Биогенный вклад в магнитную восприимчивость осадков определяется также и суперпарамагнитной составляющей, формируемой самой мелкой фракцией зерен размером до 30 нм.

Целью наших исследований является определение природы магнитных минералов отложений оз. Большое Яровое, расположенного на юго-западе Сибири (Славгородский район Алтайского края), и анализ изменений их состава и концентрации по глубине керна, которые, как предположительно, являются следствием как изменений условий и скорости осаждения магнитного материала, так и новообразованием хемо- и биогенных ферримагнитных частиц. Как результат наших совокупных магнитных и геохимических исследований в разделе «Дискуссия» мы предлагаем предварительную реконструкцию изменений условий окружающей среды в регионе за последние 9000 лет.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ И ПОЛУЧЕННЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Большое Яровое — бессточное горько-соленое озеро, расположенное на юго-западе Сибири, в Славгородском районе Алтайского края, в западной части Кулундинской равнины (рис. 1). Находится озеро на высоте около 79 м над уровнем моря. Площадь акватории составляет 70 км². Его средняя глу-

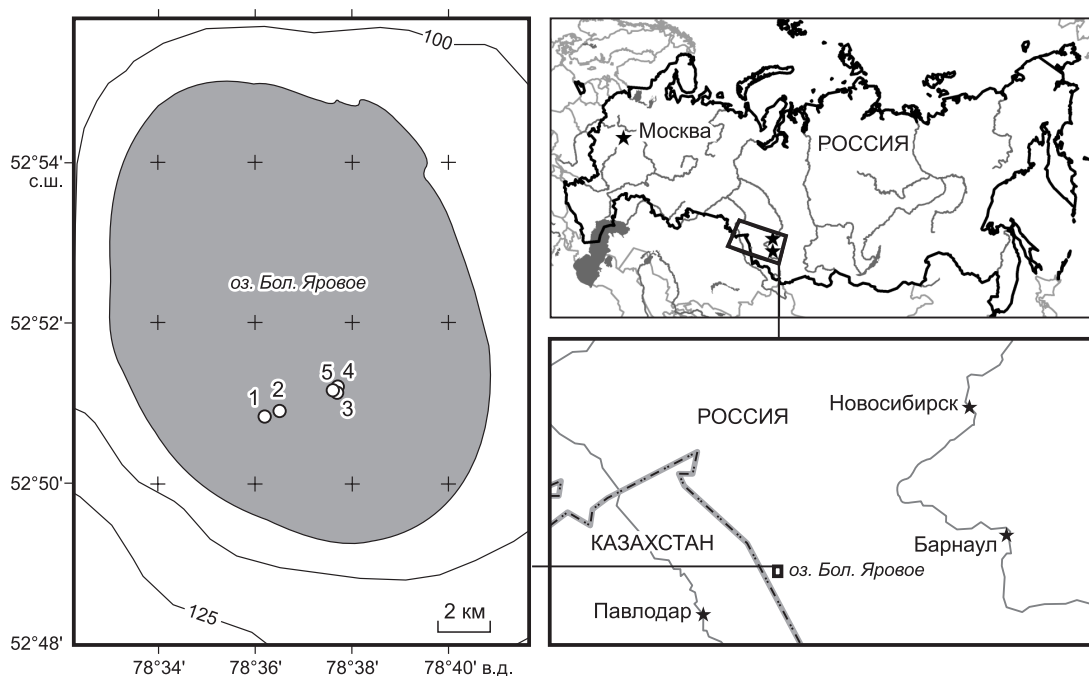


Рис. 1. Карта района исследований (построена в ArcGIS 10.3 ESRI, США).

Точками и цифрами 1—5 указано расположение мест отбора керновых колонок.

бина 4.00—4.25 м, максимальные глубины достигают 8 м и более (это самое глубокое озеро Кулундинской степи). Озеро занимает глубокую (до 25 м) котловину. Общая площадь водосбора примерно 560 км². С востока озера расположены солончаки. Длина озера 11.5 км, максимальная ширина 8 км [Сидоренко, 1972]. Берега крутые и обрывистые, изрезаны глубокими оврагами. С юго-западной стороны озера берега имеют вид крутых яров высотой до 20 м. Берега же восточной части возвышаются над уровнем озера на 1.5—2.0 м. Береговая линия не изрезана и лишь в северо-восточной части образуется небольшой залив. Такой рельеф обеспечивает озеро терригенным материалом во время весеннего стока и выпадения осадков.

В рамках научно-исследовательской экспедиции сотрудников КФУ ИГиНГТ в 2008 г., направленной на изучение донных осадочных отложений оз. Большое Яровое, были получены пять керновых колонок. Расположение точек отбора керна представлено на рис. 1 и в табл. 1. С целью отбора керна нарушенных стратифицированных осадков были проведены предварительные сейсмоакустические исследования акватории озера [Крылов и др., 2015]. При отборе керновых колонок использовался уникальный донный пробоотборник, спроектированный и изготовленный в Казанском университете [Борисов, 2004]. Это поршневой пробоотборник длиной 6 м с вакуумным якорем, по устройству аналогичный отборнику [Mackereth, 1958], но не газодинамический, а гидравлический для повышения безопасности и более осторожного отбора осадков [Nourgaliev et al., 1996]. Отборник позволяет получать керны донных отложений диаметром 70 мм в водоемах глубиной до 100 м. Послойный отбор проб в немагнитные кубические пластиковые контейнеры (2.2×2.2×2.2 см) для палеомагнитных исследований и маркированные зип-пакеты для лабораторных исследований проводился с шагом 2 см в полевом лагере сразу после того, как керн доставляли на берег.

Таблица 1. Координаты и основные сведения точек отбора керна

| № колонки | Координаты | | Глубина воды, м | Длина колонки, м | Кол-во образцов, шт. |
|-----------|------------|------------|-----------------|------------------|----------------------|
| | с.ш. | в.д. | | | |
| 1 | 52°50.837' | 78°36.195' | 7.5 | 3.3 | 165 |
| 2 | 52°50.901' | 78°36.507' | 7.5 | 3.56 | 178 |
| 3 | 52°51.156' | 78°37.601' | 8.0 | 4.02 | 201 |
| 4 | 52°51.16' | 78°37.606' | 8.5 | 4.26 | 213 |
| 5 | 52°51.161' | 78°37.595' | 8.5 | 4.56 | 228 |

Литологически осадок представлен наилком темно-серым слабоконсолидированным (верхние 20—25 см керна) и переслаиванием сапропеля черного, серого, зеленовато-серого слабоконсолидированного и консолидированного с заглинизированными прослойками.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для оценки возраста изучаемых отложений был извлечен органический материал четырех образцов (по два образца из колонок 2 и 4). Исследования содержания радиоактивного изотопа углерода ^{14}C в образцах проводили в Федеральном Технологическом Университете Швейцарии (ETH). 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. Полученные радиоуглеродные даты приведены в количестве лет до наших дней с указанием возможной статистической ошибки. За момент отсчета принята дата — 1950 г. Результаты радиоуглеродного датирования (табл. 2) позволяют говорить о том, что осадочные отложения стратиграфически относятся к голоцену.

Магнитоминералогический анализ проводился в лаборатории палеоклиматологии, палеоэкологии и палеомагнетизма КФУ. Измерения магнитной восприимчивости (χ) проводили с использованием MS2-B (Bartington Instruments) на частоте 465 Гц по всем образцам каждой колонки с шагом 2 см. Всего было измерено 985 образцов. Интенсивность NRM измеряли на магнитометре JR-4 (AGICO). Полученные значения приводили к объему кубического контейнера с образцом.

Термомагнитный анализ проводили при скорости нагрева 100 °C/мин. В данном случае применялась дифференциальная модификация термомагнитного анализа (ДТМА) по индуцированной намагниченности, выполненная на авторегистрирующих крутильных магнитных весах, действующих по нулевому методу [Буров, Ясонов, 1979; Нурғалиев, Ясонов, 2009]. Для 26 образцов колонок 1 и 3 получены термоквивы по индуктивной намагниченности $J_i(T)$ путем нагрева до температуры 800 °C в поле 0.2 Тл. Помимо этого, по 10 образцам керновой колонки 4 определена зависимость $J_{rs}(T)$, полученная при помощи установки «JRT_Meter». Для этого первоначально образцы намагничивались в поле 1.5 Тл, далее проводились измерения J_{rs} при нагреве до 700 °C.

Методом коэрцитивной спектроскопии были изучены 792 образца колонок 1—4. Шаг отбора образцов составил 2 см. Для измерений использовался коэрцитивный спектрометр «J_meter» [Буров и др., 1986; Iassonov et al., 1998; Enkin, 2007; Нурғалиев, Ясонов, 2009]. Прибор позволяет в автоматическом режиме измерять кривые нормального остаточного намагничивания образцов объемом около 1 см³ при непрерывном росте внешнего магнитного поля до 1.5 Тл. По кривым нормального остаточного намагничивания и перемагничивания, полученным из естественного магнитного состояния, был определен ряд петромагнитных параметров: намагниченность насыщения (J_s), поле насыщения (B_s), остаточная намагниченность насыщения (J_{rs}), коэрцитивная сила (B_c), остаточная коэрцитивная сила (B_{cr}).

Микроскопия магнитного сепарата пяти образцов колонки 4 проводилась в Междисциплинарном центре «Аналитическая микроскопия» КФУ на просвечивающем электронном микроскопе HT7700 Excellence Hitachi. Элементный анализ проводился в STEM режиме с использованием детектора X-Max™ 80T Oxford Instruments. Помимо этого, исследования проводились на автоэмиссионном сканирующем электронном микроскопе Merlin компании Carl Zeiss. Микроскоп оснащен спектрометром энергетической дисперсии AZtec X-MAX.

Компонентный анализ составляющих ферромагнитной фракции проводился по спектрам нормального намагничивания методом неотрицательной матричной факторизации (NMF) [Fabian et al., 2016].

Помимо магнитных и радиометрических измерений, был проведен геохимический анализ по образцам колонок 1 и 3, по которым составлены ряды геохимических индексов и отношений для образцов, взятых через каждые 10 см, начиная с уровня 5 см. Для определения элементного состава озерных осадочных отложений применяли рентгенофлуоресцентный анализ. Измерения осуществляли на РФ спек-

Таблица 2. Результаты радиоуглеродного датирования донных отложений оз. Большое Яровое

| № колонки | Глубина отбора проб, см | Материал | Лаб. номер определения | Возраст ^{14}C | Калиброванный возраст |
|-----------|-------------------------|-----------|------------------------|-------------------------|-----------------------|
| | | | | лет назад | |
| 2 | 1.55—1.63 | Сапропель | ETH-46569 | 3480 ± 30 | 3810 ± 80 |
| 2 | 3.13—3.21 | » | ETH-46570 | 6685 ± 30 | 7600 ± 60 |
| 4 | 3.81—3.85 | » | ETH-46571 | 6605 ± 30 | 7550 ± 70 |
| 4 | 4.15—4.19 | » | ETH-46572 | 7785 ± 30 | 8620 ± 60 |

тронетре Bruker S8 Tiger. Калибровку прибора выполняли с использованием стандартных образцов. Матрицей в стандартных образцах служит SiO_2 . Проведены измерения широкого круга химических элементов, начиная с атомного номера 11 (Na), вплоть до Ta, W, Pb. Керновые колонки охарактеризованы содержанием 41 химического элемента.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Корреляция колонок и их возрастная привязка. На рисунке 2 представлены вариации величин α и NRM образцов в колонках, при этом последовательность керновых колонок отражает удаленность от берега. Как видно из этого рисунка, для всех колонок вариации α и NRM имеют характерную последовательность отдельных резких пиков, которую можно использовать в качестве надежного маркера корреляции между колонками. Схема такой корреляции с использованием положения указанных пиков представлена на рис. 2 прямыми серыми линиями. Корреляция колонок достаточно сложная. Например, в колонках 1 и 2, отобранных вблизи берега, отсутствует, как минимум, слой 5. Это, вероятнее всего, обусловлено резким падением уровня озера и образованием перерыва (а, возможно, и размыва) осадко-накопления в области отбора колонок 1 и 2. Кроме того, поведение величин α и NRM в колонке 2 в интервале глубин ~ 250 — 300 см в слое 4 не согласуется с таковыми в других колонках. Мы полагаем, что это связано с попаданием в древний покмарк и стиранием стратиграфической записи [Крылов и др., 2015]. Накопление биогенного метана в верхней части осадка приводит к всплыванию части сапропеля и заполнению образовавшейся ямы (покмарка) более молодыми отложениями, в итоге стратиграфическая запись в этом месте стирается и замещается осадками, преимущественно синхронными времени формирования покмарка.

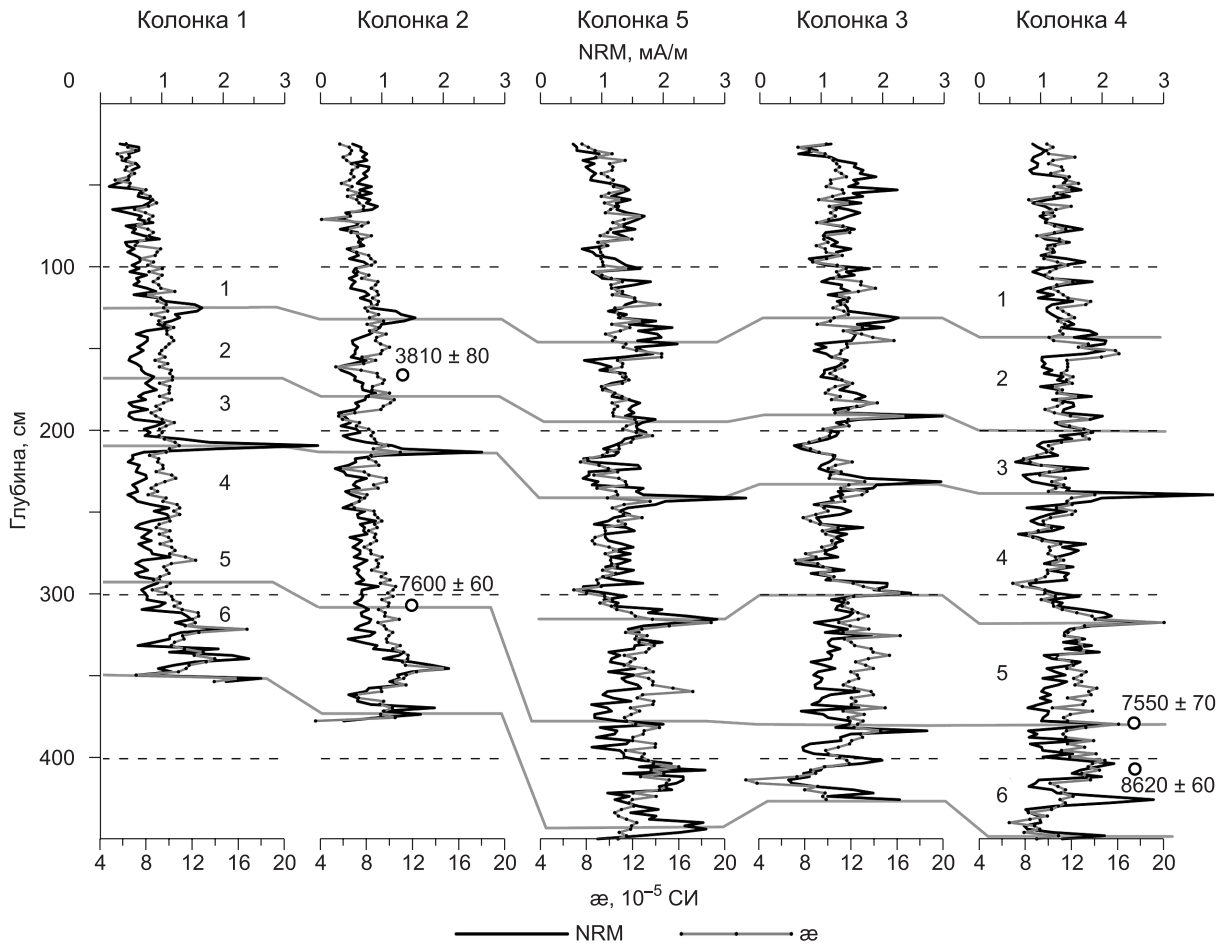


Рис. 2. Схема корреляции керновых колонок оз. Большое Яровое на основе данных намагниченности (NRM) и магнитной восприимчивости (α).

Серым проведены линии корреляции. Кружками обозначены точки радиоуглеродного датирования и значения калиброванных возрастов (лет назад). Цифрами 1—6 обозначены прослои.

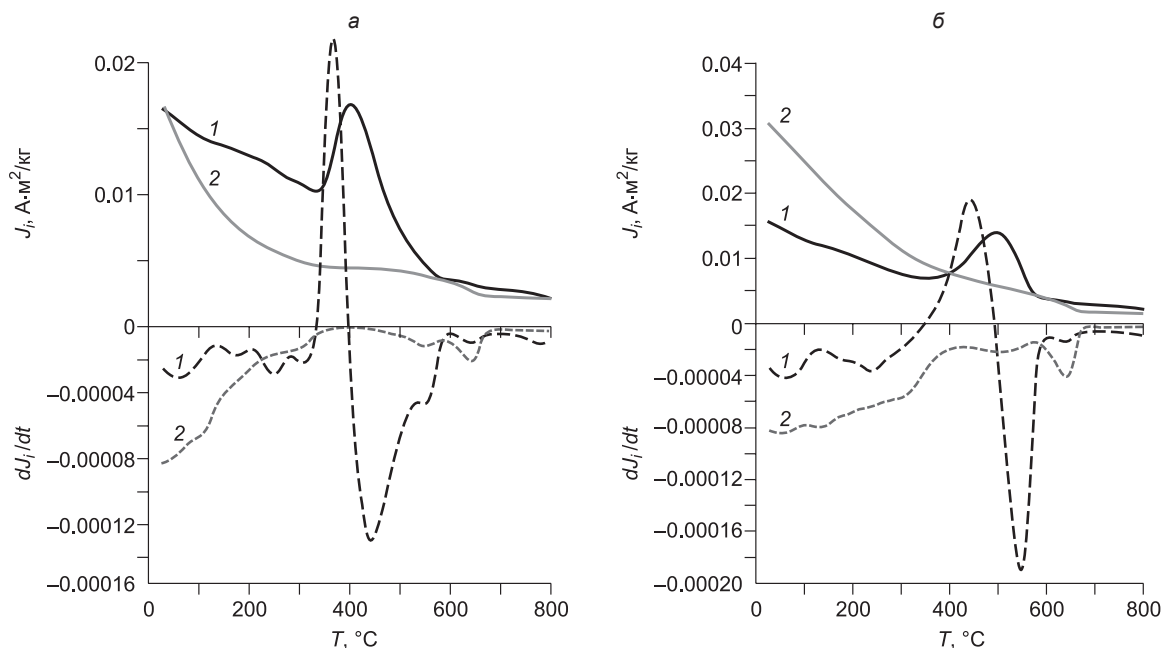


Рис. 3. Интегральные (сплошные линии) и дифференциальные (штриховые) кривые первого (1) и повторного (2) нагревов.

a — обр. 407, относящийся к группе 1; *б* — обр. 479, относящийся к группе 2.

Использование схемы корреляции керновых колонок и датирование образцов радиоуглеродным методом позволило создать возрастную модель осадконакопления озера. Датировка образца колонки 2 (3810 л.н. \pm 80) была перенесена на колонку 4. Далее все возрастные привязки были перенесены во все колонки.

К сожалению, термомагнитный анализ свежих образцов не позволил определить минеральный состав основных носителей намагниченности в осадках озера ввиду их сильной нестабильности к нагревам (рис. 3). Во всех образцах наблюдался эндотермический эффект в диапазоне температур 90—180 $^{\circ}C$, связанный с удалением свободной, а иногда и связанной воды из осадков. На основе температур новообразований, проявляющих себя на термокривых, можно выделить две группы образцов.

Группа 1 — образцы, соответствующие малым глубинам 33—59 см. Пример диаграмм приведен на рис. 3, *a*. Характерной особенностью группы является рост намагниченности, начиная с температуры 330 $^{\circ}C$, и резкий ее спад при температуре более 400 $^{\circ}C$. Скорее всего, этот эффект связан с наличием в образцах органики и мелких частиц сульфидов и формированием из них магнетита при температуре более 330 $^{\circ}C$ (диссоциация сульфидов), что вызывает рост намагниченности. Спад намагниченности при 650 $^{\circ}C$, особенно заметный при втором нагреве, связан с появлением в образцах гематита вследствие окисления очень мелких магнетитовых зерен.

Группа 2 — образцы, соответствующие глубинам 67—423 см, для которых на $J_i(T)$ первого нагрева, начиная с температуры 250 $^{\circ}C$, отмечается рост намагниченности вплоть до температуры 500 $^{\circ}C$ (см. рис. 3, *б*). В этом случае новообразование магнитных минералов следует связать, по всей видимости, с наличием в образцах органики и различных соединений железа (сидерит, гидроксиды, магнетит, сульфиды и др.), которые при нагревании свыше 250 $^{\circ}C$ начинают переходить в магнетит. На дифференциальных кривых повторного нагрева образцов этой группы также наблюдается пик при 650 $^{\circ}C$, связанный с гематитом, сформированным за счет окисления мелких зерен магнетита.

Принципиальное отличие этих групп заключается в преобладании в первой группе сульфидов железа.

Магнитный гистерезис является очень удобным инструментом для изучения ансамблей магнитных зерен в горных породах и осадках, поскольку вид гистерезисной петли, величины гистерезисных характеристик и их соотношений зависят от размеров магнитных зерен, а размеры магнитных частиц в отложениях могут нести полезную информацию о физико-химических условиях осадконакопления и их изменениях. Полученные параметры магнитного гистерезиса по четырем колонкам отражены на диаграмме Дзю—Данлопа (рис. 4). Как видно из этой диаграммы, исследуемые образцы характеризуются смесью однодоменных (ОД), суперпарамагнитных (СПМ) и многодоменных (МД) зерен. Действитель-

Рис. 4. Характеристики магнитной структуры зерен по гистерезисным параметрам осадков оз. Большое Яровое на теоретической диаграмме Дзю—Данлопа.

SD — однодоменные, MD — многодоменные, SP — суперпарамагнитные зерна [Day et al., 1977; Dunlop, 2002]. 1—4 — образцы колонок 1—4 соответственно.

но, распределение точек на этой диаграмме образует компактную протяженную дугу в области между смесью ОД + МД зерен, с одной стороны, и ОД + СПМ частиц, в которой лежат репрезентативные точки всех колонок, что говорит об однородности ферромагнитной фракции в них и свидетельствует о единых причинах изменения магнитных свойств осадков во всех исследованных колонках. Заметим, что эта дуга расположена параллельно кривой смеси ОД + МД зерен, но при этом сдвинута в сторону смеси ОД + СПМ зерен. Поэтому логично предположить, что ферромагнитные зерна в образцах представлены смесью ОД, МД и СПМ зерен, наличие которых в образцах подтверждается и прямыми электронно-микроскопическими наблюдениями.

Электронно-микроскопические исследования. Для проведения электронно-микроскопических исследований были выбраны несколько образцов из колонки 4. Как видно из рис. 5, детритовая компонента в образцах представлена крупными аллотигенными зернами, среди которых обнаруживаются крупные зерна магнетита, сульфидов и сульфатов железа, титаномагнетита и хромистого магнетита. Помимо этого, данная компонента включает в себя магнетитовые сферулы размером от 3 до 35 мкм. Судя по их форме и структуре поверхности, сферулы имеют космическое происхождение [Genge et al., 2008]. Особый интерес в этом отношении представляет обр. 709 с глубины 41 см возрастом около 1200 лет н.э. (см. рис. 5, а), так как он содержит особенно большое количество таких сферул, которые, возможно, были привнесены в бассейн осадконакопления при падении метеоритного тела в данной местности и сторании его в атмосфере.

Биогенная компонента, продуцированная магнитотактическими бактериями, присутствует во всех образцах и представлена скоплением магнитофоссилий, отличающихся по форме и размерам (рис. 6).

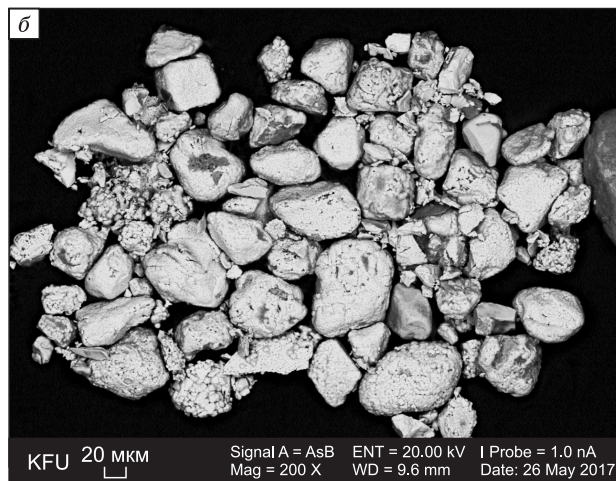
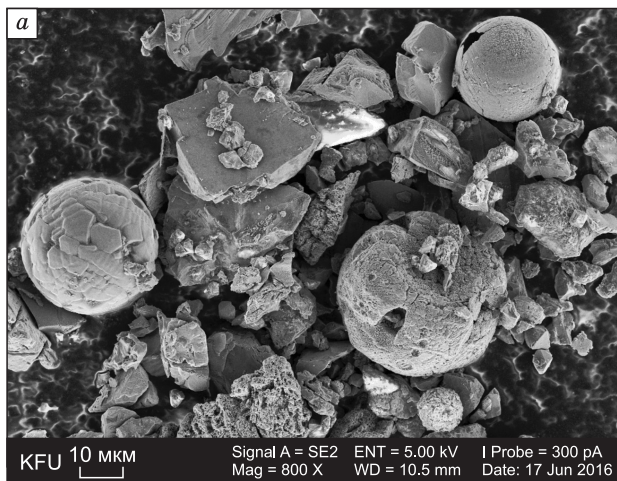
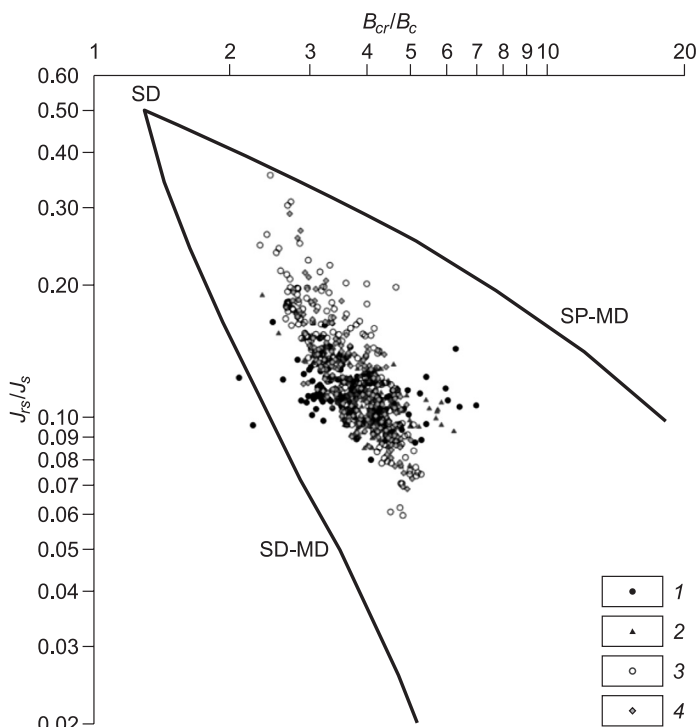


Рис. 5. Снимки сканирующей электронной микроскопии магнитного сепарата образцов колонки 4.

а — обр. 709 с глубины 41 см, содержит магнетитовые сферулы, б — обр. 765 с глубины 153 см, содержит сульфиды и сульфаты железа, магнетит, титаномагнетит.

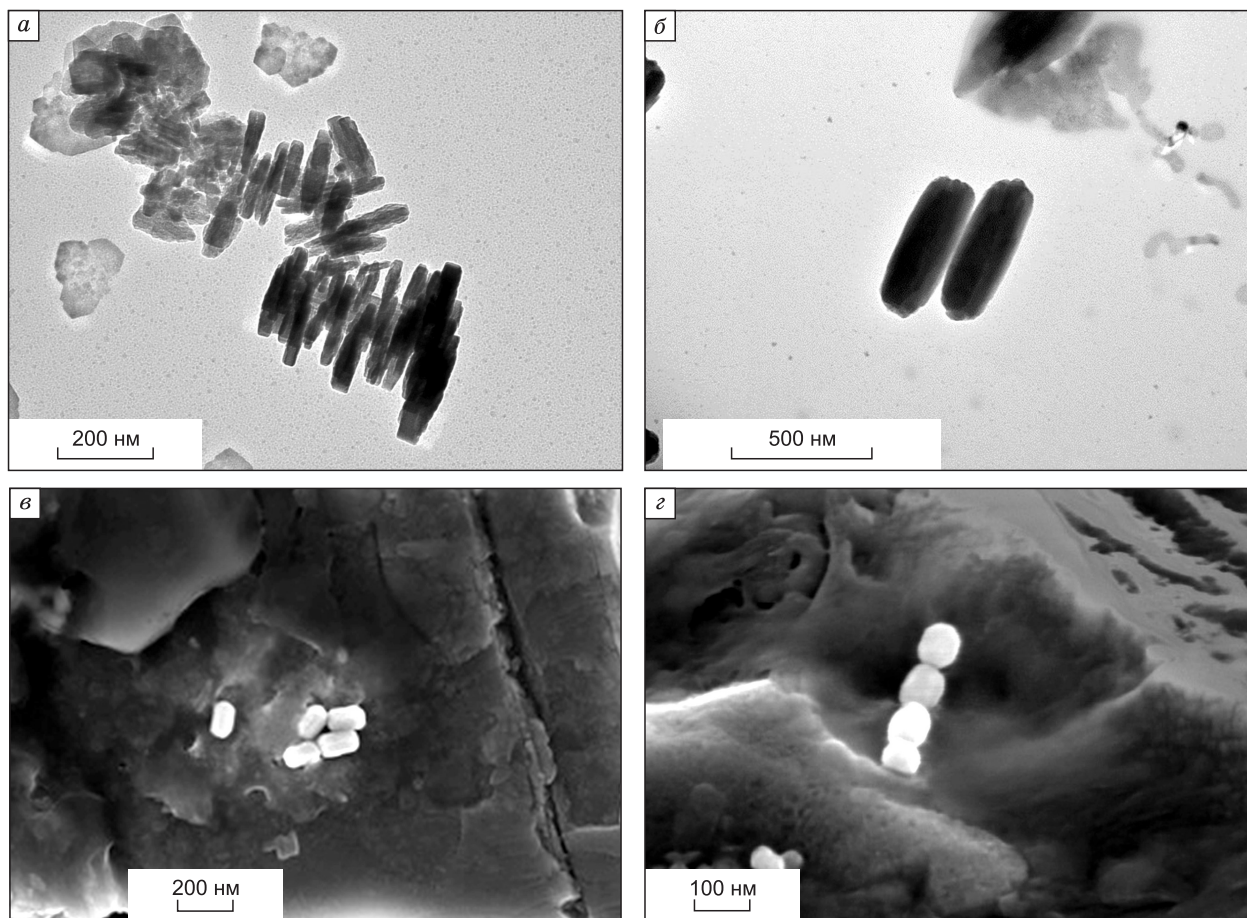


Рис. 6. Электронно-микроскопические снимки магнитофоссилий образцов 709 и 834.

а, б — метод просвечивающей микроскопии; *в, г* — метод сканирующей микроскопии; *а, в, г* — обр. 709 с глубины 41 см; *б* — обр. 834 с глубины 291 см.

Например, в обр. 709 магнитофоссилии имеют форму веретена или вытянутого октаэдра с диапазоном размеров 60—200 нм (см. рис. 6, *а, в, г*). Большинство частиц достигают в длину 70—120 нм. В образце 834 обнаружено скопление частиц размером от 200 до 800 нм, форма которых напоминает вытянутый октаэдр (см. рис. 6, *б*), причем подавляющее большинство частиц имеет размер 400—500 нм. Помимо частиц такой формы, значительно реже в данном образце встречаются крупные частицы в форме веретена длиной порядка 200—300 нм. Отметим, что частицы таких размеров (*giant magnetofossils*) были обнаружены ранее в образцах пелагических морских осадков Южной Атлантики, плато Кергулен и их присутствие соответствовало теплomu периоду в истории Земли (*Paleocene-Eocene Thermal Maximum*) [Chang et al., 2012].

Помимо ОД и МД частиц, на электронно-микроскопических снимках обнаруживаются и суперпарамагнитные частицы, как это показано на рис. 7, где такие частицы представлены в виде скопления мелких зерен размером не более 20 нм, скорее всего, бактериального происхождения.

Компонентный анализ по спектрам нормального перемангничивания на основе метода неотрицательной матричной факторизации. Как известно, под кластерным анализом подразумевают задачу многомерной классификации данных, предназначенную для разбиения совокупности объектов на сумму или произведение однородных компонент. В связи с развитием вычислительной техники и, как следствие, с возможностью обработки больших массивов данных, кластерный анализ в последние десятилетия получил широкое развитие. Одним из таких алгоритмов является алгоритм неотрицательной матричной факторизации (NMF) [Heslop, Dillan, 2007; Fabian et al., 2016]. Кратко сущность метода NMF заключается в следующем: имея на входе матрицу X (представляющую обычно экспериментальные данные) алгоритм NMF ищет такие матрицы S и A меньшей размерности, что $X \approx AS$. При этом, как обычно, предполагается, что матрица S представляет собой набор некоторого числа J компонент, которые здесь называются конечными членами разложения (*endmembers*), а матрица A есть матрица коэф-

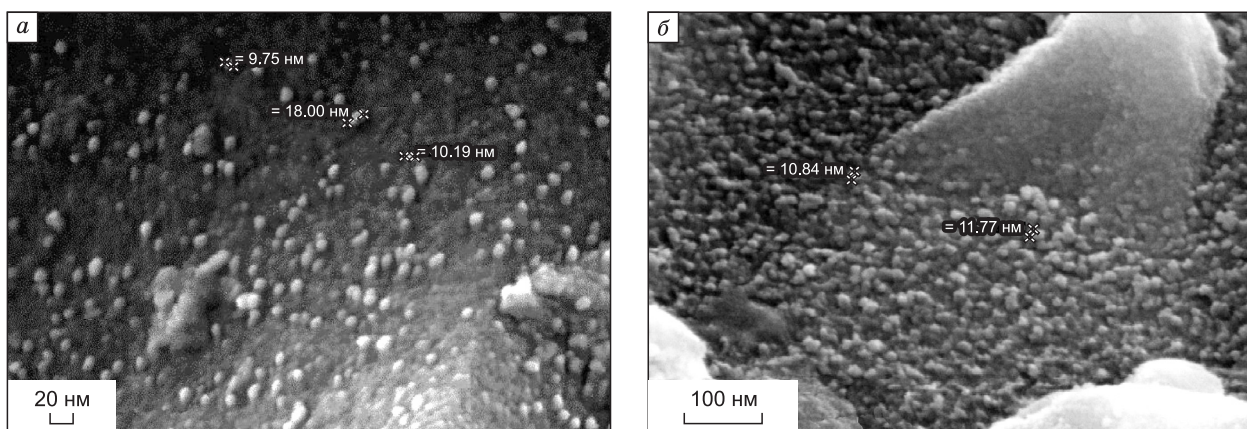


Рис. 7. Снимки сканирующей электронной микроскопии суперпарамагнитных частиц, обр. 709 с глубины 41 см.

коэффициентов, величина их отражает вклад данного конечного элемента в общую сумму, которая должна приближать результат каждого отдельного эксперимента. Для конкретного применения алгоритма необходимо, прежде всего, определить число конечных элементов M и инициализировать матрицы A и S , в большинстве случаев для этого используются случайные числа, распределенные равномерно в интервале $[0, 1]$.

В отличие от метода главных компонент, в данном алгоритме налагается сильное требование о том, чтобы все коэффициенты матрицы A были неотрицательными. Это требование естественным образом вытекает из физического смысла задачи, согласно которому вклад каждого конечного члена разложения не может быть отрицательным. Для нахождения такого разложения в работе [Lee, Seung, 2001] предложили мультипликативный итерационный алгоритм, где в качестве критерия точности метода рассчитывается евклидово расстояние между X и X^* , здесь X — исходная матрица данных, $X^* = AS$:

$$\|X - X^*\|^2 = \sum_{ij} (X_{ij} - X_{ij}^*)^2, \quad (1)$$

для минимизации которого используется следующее правило обновления матриц S и A на каждом шаге итерации:

$$S_{a\mu} \leftarrow S_{a\mu} \frac{(A^T X)_{a\mu}}{(A^T AS)_{a\mu}}, \quad A_{ia} \leftarrow A_{ia} \frac{(XS^T)_{ia}}{(ASS^T)_{ia}}. \quad (2)$$

Надо отметить, что решение, полученное методом мультипликативных обновлений, не уникально, метод NMF не гарантирует, что получено единственно возможное разложение.

Авторы [Heslop, Dillon, 2007] предложили использовать алгоритм NMF для разложения на компоненты совокупности N экспериментальных кривых изотермического намагничивания (IRM) $I_{r,n}(B_1)$, измеренных при значениях поля $B_1 \{1 = 1, \dots, L\}$. Соответственно, имеется N коэрцитивных спектров $X_{n,l} = dI_{r,n}/dB$, так что их полный набор можно рассматривать как совокупность векторов $X_n = \{x_{n,l}\}$ с L координатами, соответствующими конкретным значениям поля B . В нашем случае коэрцитивные спектры рассчитывались по кривой перемагничивания IRM (рис. 8, соответствующий участок выделен штриховой линией).

Представим теперь каждый член разложения также в виде вектора $S_j = \{s_{j,1}, \dots, s_{j,L}\}$ с L компонентами и аппроксимируем набор данных X_n линейными комбинациями

$$X_n^* = A_{n,1}S_1 + \dots + A_{n,J}S_J. \quad (3)$$

Здесь $A_{n,j} \{n = 1, \dots, N, j = 1, \dots, J\}$ — матрица с неотрицательными коэффициентами (весами). Требование неотрицательности весов гарантирует, что линейная комбинация описывает физическую смесь различных физически значащих элементарных коэрцитивных спектров (компонент), поскольку

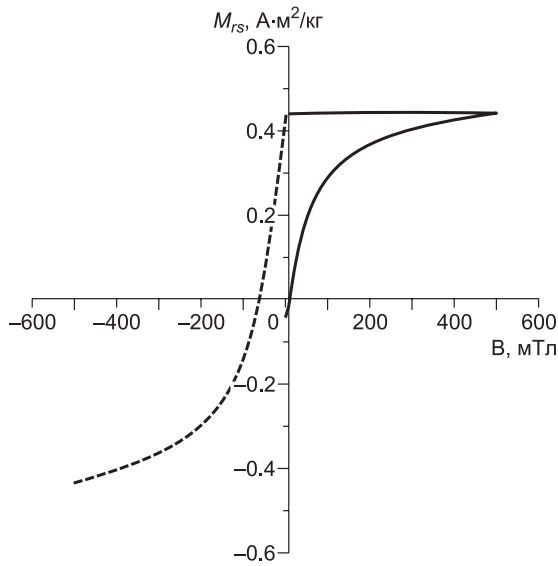


Рис. 8. Образец № 1 (колонка 1).

Иллюстрация к расчету коэрцитивного спектра.

отрицательная $A_{n,j}$ соответствует уменьшению вклада компоненты j в величину IRM с ростом поля, что нереалистично для природных образцов, если они не обладают свойством самообращения.

По всем четырем колонкам поле изменялось от 0 до 500 мТл с шагом 0.5 мТл для колонок 1 и 2 с шагом 1 мТл для колонок 3 и 4. Для полученных КС было применено сглаживание одномерным кубическим сплайном и выполнено разложение на две компоненты, используя алгоритм NMF. Для инициализации матрицы A размерностью $N \times M$ и матрицы S размерностью $M \times L$ был использован генератор псевдослучайных чисел, распределенных равномерно в интервале $[0, 1]$.

Для удобства интерпретации данных компоненты

S_1 и S_2 были нормированы так, чтобы $M_{rs}(S_j) = \sum_{l=1}^{500} s_{j,l} = 1$, $\{j = 1, 2\}$. В результате такой нормировки коэффициенты матрицы $A_{n,j}$ физически соответствуют вкладу данной компоненты S_j в остаточный магнитный момент M_{rs} образца с номером n (рис. 9).

Рисунки 9, *d*, *e* представляют примеры разложения коэрцитивных спектров, рассчитанные по экспериментальным данным для двух образцов из колонки 3, глубина керна 143 и 231 см. Из приведенных рисунков видно, что степень представительности полного сигнала (верхняя сплошная линия) суммой всего двух компонент разложения (штриховая линия) вполне удовлетворительная. Попытки добавления третьей компоненты не привели ни к чему новому, поскольку она либо практически совпадала с одной из уже выделенных компонент, либо сводилась к нулевой компоненте. Максимум мягкой компоненты S_2 (пунктир) расположен в интервале (10—15) мТл, а жесткой S_1 (сплошная линия) — в интервале (35—50) мТл. Напомним, что ранее на основе детальных лабораторных исследований [Egli, 2004b] выделено пять возможных типов ферромагнитных компонент, входящих в состав осадков современных озер: «EX» (extracellular magnetite) ультратонкий магнетит; обломочный магнетит «D» (detrital magnetite), два вида магнитосом «BS» (biogenic soft) и «BH» (biogenic high) и высококоэрцитивная компонента «H» (high). В терминах этой номенклатуры полученную нами жесткую компоненту S_1 с пиковым значением КС = 35—50 мТл следует отнести к компоненте BS (биогенная магнитная компонента), в то время как мягкую компоненту S_2 — к компоненте D (детритная магнитная компонента). Помимо этих компонент, проявляющихся на петле гистерезиса, в образце присутствует и компонента EX, представленная СПМ зернами, как это видно из диаграммы Дзя (см. рис. 4) и электронно-микроскопических снимков (см. рис. 7).

На рисунке 10 показаны зависимости $M_{rs}(x)$ и интенсивности коэффициентов разложения $A_1(x)$ и $A_2(x)$ от глубины x образца в данной колонке. Любопытно отметить, что пики на кривых $M_{rs}(x)$ могут быть образованы резким ростом интенсивности как мягкой, так и жесткой компонент по отдельности или обеих сразу. Иными словами, всплески величины M_{rs} в отдельные интервалы времени могут быть обусловлены как резким увеличением биопродуктивности МТБ, так и увеличением привноса детритной компоненты.

Все основные пики в колонках очень хорошо коррелируют кроме участка между ~300—375 см в колонках 3 и 4, который отсутствует в колонках 1 и 2 (см. рис. 2), вероятно, из-за понижения уровня озера и размыва этих отложений. Также на рис. 10 продемонстрированы 5 участков (I, II, III, IV, V), которые даже в тонких деталях коррелируют во всех представленных колонках, демонстрируя подобное соотношение между интенсивностью компонент $A_1(x)$ (красная линия) и $A_2(x)$ (голубая линия).

На участках II и V наблюдается хорошая корреляция между интенсивностью компонент $A_1(x)$ и $A_2(x)$. Рост магнитомягкой (детритной) компоненты сопровождается ростом биогенной магнитожесткой компоненты. В то время как на каждом из других участков картина соотношения между компонентами более сложная, но в то же время неплохо коррелирует между колонками. Участок III является очень показательным, здесь наблюдается наибольшая концентрация магнитомягкой биогенной магнитной компоненты, но она проявляется на фоне минимума детритной магнитной компоненты. Аналогичное

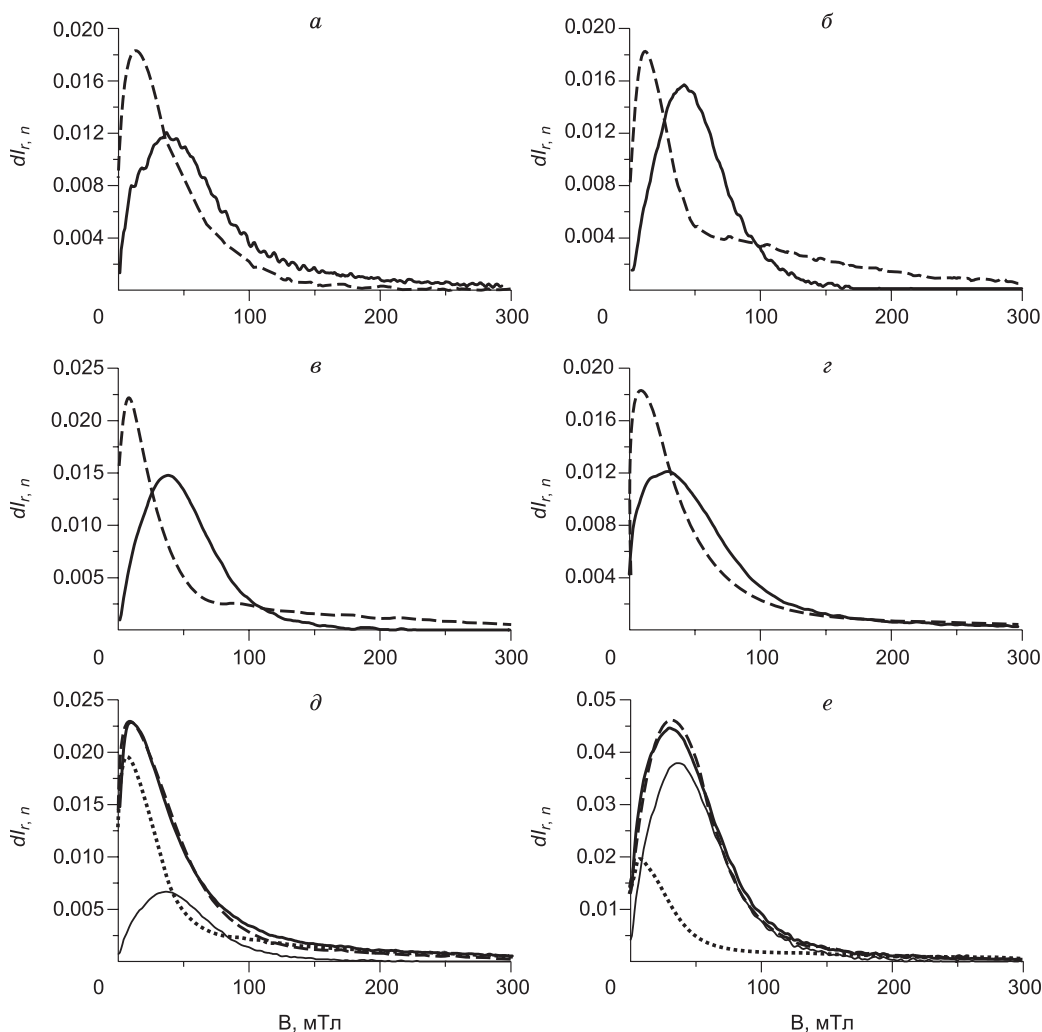


Рис. 9. *a—г* — графики компонент разложения $S_1(B)$ и $S_2(B)$ для колонок 1—4 соответственно. *д, е* — сравнение КС экспериментальных данных и их приближения суммой двух компонент для образцов из колонки 3.

Тонкая сплошная линия — матрица X, штриховая — матрица X*. Глубина керна 143 (*д*) и 231 см (*е*). Жирной сплошной линией и пунктиром показаны графики компонент $S_1(B)$ и $S_2(B)$ соответственно.

поведение прослеживается во всех колонках. Для участка I во всех колонках наблюдается сдвиг между пиками A_1 и A_2 — сначала наблюдается пик детритной компоненты, а на фоне ее спада возникает максимум концентрации биогенной магнитной компоненты. Участок IV является наиболее сложным, поведение компонент A_1 и A_2 в колонке 2 не согласуется с другими колонками. Вероятно, это обусловлено попаданием данной колонки в древний покмарк (см. выше). Таким образом, в целом вариации выделенных магнитных компонент неплохо коррелируют во всех колонках. Что свидетельствует об обоснованности разделения магнитной фракции донных отложений озера.

Вариации климата по геохимическим данным. Среди большого числа геохимических индикаторов [Косарева, 2018] для исследуемого водоема наиболее информативными климатическими прокси, по нашему мнению, оказались отношение Ca/Mg и содержание SrO. Уменьшение значения Ca/Mg указывает на увеличение в осадках магнезия и магнезиального кальцита, что может свидетельствовать о повышении солёности воды из-за интенсификации испарения, что подтверждается прекращением выпадения арагонита и осаждением галита [Косарева, 2018]. Таким образом, отношение Ca/Mg демонстрирует роль испарения в водном балансе озера [Sun et al., 2010; Zhong et al., 2012; Wang et al., 2013]. С другой стороны, повышенное содержание Sr в озерных осадках может быть связано с усилением химического выветривания и выносом этого подвижного элемента из пород водосборной площади [Zhong et al.,

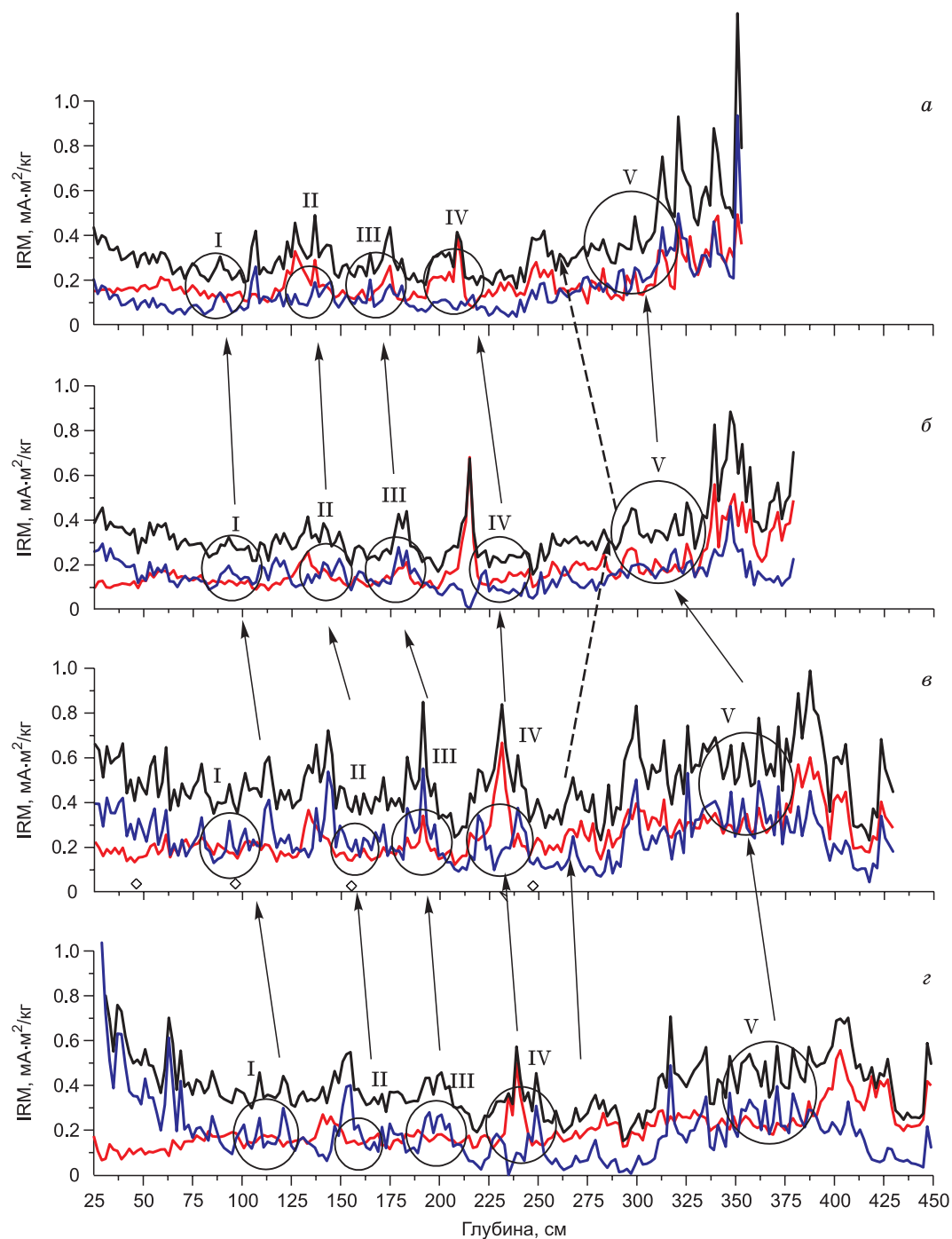


Рис. 10. Графики интенсивности $A_1(x)$ (красная линия) и $A_2(x)$ (голубая линия) по разрезу колонки (внизу).

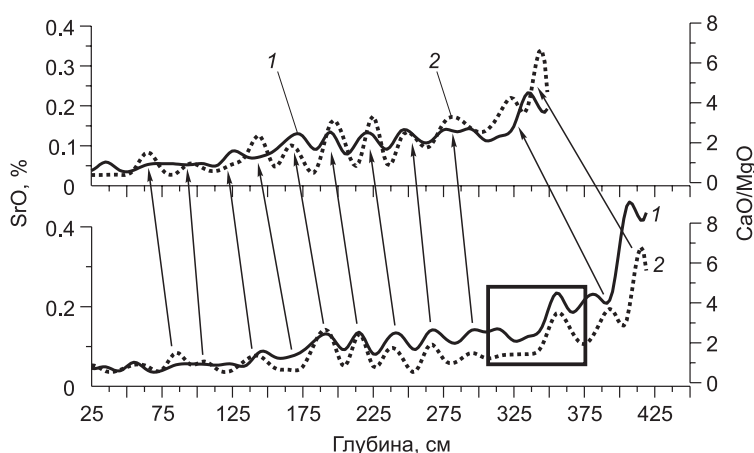
Черной линией показана интенсивность $M_{rs}(x)$. а—г соответствуют колонкам 1—4 соответственно. Стрелки и кружки указывают на схожие паттерны на графиках.

2012]. Этот параметр характеризует общее увлажнение территории и в водном балансе отвечает за приток воды в озеро. Уменьшение содержания SrO и увеличение концентрации брома вверх по разрезу может также быть косвенным показателем аридизации климата в голоцене, что отчетливо наблюдается в осадках оз. Яровое [Косарева, 2018].

На рисунке 11 приведено сопоставление данных по отношению CaO/MgO и содержанию SrO по первой и третьей колонкам. Как видно, эти кривые демонстрируют сходное поведение, что свидетель-

Рис. 11. Вариации геохимических отношений по колонкам 1 (вверху) и 3 (внизу).

1 — отношение CaO/MgO , 2 — содержание SrO . В квадрате на колонке 3 выделен участок (слой 5 на рис. 2), который в колонке 1, скорее всего, отсутствует. Стрелки соединяют предполагаемые соответствия экстремальных значений содержания SrO на графиках для разных колонок.



стует в пользу реальности обнаруженных вариаций геохимических параметров в пределах всего озера. Некоторое различие вариаций геохимических параметров наблюдается в нижней части

разреза, участок 300—375 см, обнаруживаемый на колонке 3 (см. рис. 2, слой 5), скорее всего, не присутствует в колонке 1 по указанной выше причине — из-за понижения уровня озера и размыва этих отложений. Вариации использованных геохимических параметров имеют достаточно простую интерпретацию. Минимум SrO соответствует уменьшению поступления воды в озеро, уменьшению общего увлажнения водосборной территории озера, а минимум CaO/MgO — повышенной солености, т.е. интенсивному испарению. Иными словами, совпадение минимумов означает наступление сухого и жаркого периода. И наоборот, совпадающие максимумы отвечают холодному и влажному климату. В большей части разреза наблюдаются согласованные квазипериодические вариации указанных параметров, как правило, потепление приводит к повышению солености.

ДИСКУССИЯ

Связь состава магнитной фракции с климатическими изменениями. Для выяснения того, в какой мере магнитные свойства образцов отражают климатические изменения, необходимо вначале по независимым данным выделить климатические тренды. Для этой цели в работе мы использовали геохимические данные. По совокупности таких геохимических отношений были выделены уровни, соответствующие событиям относительного похолодания и увеличения влажности, или, напротив, потепления и роста солености водоема [Косарева, 2018]. Для заключительного анализа мы выбрали колонку 3, на которой также были проведены детальные геохимические исследования. Эта колонка удалена от береговой линии (в отличие от колонки 1, на которой также проводились геохимические анализы), поэтому ее материал должен быть менее подвержен чисто береговым эффектам и лучше отражать климатические изменения. Все выявленные вариации геохимических параметров, а, следовательно, и факторов окружающей среды уверенно прослеживаются в обеих колонках и являются достоверными.

На рисунке 12 показаны вариации геохимических параметров, биогенной магнитомягкой компоненты A_1 и магнитомягкой детритной компоненты A_2 . Необходимо снова отметить, что в большинстве случаев наблюдается хорошая корреляция между выбранными геохимическими параметрами. Это говорит о том, что климат варьирует на этой территории от сухого до влажного состояния. Причем колебания эти регулярные, с периодом порядка 500—600 лет. В особенности такая периодичность наиболее четко прослеживается в интервале от 7500 до 3000 л. н. Колебания климатических показателей подобной длительности в голоцене были обнаружены многими исследователями по различным палеоклиматическим показателям и обычно их связывают с вариациями солнечной активности [Obrochta et al., 2012]. Тренды геохимических параметров отчетливо демонстрируют общую тенденцию снижения увлажнения, которые согласуются с климатическими колебаниями в голоцене для Сибири [Хотинский, 1977], это также подтверждается присутствием гипса, уменьшением содержания арагонита и увеличением содержания галита вверх по разрезам колонок [Косарева, 2018]. Аналогичный тренд характерен и для биогенной жесткой компоненты A_1 . Этот факт интересен с точки зрения палеоэкологической информативности магнитотактических бактерий — можно говорить о влиянии солености воды на развитие популяции МТБ. Действительно, в нижней части разреза (возраст осадка более 7500 лет) наблюдаются в целом наиболее высокие значения намагниченности биогенной жесткой компоненты A_1 и обоих геохимических показателей, которые свидетельствуют о малой солености вод озера и прохладном климате. В этой части разреза не наблюдается явной корреляции между геохимическими параметрами, здесь можно говорить даже об их обратной корреляции.

В интервале от 6500 до 3500 л. н. наблюдается корреляция вариаций магнитомягкой детритной компоненты A_2 с геохимическими показателями, что вполне очевидно — с большим количеством воды

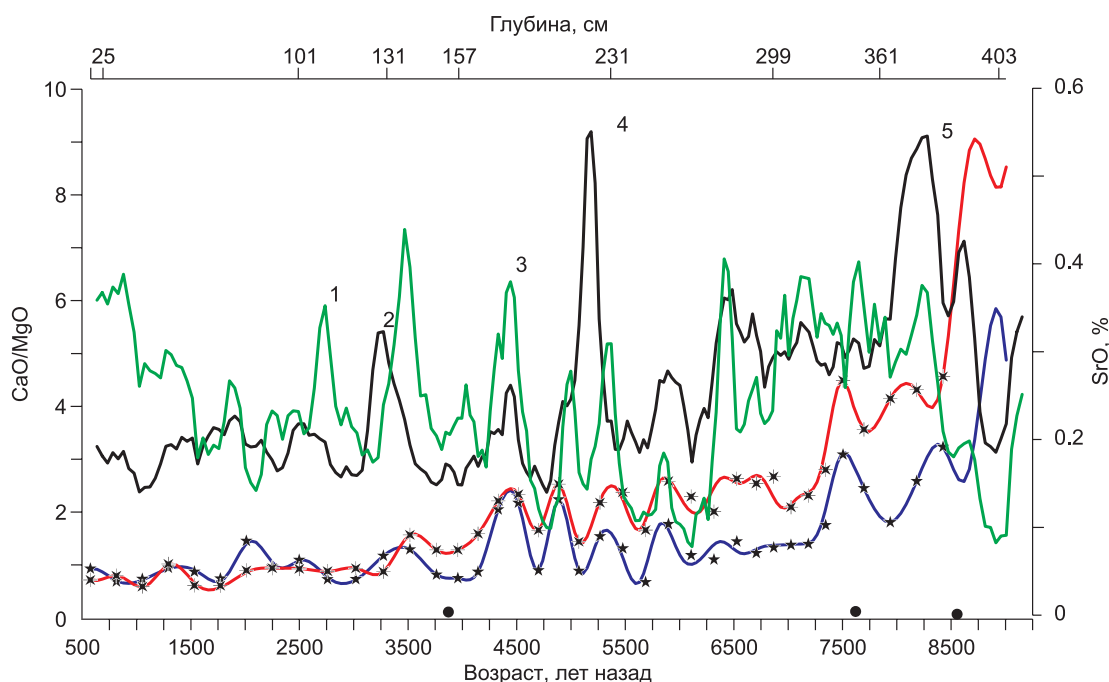


Рис. 12. Вариации геохимических и магнитных параметров осадков в колонке 3.

Красная линия — отношение CaO/MgO (левая шкала), синяя — содержание SrO (правая шкала). Звездочки на этих кривых — исходные данные, сплошные линии — интерполяция сплайнами. Черная линия — величина биогенной жесткой компоненты A_1 , зеленая — мягкой компоненты A_2 (правая шкала). Шкала глубин приведена сверху, шкала времени построена с учетом данных абсолютного определения возраста (черные кружки) и корреляции между колонками (см. рис. 2).

в бассейн привносится большее количество обломочного материала, в том числе и магнитного. Необходимо отметить, что в изменениях намагниченности магнитомягкой детритной компоненты A_2 не наблюдается тренда уменьшения к современности. Это свидетельствует прежде всего о том, что в целом не было катастрофически быстрого уменьшения привноса воды в бассейн, а соленость возрастала в основном за счет усиленного испарения. Надо также иметь в виду, что с восточной стороны берега озера невысокие и повышение уровня озера на более чем 1.5—2.0 м от современного положения могло приводить к резкому увеличению площади озера и испарения. Для расчетов количественных корреляций между содержанием детритной магнитной компоненты и объема воды, поступающей в озеро, необходимо учитывать скорость осадконакопления. К сожалению, у нас недостаточно абсолютных радиоуглеродных датировок осадка, особенно в верхней части разреза.

Как видно из приведенных кривых, как жесткая, так и мягкая магнитные компоненты здесь показывают достаточно согласованное поведение, по крайней мере, во временном интервале до 6500 лет назад, хотя ход кривой для мягкой компоненты для колонки 1 не столь хорошо выражен. Таким образом, из рисунков 11 и 12 можно сделать вывод, что эволюция во времени как геохимических параметров, так и магнитных характеристик имеет общие черты в отношении общего тренда кривых и в отношении их детального поведения на масштабах времени в сотни лет. Очевидно, такое их свойство можно объяснить только влиянием общих внешних факторов, а именно, климата и характеристик окружающей среды. Поскольку наиболее ярко синхронность поведения всех кривых выражена в колонке 3, дальнейшее изложение будет основываться на данных по этой колонке, суммированных на рис. 12.

Если с этой точки зрения рассмотреть наши данные на рис. 12, то в самой нижней части разреза, на бореальной стадии, при $t \approx 8800$ лет, мы видим резко повышенные значения геохимических индексов, что говорит о малой солености водоема и низкой температуре окружающей среды. Однако вместе с этим мы наблюдаем аномально малые интенсивности A_1 и A_2 , т. е. отсутствие заметного сноса терригенного материала и низкую биопродуктивность МТБ, что может свидетельствовать о ледовой обстановке в это время. О принципиальной возможности такого события говорят данные о всплеске ледниковой активности в Норвегии (событие Эрдалена, случившееся ≈ 9400 лет тому назад) [Dahl et al., 2002] и сведения о холодном климате в Китае [Zhou et al., 2007] в это же время. Затем, в течение всего нескольких сотен лет происходит быстрый спад этих индексов. Очевидно, это событие маркирует переход

от очень холодного к относительно теплому бореальному периоду в этом районе, сопровождаемому таянием снегов и увеличением водоносности бассейна. Это влечет за собой резкое повышение насыщенности водоема кислородом и приток терригенного материала, что способствует развитию МТБ и, соответственно, бурному росту магнитного сигнала (хотя на фоне этого роста можно отметить и некоторый спад интенсивностей A_1 и A_2 при $t \approx 8600$ лет). Однако, как мы видим на рис. 12, это потепление быстро заканчивается новым, хотя и не очень значительным, ростом геохимических индексов при $t \approx 8500$ — 8000 лет, сопровождаемым резким пиком (около ~ 8200 л. н.) обеих ферромагнитных компонент (в особенности впечатляющий рост демонстрирует жесткая компонента). Такое поведение как геохимических индексов, так и магнитного сигнала может свидетельствовать о наступлении очередного холодного и влажного периода, которое логично ассоциировать с известным глобальным похолоданием, относящимся к интервалу времени около 8200 лет и разделяющим Атлантическую и Бореальную стадии.

Далее, около 7200 л. н. климат становится суше и теплее, что отмечается спадом геохимических индексов и тем обстоятельством, что с этого момента величины этих индексов стабилизируются, и они начинают колебаться в фазе, чего не было в предшествующем периоде. Такая смена поведения геохимических модулей, скорее всего, говорит о смене климатического режима — если при $t < 7200$ лет прохладные и влажные периоды чередовались с теплыми и сухими с периодом порядка 500—700 лет, то в более ранние эпохи такой четкой синхронизации нет, и влажные периоды могли ассоциироваться с потеплением. То же самое справедливо и в отношении интенсивностей A_1 и A_2 — их максимумы при $t < 7200$ лет совпадают с максимумами CaO/MgO и SrO или близки к ним (с некоторыми исключениями), в то время как ниже по колонке такое совпадение отсутствует. Все это вместе взятое заставляет предположить, что возникновение такого синхронного квазиколебательного режима отмечает переход от Бореальной к Атлантической стадии, который здесь произошел позже, чем в Европе, и его следует отнести скорее к рубежу 7200 лет. Необходимо отметить, что максимальный вклад биогенной жесткой компоненты в M_{rs} приурочен к влажным (пониженная соленость и трансгрессия) периодам. С другой стороны, во влажные периоды естественно ожидать и большего привноса терригенного материала, магнитная компонента которого представлена магнитомягким минералом, т. е. максимумы A_2 тоже должны совпадать с максимумами SrO, CaO/MgO и A_1 , что и наблюдается на рис. 12.

Отдельного обсуждения требует широкий и мощный пик магнитомягкой биогенной компоненты с возрастом 5100—5250 лет, в то время как магнитомягкая детритная компонента здесь демонстрирует два максимума, разделенных глубоким минимумом. Таким образом, возникновение этого пика выпадает из отмеченной закономерности: он полностью развивается на фоне минимумов остальных кривых (в том числе и минимума A_2), т. е. в теплую и сухую фазу. Высота этого пика заставляет вспомнить об обнаружении в осадках озера гигантских магнитофоссилий. В этой связи напомним, что, согласно [Chang, 2012], гигантские магнитосомы образуются в гипертермальных условиях. Исходя из этого, можно предположить, что данный отрезок времени отличался повышенными температурами и сухостью, он соответствует периоду климатического оптимума голоцена (5—6 тыс. л. н.), когда возникли благоприятные условия для развития гигантских магнитофоссилий, что и привело к резкому усилению интенсивности жесткой биогенной компоненты. К сожалению, у нас нет прямых доказательств факта присутствия таких магнитосом по колонке 3. Однако данные электронной микроскопии по колонке 4 подтверждают, что подавляющее большинство биогенных магнитных частиц обр. 834, отобранных с глубины 291 см, имеет размер 400—500 нм. По временной шкале этот образец имеет возраст ≈ 5750 лет, который также относится к оптимуму голоцена, когда средняя температура была выше современной, так что сценарий появления в это время гигантских магнитофоссилий вполне вероятен.

Что же касается верхней части керна, то следует отметить, что с наступлением суббореальной стадии, т. е. для осадков моложе 2500 лет, взаимосвязь между отношением CaO/MgO, содержанием SrO и магнитными характеристиками становится неопределенной (см. рис. 12). По-видимому, это связано с тем, что здесь отношение CaO/MgO стабилизируется (аридизация климата и увеличение солености до максимальных значений).

Тот факт, что в Атлантической стадии наблюдается четкое чередование прохладных и влажных интервалов с теплыми и сухими, позволяет оценить период климатической цикличности в этом периоде. Если на рис. 12 взять интервал времени (7200—3000 лет), где синхронность и периодичность всех кривых наиболее ярко выражена, то простые оценки по числу минимумов и максимумов в этом интервале времени приводят к оценке длительности периода около 500—600 лет. Подчеркнем, что эта оценка устанавливается по рядам двух независимых геохимических модулей и магнитного сигнала, так что ее надежность не вызывает сомнений. Что же касается длительности периода, то она оказывается существенно ниже известного периода климатической цикличности Бонда [Bond, 1997] в 1500 лет.

Интересная закономерность обнаруживается при сравнении полученных магнитных данных о развитии МТБ в озере с результатами палинологических исследований [Rudaya et al., 2012]. На рисун-

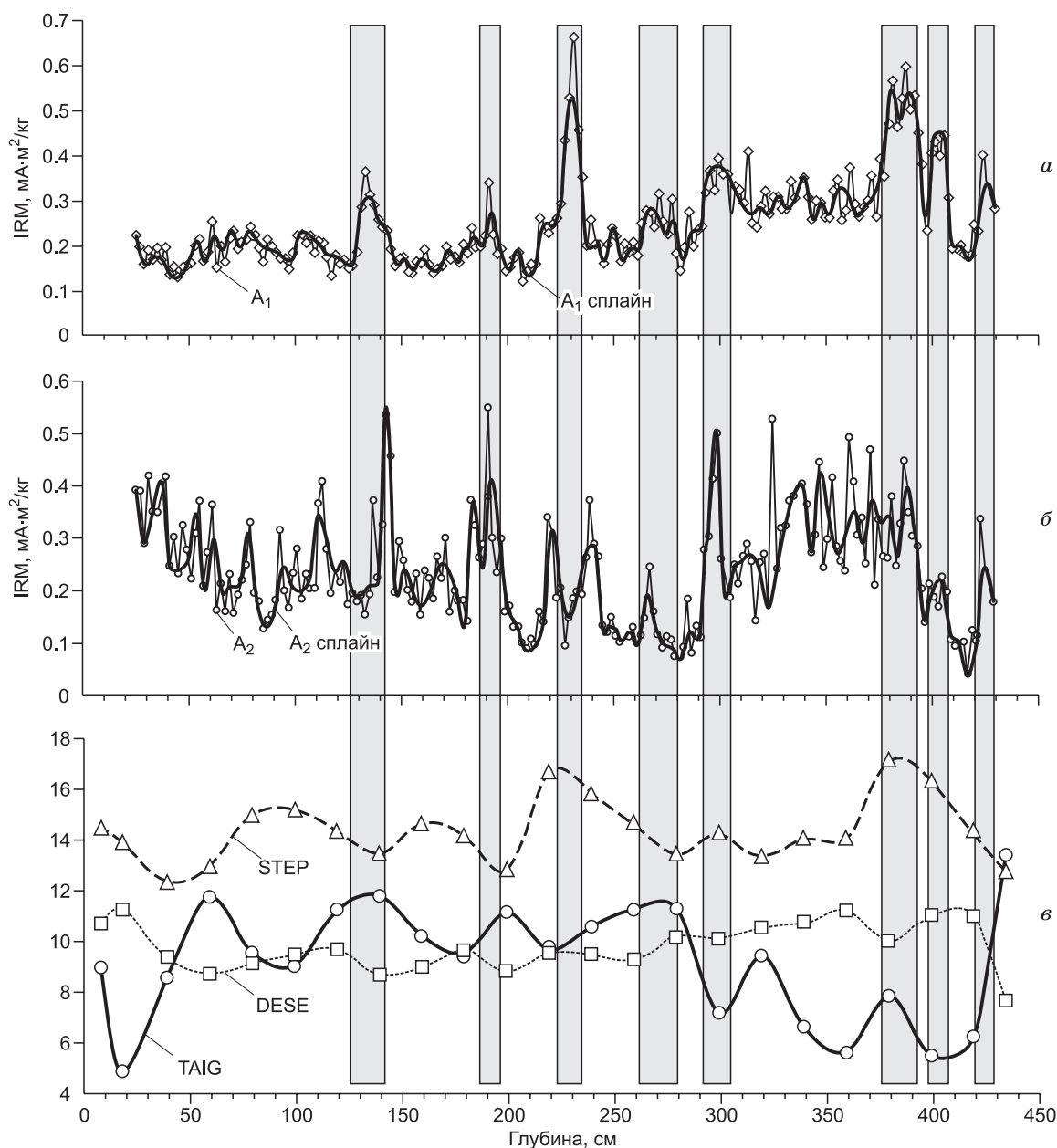


Рис. 13. Вариации магнитных и палинологических параметров в колонке 3.

a — вариации намагниченности биогенной магнито жесткой компоненты A_1 , *б* — вариации намагниченности магнитомягкой детритовой компоненты A_2 , *в* — вариации интенсивности (усл. ед.) биомов тайги (TAIG), пустыни (DESE) и степи (STEP) [Rudaya et al., 2012]. Серыми полосами выделены участки развития магнитотактических бактерий в озере, совпадающие с зонами максимальной обратной корреляции биомов тайги и степи.

ке 13 показаны вариации интенсивности биомов степи, тайги и пустыни по результатам палинологического анализа образцов колонки 3, а также магнитные данные — вариации намагниченности магнито жесткой биогенной компоненты (A_1) и магнитомягкой детритовой компоненты (A_2). Во-первых, необходимо отметить хорошую обратную корреляцию биомов степи и тайги [Rudaya et al., 2012]. Это интересный факт, который свидетельствует, что с палеоботанической точки зрения большая часть обнаруживаемых изменений обусловлена борьбой этих двух условий — тайги и степи. Это достаточно очевидный факт, но наблюдается цикличность этого процесса — можно насчитать 7 циклов различной длительности (~600, 1200, 1800) за ~9000 лет. Возможно, что это комбинации тех самых циклов, которые мы выделили выше. Они могут не вполне совпадать с геохимическими и магнитными данными в

силу фазовой задержки и многофакторной зависимости биоты от внешних условий. Тем не менее этот момент требует дальнейшего исследования с использованием более точных датировок осадков.

Интересно, что все пики биогенной компоненты A_1 попадают на участки максимальной обратной корреляции биомов тайги и степи. Это без сомнения свидетельствует о связи развития магнитотактических бактерий в озере с климатическими изменениями, отчетливо отражающимися в палеоботанических данных. Из восьми случаев такой корреляции (см. рис. 13, серые полосы) в четырех случаях максимум развития МТБ совпадает с максимумом биома степи и минимумом биома тайги, в четырех случаях — с минимумом биома степи и максимумом биома тайги. Можно предложить, по крайней мере, два варианта объяснения такой связи. Во-первых, максимально «степные» условия, когда засушливый жаркий климат приводит к резкому повышению общей биопродуктивности озера и развитию магнитотактических бактерий вплоть до возникновения существенных аномалий (например, на глубине 230 и 385 см, см. рис. 13). Другой вариант связан с привнесом терригенного материала из озера, в том числе и детритового магнитного материала, что способствует развитию МТБ в озере. И это еще приводит к уменьшению солености водоема, что также способствует развитию популяции МТБ в озере. Такие условия могут возникать при усилении факторов таежного влияния и ослаблении фактора степи.

ВЫВОДЫ

1. Получены и проанализированы коэрцитивные спектры четырех керновых колонок голоценового возраста оз. Большое Яровое, по которым выделены магнитомягкая (детритовая) и магнито жесткая (биогенная) компоненты с максимумами в интервалах 10—15 и 35—50 мТл соответственно.

2. Выполнено восстановление климатической истории окрестностей озера по вариациям магнитных свойств и геохимических индексов. Исходя из наших данных, в изучаемом регионе смена климатического режима с Бореального на Атлантический произошла в период ≈ 7200 л. н., т. е. заметно позже этого же события в Европе, а смена Атлантической стадии на Суббореальную произошла около 2500 л. н.

3. В Атлантической стадии фиксируются четкие симбатные изменения значений индексов выветривания (SrO_2 и CaO/MgO), что соответствует чередованию теплых (сухих) и прохладных (влажных) интервалов с периодом ≈ 500 лет. Эти же периоды хорошо прослеживаются и по вариациям биогенной и терригенной магнитных компонент.

4. Интенсивность биогенной (жесткой) компоненты, связанной с продуктивностью магнитотактических бактерий положительно коррелирует с наступлением как прохладных и влажных, так и жарких засушливых периодов.

5. Установлено, что пики биогенной компоненты A_1 попадают на участки максимальной обратной корреляции биомов тайги и степи, выделенных по палинологическим данным, и свидетельствуют о связи этого магнитного сигнала с климатическими изменениями, обнаруженного палеоботаническим методом [Rudaya et al., 2012].

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету по государственному заданию в сфере научной деятельности, а также при финансовой поддержке гранта РФФИ №18-17-00251 (анализ геохимических и магнитных данных). Проведение расчетов по методу неотрицательной матричной факторизации сделано при поддержке госзадания ИФЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Белоконь В.И., Кочегура В.В., Шолпо Л.Е. Методы палеомагнитных исследований горных пород. Л., Недра, 1973, 248 с.

Борисов А. С. Система технологического обеспечения палеомагнитных исследований отложений современных озер: Автореф. дис. ... д. г.-м.н. Казань, Казан. гос. ун-т, 2004, 46 с.

Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань, Изд-во КГУ, 1979, 159 с.

Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. Казань, Изд-во КГУ, 1986, 167 с.

Косарева Л.Р. Особенности вещественного состава и условий формирования голоценовых донных осадочных отложений озера Большое Яровое, юго-запад Сибири: Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Казань, Казан. гос. ун-т, 2018, 203 с.

Кочегура В.В. Об анализе кривой нормальной остаточной намагниченности // Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М., Наука, 1965, с. 154—157.

Кривоногов С.К., Гусев В.А., Пархомчук Е.В., Жилич С.В. Промежуточные озера долин рек Чулым и Каргат и их роль в эволюции бассейна озера Чаны // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (5), с. 673—689.

Крылов П.С., Нурғалиев Д.К., Ясонов П.Г. Проявление газа в донных отложениях на сейсмо-акустических разрезах озера Большое Яровое // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. естеств. науки, 2015, т. 157, кн. 4, с. 73—81.

Нурғалиев Д.К., Ясонов П.Г. Полезная модель «Коэрцитивный спектрометр»: патент № 81805 // Государственный реестр полезных моделей Российской Федерации, 2009, 27 марта.

Сидоренко М.Н. География Алтайского края. Барнаул, Алт. кн. изд-во, 1972, 96 с.

Солотчина Э.П., Безрукова Е.В., Солотчин П.А., Шток О., Жданова А.Н. Позднеплейстоцен-голоценовое осадконакопление в озерах Центрального Забайкалья как показатель состояния окружающей среды // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (11), с. 1777—1794.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М., Наука, 1977, 200 с.

Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л., Недра, 1977, 182 с.

Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates // Science, 1997, v. 278, № 5341, p. 1257—1266.

Chang L., Roberts A.P., Williams W., FitzGerald J.D., Larrasoana J.C., Jovane L., Muxworthy A.R. Giant magnetofossils and hyperthermal events // Earth Planet. Sci. Lett., 2012, v. 351—352, p. 258—269.

Dahl S.O., Nesje A., Lie O., Fjordheim K., Matthews J.A. Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early-Holocene glacier readvances during the Erdalen Event at Jostedalbreen, western Norway // The Holocene, 2002, v. 12, № 1, p. 17—25.

Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Inter., 1977, v. 13, p. 260—267.

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (M-rs/M-s versus H-cr/H-c) // J. Geophys. Res. Solid Earth, 2002, v. 107, № B3, p. 2046—2067.

Egli R. Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves // J. Geophys. Res., 2003, v. 108, № B2, p. 1—25.

Egli R. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 1. Unmixing natural sediments // Stud. Geophys. Geod., 2004a, v. 48, № 2, p. 391—446.

Egli R. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 2. Fundamental properties of coercivity distributions // Phys. Chem. Earth, 2004b, v. 29, № 13/14, p. 851—867.

Enkin R.J., Baker J., Nourgaliev D., Iassonov P., Hamilton T.S. Magnetic hysteresis parameters and Day plot analysis to characterize diagenetic alteration in gas hydrate-bearing sediments // J. Geophys. Res., 2007, v. 112, article B06S90.

Evans M.E., Heller F. Environmental magnetism: Principles and applications of enviromagnetics. San Diego, Academic Press, 2003, 311p.

Fabian K., Shcherbakov V.P., Kosareva L., Nourgaliev D. Physical interpretation of isothermal remanent magnetization end-members: New insights into the environmental history of Lake Hovsgul, Mongolia // GGG, 2016, v. 17, p. 4669—4683.

Genge M.J., Engrand C., Gounelle M., Taylor S. The classification of micrometeorites // Meteorit. Planet. Sci., 2008, v. 43, № 3, p. 497—515.

Heslop D., Dillon M. Unmixing magnetic remanence curves without a priori knowledge // Geophys. J. Int., 2007, v. 170, p. 556—566.

Iassonov P.G., Nourgaliev D.K., Bourov B.V., Heller F. A modernized coercivity spectrometer // Geol. Carpathica., 1998, v. 49, № 3, p. 224—226.

Kosareva L.R., Utemov E.V., Nourgaliev D.K., Shcherbakov V.P., Kosarev V.E., Yasonov P.G. Separation of ferromagnetic components by analyzing the hysteresis loops of remanent magnetization // Izv. Phys. Solid Earth., 2015, v. 51, № 5, p. 689—708.

Lee D., Seung H. Algorithms for non-negative matrix factorization // Advances in neural information processing systems 13: Proceedings of the 2000 Conference. Cambridge, MIT Press, 2001, p. 556—562.

Mackereth F.J.H. A portable core sampler for lake deposits // Limnol. Oceanogr., 1958, v. 3, p. 181—191.

Nourgaliev D.K., Borisov A.S., Burov B.V., Jasonov P.G., Khasanov D.I., Ibragimov Sh.Z., Heller F. Geomagnetic secular variation through the last 3500 years as recorded by Lake Aslikul sediments from eastern Europe (Russia) // Geophys. Res. Lett., 1996, v. 23, p. 375—378.

Obrochta S.P., Miyahara H., Yokoyama Y., Crowley T. J. A re-examination of evidence for the North Atlantic «1500-year cycle» at Site 609 // Quat. Sci. Rev., 2012, v. 55, p. 23—33.

Prentice I.C., Guiot J., Huntley B., Jolly D., Cheddadi R. Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka // *Clim. Dyn.*, 1996, v. 12, p. 185—194.

Rudaya N., Nazarova L., Nourgaliev D., Palagushkina O., Papin D., Frolova L. Mid-late Holocene environmental history of Kulunda, southern West Siberia: vegetation, climate and humans // *Quat. Sci. Rev.*, 2012, v. 48, p. 32—42.

Sun Q. L., Wang S. M., Zhou J., Chen Z., Shen J., Xie X., Wu F., Chen P. Sediment geochemistry of Lake Daihai, north-central China, implications for catchment weathering and climate change during the Holocene // *J. Paleolimnol.*, 2010, v. 43, № 1, p. 75—87.

Tarasov P.E., Webb III T., Andreev A.A., Afanaseva N.B., Berezina N.A., Bezusko L.G., Blyakhar-chuk T.A., Bolikhovskaya N.S., Cheddadi R., Chernavskaya M.M., Chernova G.M., Dorofeyuk N.I., Dirksen V.G., Elina G.A., Filimonova L.V., Glebov F.Z., Guiot J., Gunova G.S., Harrison S.P., Jolly D., Khomutova V.I., Kvavadze E.V., Osipova I.M., Panova N.K., Prentice I.C., Saarse L., Sevastyanov D.V., Volkova V.P., Zernitskaja V.P. Present-day and mid-Holocene biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from former Soviet Union and Mongolia // *J. Biogeogr.*, 1998, v. 25, p. 1029—1053.

Wang W., Feng Z.D., Ran M., Zhang C.J. Holocene climate and vegetation changes inferred by pollen records from Lake Aibi of northern Xinjiang, China: A potential contribution to understanding of Holocene climate pattern in East-central Asia // *Quat. Int.*, 2013, v. 311, p. 54—62.

Zhilich S., Rudaya N., Pozdnyakov D., Krivonogov S., Nazarova L. Environmental dynamics of the Baraba forest-steppe (Siberia) over the last 8000 years and their impact on the types of economic life of the population // *Quat. Sci. Rev.* 2017, v. 163, p. 152—161.

Zhong W., Pen Z., Xue J., Ouyang J., Tang X., Cao J. Geochemistry of sediments from Barkol Lake in the westerly influenced northeast Xinjiang: Implications for catchment weathering intensity during the Holocene // *J. Asian Earth Sci.*, 2012, v. 50, p. 7—13.

Zhou J., Wang S., Yang G., Xiao H. Younger Dryas Event and Cold Events in Early-Mid Holocene: Record from the sediment of Erhai Lake // *Adv. Clim. Change Res.*, 2007, 3 (Suppl.), p. 1673—1719.

*Рекомендована к печати 28 августа 2019 г.
Д.В. Метелкиным*

*Поступила в редакцию 22 февраля 2019 г.,
после доработки — 22 мая 2019 г.*