УДК 550.384

ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 9000 ЛЕТ ПО ДОННЫМ ОСАДКАМ ОЗЕРА ШИРА, СЕВЕРНАЯ ХАКАСИЯ, ОПРЕДЕЛЕННАЯ ПО МЕТОДУ ПСЕВДО-ТЕЛЬЕ

© 2024 г. Д. М. Кузина^{1,} *, В. П. Щербаков^{2,} **, Н. В. Сальная^{3,} ***, А. Р. Юсупова^{1,} ****, Х-Ч. Ли^{4,} *****, Д. К. Нургалиев^{1,} *****

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий, г. Казань, Россия

²Геофизическая обсерватория "Борок" Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Ярославская обл., пос. Борок, Россия

³Геологический институт РАН, г. Москва, Россия ⁴Национальный университет Тайваня, г. Тайбэй, Тайвань *E-mail: di.kuzina@gmail.com **E-mail: shcherbakovv@list.ru ***E-mail: natasavi@inbox.ru ****E-mail: yusupovaanast095@gmail.com *****E-mail: hcli1960@ntu.edu.tw *****E-mail: Danis.Nourgaliev@kpfu.ru Поступила в редакцию 10.02.2024 г. После доработки 15.03.2024 г. Принята к публикации 25.03.2024 г.

В работе представлены результаты петромагнитных исследований и определения относительной палеонапряженности по осадкам озера Шира (Хакасия). Для определения минералов носителей *NRM* проведены измерения параметров петель гистерезиса, термомагнитный и рентгенофазовый (РФА) анализы. Возраст осадков определялся радиоуглеродным методом; согласно датировкам, колонка охватывает около 9100 лет. Для получения качественных определений относительной палеонапряженности были использованы прямолинейные отрезки на диаграммах псевдо-Араи-Нагаты; для оценки качества использовались следующие критерии: число точек для расчета наклона, критерий качества (q), доля NRM, разрушенной в интервале определения палеонапряженности, ошибка определения относительной палеонапряженности (σ). Согласно петромагнитным исследованиям и РФА, носители намагниченности представлены, в основном, однодоменным и псевдооднодоменным магнетитом и гематитом. Сопоставление полученных рядов данных относительной палеонапряженности как с модельными значениями палеонапряженности, рассчитанными для координат Ширы и между различными моделями (CALS10K.1b [Korte et al., 2011], PFM9k.1 [Nilsson et al., 2014], HFM.OL1.AL1, CALS10k.2 ARCH10k.1 [Constable et al., 20161) по абсолютной палеонапряженности, так и совокупность результатов исследований по осадочным и магматическим породам, а также археомагнитным объектам показало, что они хорошо согласуются между собой, имеют общие тренды. Это дает основания для применения данной методики к определению палеонапряженности методом псевдо-Телье по донным отложениям современных озер.

Ключевые слова: относительная палеонапряженность, метод псевдо-Телье, донные отложения, озеро Шира.

DOI: https://doi.org/10.31857/S0002333724040111, EDN: FWFRNA

ВВЕДЕНИЕ

Исследование поведения геомагнитного поля в геологическом прошлом заключается, во-первых, в накоплении данных о направлениях (склонение и наклонение) и интенсивности (палеонапряженность, Н_{др}) вектора древнего геомагнитного поля в Мировой базе данных (МБД). В особенности это касается данных о палеонапряженности древнего геомагнитного поля. Как правило, такие определения выполняются на вулканических породах, поскольку их естественная остаточная намагниченность приобретается в процессе их остывания в существовавшем на данный момент времени геомагнитном поле. Этот процесс относительно легко воспроизводится в лабораторных условиях, что позволяет выполнять определения абсолютной Н_{лр} хорошо известным методом Телье [Thellier, Thellier, 1959] (мы здесь оставим в стороне сложности, возникающие при применении этого метода, поскольку это не является темой данного исследования). Однако вулканические породы в силу своего происхождения допускают только точечные определения $H_{\rm nv}$, приуроченные к моменту и месту их извержения, в то время как было бы крайне желательно получить и непрерывную во времени запись изменений палеонапряженности, особенно в регионах, где отсутствуют магматические породы подобного возраста.

Такие определения можно было бы выполнить на осадочных породах, которые уже давно используются для получения непрерывного ряда палеонаправлений, но на этом пути стоят практически непреодолимые сложности. Во-первых, до сих пор физический механизм приобретения остаточной намагниченности осадков I_{ro} далек от адекватного его понимания [Tauxe, 1993; Carter-Stiglitz, 2006; Щербаков, Сычёва, 2009; Shcherbakov, Sycheva, 2010]. Действительно, процесс образования I_{ro} можно разбить на два этапа: 1) седиментационный – собственно осаждение частиц в водной среде с поверхности водоема на дно; 2) постседиментационный – последующее уплотнение и консолидация осадка при его погружении в более глубокие слои. При этом процесс ориентации магнитных моментов **m** магнитных частиц по направлению геомагнитного поля **B**_F происходит на обеих стадиях и продолжается до тех пор, пока возможность изменения ориентации частиц не заблокируется полностью. Исторически намагниченность, возникающая на стадии седиментации, носит название DRM, а на постседиментационной

стадии — pDRM. Оба эти названия не слишком удачны, потому что на седиментационной стадии остаточной (remanent) намагниченности вообще не создается в силу отсутствия фиксации положения частиц в жидкости, а на постседиментационной стадии происходит не столько образование новой намагниченности (*pDRM*). сколько корректировка той ориентации частиц, которую они имели в момент касания осадочного слоя. Иными словами, образование остаточной намагниченности осадков является единым процессом и его нельзя описать в рамках раздельного рассмотрения в терминах DRM и pDRM. По этой причине еще в 1967 г. был предложен термин "ориентационная остаточная намагниченность" (Im) для обозначения различных видов намагниченностей, возникаюших в результате физического врашения магнитных частиц во внешнем магнитном поле В [Храмов, Шолпо, 1967]. Поскольку блокировка положения частиц требует достаточной высокой эффективной вязкости окружающей среды, препятствующей их повороту, то она осуществляется уже на постседиментационной стадии, после захоронения осадка на глубину от нескольких до нескольких десятков сантиметров, в зависимости от свойств осадочной породы. Подробный обзор этой проблемы дан в работе [Shcherbakov, Sycheva, 2010]. Все эти процессы (особенно на постседиментационной стадии) плохо поддаются теоретическому анализу, и можно констатировать, что на настоящий момент мы не имеем удовлетворительной теории образования ориентационной остаточной намагниченности осадков.

Во-вторых, как следует из вышеизложенного, намагниченность природных осадков приобретается в течение длительного периода (от нескольких лет до, возможно, тысячелетий) и этот процесс невозможно воспроизвести в лаборатории ввиду совсем иных пространственно-временных масштабов. В-третьих, величина результирующей остаточной намагниченности І_{го} зависит от ряда факторов, которые также очень трудно контролировать и смоделировать [Shcherbakov, Sycheva, 2010]. Ввиду перечисленных причин метод переосаждения, на который ранее возлагались надежды, оказывается непригоден для решения задачи получения непрерывной записи напряженности палеополя, поскольку процесс образования ориентационной намагниченности, в отличие от термоостаточной, невозможно адекватно воспроизвести в лабораторных условиях.

В качестве альтернативы методу переосаждения авторы работы [Tauxe et al., 1995] предложили использовать для оценки палеонапряженности безгистерезисную остаточную намагниченность (*ARM*), используя ее в качестве прокси для ориентационной остаточной намагниченности (*ORM*). Действительно, при малых полях и та, и другая намагниченности пропорциональны внешнему полю, то есть:

$$I_{ro} = k_{ro} H_{\mu}, \quad I_{ri} = k_{ri} B_{lab}, \tag{1}$$

откуда

$$H_{\rm ap} = KB_{lab} \frac{k_{ri}}{k_{ro}}, \quad K = \frac{I_{ro}}{I_{ri}}, \tag{2}$$

Здесь: I_{ri} есть интенсивность ARM; k_{ro} и k_{ri} – коэффициенты пропорциональности; $H_{\rm np}$ и B_{lab} — поля приобретения *ORM* и *ARM*, соответственно. В случае вулканических пород для естественной (NRM) и лабораторной термоостаточной намагниченностей (TRM) соотношения (1) записываются в виде $NRM = k_n H_{np}$, $TRM = k_t B_{lab}$. Однако, поскольку в этом случае NRM и TRM имеют одну и ту же (термоостаточную природу), можно положить $k_t = k_n$ и уравнение (2) упрощается до $H_{\rm дp} = B_{lab} \frac{NRM}{TRM}$. Но поскольку в соотношениях (1) эти коэффициенты не равны друг другу, и мы на нашем уровне знаний не можем оценить k_{ro} ни теоретически, ни экспериментально, оценка $H_{\rm дp}$ по (2) дает лишь относительное определение палеонапряженности (*RPI*), в отличие от определений, выполненных по вулканическим породам, имеющим NRM термоостаточной природы и призванным дать абсолютную палеонапряженность (API).

Однако на практике такой простой подход определения палеонапряженности даже для вулканических пород оказывается не вполне состоятельным, поскольку на самом деле все коэффициенты пропорциональности зависят от магнитных свойств каждого отдельного зерна и в случае, например, его химических или структурных особенностей или изменений этот коэффициент изменяется. В частности, равенство $k_t = k_n$ нарушается для крупных псевдооднодоменных (ПОД) и многодоменных (МД) зёрен. Все это приводит к зависимости коэффицентов k_t и k_n от температуры T и, соответственно, к нелинейности диаграммы Араи. Для решения этого вопроса был предложен метод Телье, сравнивающий намагниченности NRM и TRM по небольшим интервалам блокирующих температур, а не сразу на всем их спектре, как это делается при непосредственном применении уравнения (2). По аналогии с этим, авторы работы [Tauxe et al., 1995] предложили метод

псевло-Телье, основанный на послеловательном замещении NRM парциальными ARM (pARM) путем приложения к образцу переменного поля (AF) возрастающей амплитуды B_{af}. По результатам этих измерений может быть построена диаграмма псевдо-Араи (остаток ORM после приложения к образцу AF амплитудой B_{af} vs pARM, полученной в АF поле той же амплитуды, то есть диаграмма $I_{ro}(B_{af})$ vs $I_{ri}(B_{af})$), в полной аналогии с классической диаграммой Араи (остаток TRM vs pTRM после нагрева образца до температуры T). Хотя при этой процедуре никаких химических или структурных изменений не происходит, коэффициенты пропорциональности k_{ro} и k_{ri} зависят от свойств ферримагнитных зёрен породы, что может выражаться, в частности, в зависимости k_{ro} и k_{ri} от коэрцитивной силы *B_{cr}* (или других магнитных параметров). В силу различной физической природы ORM и ARM, эти зависимости, скорее всего, различны, что, в свою очередь, может выразиться в отличии зависимостей $I_{ro}(B_{af})$ и $I_{ri}(B_{af})$ и привести к нелинейным псевдо-Араи диаграммам, как это было проиллюстрировано в работе [Tauxe et al., 1995], так что перед исследователем зачастую стоит вопрос, какую часть диаграммы выбрать для определения Н_{др}. В настоящее время метод псевдо-Телье для определения относительной палеонапряженности получает все более широкое распространение [Kruiver et al., 1999; Turner et al., 2015; Xiao et al., 2016; Hatfield et al., 2021].

В данной статье мы приводим результаты определений относительной палеонапряженности методом псевдо-Телье по образцам из керна донных отложений озера Шира (Хакасия, Россия) и сравниваем полученные результаты с модельными значениями поля. Это озеро выбрано в качестве объекта исследований в связи с хорошим качеством полученной палеомагнитной записи, а также из-за отсутствия данных по палеонапряженности для прилегающих территорий.

Сопоставление полученных лабораторных данных с модельными представляет интерес для оценки качества и возможности применения глобальных моделей для данного региона. Для сравнения были выбраны наиболее популярные модели эволюции геомагнитного поля, значения которых можно получить с помощью базы данных Geomagia50 [Brown et al., 2015] – (CALS10K.1b [Korte et al., 2011], PFM9k.1 [Nilsson et al., 2014], HFM.OL1.AL1, CALS10k.2 ARCH10k.1 [Constable et al., 2016]). Все приведенные модели основаны на данных по абсолютной и относительной палеонапряженности, кроме ARCH10k.1, которая основана только на данных по абсолютной палеонапряженности, а основные различия моделей разных семейств состоят в особенностях учета качества данных.

Качество моделей обусловлено, прежде всего, качеством и количеством определений в регионе. Именно неравномерное пространственное распределение данных является основной проблемой, возникающей при создании глобальных моделей, и может приводить к ошибкам при использовании этих моделей для регионов с малым количеством определений или их отсутствием. В базе данных Geomagia50 [Brown et al., 2015] не имеется данных на территории в пределах круга, радиусом ~800 км с центром в оз. Шира, в пределах которого можно считать геомагнитное поле однородным [Tarling, 1983], поэтому возникает вопрос о возможности использования моделей поля на данной территории. А данные, полученные в ходе исследования кернов оз. Шира, представляют интерес и для пополнения базы определений относительной палеонапряженности.

В то же время, мы сравниваем новые данные с выборкой по соседнему региону с достаточным количеством (166 точек) абсолютных определений палеонапряженности. Этот набор данных получен по археомагнитным объектам Сибири и Монголии в 1970–2015 гг. [Бурлацкая, 1970; Бурлацкая и др., 1976; Начасова, Бураков, 1997а; 19976; 2008; Бураков и др., 2000; Начасова и др., 2015].

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Озеро Шира (рис. 1) приурочено к бессточной впадине в пределах Ширинской денудационно-аккумулятивной субравнины. Длина озера – 9.35 км, ширина – 5.3 км, максимальная глубина — 23.8 м, средняя глубина — 11.0 м, абсолютная отметка уреза воды – 353.9 м. Дно озера ровное, максимальные глубины приурочены к его центральной части. В озеро впадает небольшая речка Сон, которая обеспечивает до 40% питания водоема, остальная часть питания осуществляется за счет атмосферных, подземных и антропогенных поступлений [Геология и минерагения..., 2006]. По химическому составу вода сульфатно-хлоридная, натриево-магниевая с щелочной реакцией (pH + 8.9 - 9.2). В составе солей присутствуют следующие компоненты: $K^+ + Na^+ - 4.6 \ r/л; \ Ca^{2+} - 0.06 \ r/л;$ $Mg^{2+} - 1.52 r/\pi$; $SO_4^{2-} - 10.91 r/\pi$; $Cl^- - 2.58 r/\pi$, НСО- – 1.0 г/л [Геология и минерагения..., 2006].

Всего, на основе сейсмоакустических исследований, были отобраны 4 керновые колонки длиной от 376 до 508 см. Отбор образцов производился с помощью специальной установки, разработанной в Институте геологии и нефтегазовых технологий КФУ и, позволяющей отбирать непрерывный керн длиной до 6 метров [Борисов, 2004]. Для лабораторных исследований был выполнен сплошной отбор образцов с шагом 2 см. Детальные исследования проведены на самой длинной колонке № 3, количество образцов 254, что соответствует длине колонки в 508 см.

Радиоуглеродное датирование

Хронология отложений третьей колонки была определена с помощью радиоуглеродного датирования (¹⁴С) в лаборатории NTUAMS на факультете наук о Земле Национального университета Тайваня. Лаборатория NTUAMS оснащена ускорительным масс-спектрометром (УМС) модели 4110 ВО мощностью 1.0 МВ и тремя вакуумными линиями графитизации [Li et al., 2022]. Для датирования озерных отложений в первую очередь отбираются образцы, содержащие остатки растений или раковинный материал. Однако в осадках керновой колонки № 3 озера Шира такие образцы отсутствовали, поэтому радиоуглеродное датирование было проведено по содержанию общего органического углерода (ТОС) в отложениях. Образцы лиофилизированного осадка навеской 100~200 мг предварительно подвергались кислотно-щелочной обработке [Brock et al., 2010]. Для удаления карбонатов и фульвокислот в образец добавлялось 15 мл 0.5 N HCl [Misra et al., 2024]. Образцы нагревались на плите при температуре 80°С в течение часа. Далее раствор кислоты проверялся с помощью лакмусовой бумаги, чтобы гарантировать уровень pH <3, означающий отсутствие карбонатов в обработанных образцах. После центрифугирования раствор кислоты удалялся из пробирки. Затем в образец на 30 минут добавлялось 10 мл 0.5 моль NaOH для растворения гуминовых кислот. После центрифугирования NaOH удаляли из образца. После этого в образец быстро вливали 10 мл 0.5 N HCl для удаления остатков NaOH, чтобы избежать поглощения углекислого газа (CO₂), содержащегося в атмосфере. Снова проводили центрифугирование для удаления кислоты. Последними этапами обработки являлись промывка образца деионизированной водой и лиофильная сушка. После предварительной кислотно-щелочной обработки образцы не содержат карбонатов



Рис. 1. Расположение озера Шира. Красной точкой отмечено место отбора исследованного керна ($54^{\circ}31'12.3''$ N, $90^{\circ}10'38.6''$ E).

и подвижных органических кислот (включая фульвокислоты и гуминовые кислоты). Таким образом, исключается влияние резервуарного эффекта, обусловленного карбонатной компонентой осадка, на радиоуглеродный (¹⁴С) возраст образцов. Общий органический углерод обработанных образцов в основном содержит гумин, который считается исходным органическим компонентом растений (см. [Misra et al., 2024] и ссылки в статье). Предварительно высушенный и обработанный образец помещался в кварцевую пробирку с порошком CuO и серебряной проволокой, вакуумировался до 10⁻⁶ мбар и герметизировался. Сжигание в образце ТОС проводилось при температуре 850°С в течение 8 часов. СО₂, образующийся в кварцевой трубке, очищался на вакуумной

ФИЗИКА ЗЕМЛИ №4 2024

линии и переносился в комбинированную трубку, содержащую порошки Zn/TiH₂ и Fe для графитизации (получение графитовой мишени) [Blyakharchuk et al., 2020]. Полученные графитовые мишени измерялись вместе с графитовыми мишенями, изготовленными по международным стандартам OXII (NIST SRM 4990C), фоновыми значениями антрацита и образцами известного возраста (распределенными Университетом Глазго) для взаимного сравнения. В NTUAMS ускорительный масс-спектрометр имеет колесо для 50-ти мишеней, таким образом максимальное количество графитовых мишеней в каждой партии составляет 50. Каждая партия образцов содержит как минимум три мишени OXII, три фоновых (антрацитовых) мишени и две мишени для образцов взаимного сравнения. Соотношения ¹⁴C/¹²C и ¹³C/¹²C каждой мишени измерялось в режиме ¹⁴C³⁺. Для каждой партии проводится пять циклов измерений на УМС. В цикле измеряются все 50 блоков (30 секунд каждый) для каждой мишени, включая образец, ОХІІ, фон и образцы взаимного сравнения. Таким образом, для каждой мишени требуется около 2.2 часа для определения ¹⁴C. Возраст был рассчитан по методике, представленной в работе [Li et al., 2022]. Последним шагом являлась калибровка возраста с использованием базы данных IntCal 20 [Reimer et al., 2020]. Калиброванный возраст ¹⁴C определялся с погрешностью 2 σ (95% вероятность в возрастном диапазоне).

Петро- и палеомагнитные исследования

Для проведения магнитно-минералогического анализа были использованы стандартные методики. Измерение гистерезисных параметров проводилось на коэрцитивном спектрометре J meter [Буров и др., 1986; Iassonov et al., 1998; Нургалиев, Ясонов, 2009]. Получены кривые нормального остаточного намагничивания образцов объемом около 1 см³ при непрерывном росте внешнего магнитного поля до 1.5 Тл. Возможность получения полной петли гистерезиса одновременно по остаточной и индуктивной намагниченностям позволяет определить параметры B_c , B_{cr} , J_s , J_{rs} . В полученные величины J_s и B_c вводилась поправка за вклад парамагнитной составляющей. По значениям намагниченности в интервале 1.4-1.5 Тл рассчитывалось уравнение прямой, которое затем вычиталось из значений индуктивной намагниченности.

Дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА) проводился по индуцированной намагниченности и выполнялся на авторегистрирующих крутильных магнитных весах, действующих по нулевому методу [Буров, Ясонов, 1979]. Скорость нагрева составила 100°С/мин. Для каждого образца получены 2 термокривые по индуктивной намагниченности $J_i(T)$ до температуры 800°С в поле 0.4 Тл. Вторая кривая снималась на той же навеске образца после охлаждения до комнатной температуры и повторного нагрева. Для одного образца (546) было проведено травление органики с помощью перекиси водорода (30%) и керосина (для другой навески). В течение двух недель образцы заливались соответствующими жидкостями до прекращения реакции (образование пузырьков). Органика устранялась в целях определения первичных магнитных минералов в осадке, поскольку в процессе нагрева она начинает гореть и создаются благоприятные

условия для формирования новых магнитных минералов, искажая реальную картину по первичным магнитным минералам, присутствующим в осадке.

Рентгеновский дифракционный анализ использовался для определения минерального состава осадочных отложений. Анализ образцов (504, 581, 750) был проведен методом порошковой рентгеновской дифракции на многофункциональном дифрактометре STADI-MP (STOE, Германия), использующим строго монохроматизированное СоКα₁-излучение (длина волны 1.78896 Å). Рентгеносъемка велась при комнатной температуре в дискретном режиме записи дифракционной картины в широком угловом диапазоне $10^{\circ} \le 2\Theta \le 120^{\circ}$ с шагом сканирования 0.02°. Следует отметить, что до проведения рентгенофазового анализа каждый образец предварительно вручную растирался в порошок в яшмовой ступке, затем диспергировался ультразвуком в водном, содержащим поверхностно-активное вещество, растворе, из которого по стенке пробирки вручную с помощью неодимового магнита вытягивалась ферримагнитная фракция.

Лабораторные исследования по изучению относительной палеонапряженности проводились в ресурсном центре "Геомодель" (Санкт-Петербургский государственный университет) на криогенном магнитометре SQUID SRM-755, (2G Enterprises, США). Эксперименты по определению относительной палеонапряженности предусматривали создание и измерение парциальной безгистерезисной остаточной намагниченности (*pARM*) на образцах, предварительно размагниченных переменным полем. Для пилотной коллекции была проведена детальная чистка с целью подбора оптимального режима чистки остальной коллекции, максимальное поле размагничивания в этом случае достигало 100 мТл. Оставшуюся часть коллекции было решено размагничивать до 70 мТл. Таким образом, размагничивание выполнялось ступенчато до максимального поля 70 или 100 мТл. Далее на размагниченных образцах была создана безгистерезисная остаточная намагниченность с тем же шагом, с каким они были размагничены. Шаг эксперимента составлял от 2.5 до 30 мТл. Постоянное поле при создании pARM использовалось близкое к современному, т.е. 50 мкТл. После создания безгистерезисной намагниченности образцы снова были размагничены. Обработка результатов лабораторных исследований осуществлялась с помощью специально разработанной программы в Excel.

Результаты измерений представлялись на диаграмме псевдо-Араи–Нагаты [Таихе et al., 1995]. где по оси абсцисс приводились значения создаваемой *pARM*, а по оси ординат – величины остатка NRM после воздействия соответствующего переменного поля. Диаграмма псевдо-Араи–Нагаты является аналогом диаграммы Араи–Нагаты [Nagata et al., 1963], используемой для оценки абсолютной палеонапряженности на основе изучения термоостаточных намагниченностей – естественной и лабораторной с той разницей, что вместо *pTRM* приводятся значения *pARM*. Относительная палеонапряженность определялась по тангенсу угла наклона прямолинейного отрезка на диаграмме псевдо-Араи–Нагаты. При оценке качества определений H_{np} используются те же критерии Коэ [Coe et al., 1978], что и для оценки качества определений абсолютной палеонапряженности. Дополнительно, для проверки выполнения законов взаимности образцы с созданной ARM были размагничены в тех же полях. На основе результатов измерений намагничивания образцов, создания на них рАRМ и последующего размагничивания, строился график ARM_{left}-ARM_{gained}, который в идеальном случае должен быть линеен, а тангенс угла наклона равен 1, что свидетельствует о соответствии диапазонов полей при создании и размагничивании *pARM*. В качестве дополнения к методу псевдо-Телье используется и отношение NRM/ARM_{max}, хотя такой подход в некоторых случаях может приволить к систематическим ошибкам [Tauxe et al.. 1995].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Возраст изучаемых отложений

В табл. 1 отображены результаты 16 измерений ¹⁴С возраста 14 образцов керновой колонки № 3 озера Шира. Первая партия образцов (NTUAMS 7293~7302) была датирована в апреле 2021 г. Затем для увеличения частоты измерений в августе 2021 г. была запущена 2-я партия образцов (NTUAMS 7466~7469) для датирования. Во второй партии проводились повторные измерения для двух образцов: NTUAMS-7467b и 7469b. Дубликаты представляли собой аликвоты первоначальных образцов. Для этих образцов эксперимент проводился по той же методике: от сжигания обработанного образца до измерения на УМС. Возраст двух пар образцов имеет хорошую сходимость с учетом погрешности, что указывает на хорошее качество датирования.

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2024

Возраст двух образцов (с глубины 240 и 450 см) не соответствует стратиграфической последовательности, поскольку более глубокие слои должны иметь более древний возраст отложений (табл. 1). Поскольку ТОС в отложениях имеет разные источники, влияние старого углерода могло привести к расхождению возраста с соседними образцами [Blvakharchuk et al., 2020; Misra et al., 2024]. Тем не менее, полученный радиоуглеродный возраст всех образцов обеспечивает хорошую хронологическую последовательность с глубиной отложений (рис. 2). Что касается двух возрастов на глубине 240 см, то у нас нет достаточных оснований для их исключения из-за хорошего дублирования возрастов. Аналогично, для двух полученных возрастов на глубине 470 см, их возраст должен быть истинным. У нас нет убедительных причин для исключения возраста на глубине 450 см. Следовательно, для построения хронологической модели нами были использованы все ¹⁴С возраста. Для построения возрастной модели осадконакопления использовалась модель Bacon [Blaauw, Christen, 2011] (рис. 2). Для нижней части колонки возраст определен с помощью полиномиального уравнения (рис. 2), поскольку модель Васоп в малой степени учитывает возраст на уровне 470 см. Согласно модели, возраст самого верхнего образца в керне составляет 840 кал. лет назад. В процессе отбора длинных керновых колонок часть придонного осадка может быть утеряна, в этой связи такой возраст вполне обоснован. Следовательно, 840 кал. лет назад не являются современным возрастом осадков озера. Фактически современный возраст нам дает короткий керн (GC4), отобранный гравитационным пробоотборником рядом с колонкой № 3. Именно он позволяет выявить на кривой ¹⁴С эффект от испытаний ядерных бомб (после 1950 года н.э.). (Исследование керна GC4 было представлено в журнал Radiocarbon в ноябре 2023 г.). Несмотря на то, что озеро Шира является соленым, предварительная кислотно-щелочная обработка осадка позволяет устранить резервуарный эффект, вызванный наличием углерода. Наличие "старого" углерода (OCI) может оказывать влияние на возраст ¹⁴С, в связи с поглощением растворенного СО₂ в результате фотосинтеза водных растений в озере [Li et al., 2019; Blyakharchuk et al., 2020; Misra et al., 2024], но тем не менее это влияние часто отсутствовало в изучаемых образцах, в результате того, что растворенный в озере СО₂ хорошо обменивался с атмосферным. Если увеличение возраста на глубинах 240 и 450 см, вызвано OCI, можно сделать вывод о том, что его

Код лаборатории	ID образца	Глубина, см	¹² C, A	¹⁴ С подсчетов	¹⁴ С статистическая ошибка, %	Возраст, лет до наших дней	Ошибка (±)	Калиброванный ¹⁴ С возраст, лет до наших дней	Ошибка (±)
NTUAMS-7293	Shira core3_503	6	5.05704E-06	31 369	0.56	863	90	800	135
NTUAMS-7294	Shira core3_519	38	5.89772E-06	34 738	0.54	1451	59	1350	75
NTUAMS-7466	Shira core3_550	100	6.66108E-06	56 758	0.42	2144	73	2160	175
NTUAMS-7295	Shira core3_573	146	5.14051E-06	26 794	0.61	2403	47	2445	100
NTUAMS-7296	Shira core3_598	196	6.57259E-06	32 234	0.56	3067	71	3240	170
NTUAMS-7467	Shira core3_620	240	7.04638E-06	46 325	0.46	3928	104	4365	285
NTUAMS-7467b	Shira core3_620	240	1.14797E-05	65 380	0.39	3677	186	4005	450
NTUAMS-7297	Shira core3_638	276	6.48278E-06	28 285	0.59	3435	65	3700	150
NTUAMS-7298	Shira core3_654	308	5.94562E-06	27 833	0.60	3714	71	4050	205
NTUAMS-7468	Shira core3_680	360	1.80097E-05	72 019	0.37	4899	69	5615	140
NTUAMS-7299	Shira core3_685	370	8.63505E-06	32 421	0.56	5004	58	5775	125
NTUAMS-7300	Shira core3_713	426	4.24125E-06	16 963	0.77	5830	107	6650	250
NTUAMS-7301	Shira core3_725	450	8.55887E-06	24 066	0.64	6849	75	7710	140
NTUAMS-7469	Shira core3_735	470	1.13275E-05	43 099	0.48	6104	75	6975	195
NTUAMS-7469b	Shira core3_735	470	1.42059E-05	57 132	0.42	6042	170	6885	395
NTUAMS-7302	Shira core3_749	498	7.68484E-06	19 768	0.71	8584	98	9660	240

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования

Примечание: ¹²С отражает качество графита. Когда ¹²С ниже 10⁻⁶ А, качество графита низкое. Измерения будут давать большую погрешность. Неопределенность возраста связана с ошибками стандартных, фоновых и выборочных измерений. Для калибровки возраста используется база данных IntCal 20 [Reimer et al., 2020].

влияние в двух слоях составляет менее 1000 лет, и не распространяется на всю керновую колонку. Таким образом, лучший способ построить хронологию керна — это использовать все доступные возрасты. ¹⁴С возраст донных отложений колонки № 3 составляет 9030 кал. лет назад, и, соответственно, хронология изученной последовательности отложений (длиной 508 см) охватывает последние 9100 лет (рис. 2).

Результаты петро-, палеомагнитных исследований

Вариации гистерезисных параметров с возрастом и глубиной представлены на рис. 3. В большей части колонки показатели J_{rs} , J_s , B_{cr} изменяются не слишком сильно, лишь на глубинах более 4 метров (около 7 т.л. до наших дней) видны заметные вариации параметров. B_c , в отличие от остальных гистерезисных параметров, значительно изменяется по всему разрезу. Изменение параметров образцов древнее 7000 лет может объясняться сменой литологии, примерно в это время заканчивают накапливаться более красноцветные породы.

Согласно диаграмме Дэя [Day et al., 1977; Dunlop, 2002] образцы по большей части представлены смесью однодоменных (ОД) и мелких псевдооднодоменных (ПОД) частиц (на рис. 4 они показаны фиолетовым цветом). По гистерезисным параметрам образцы на диаграмме группируются в четыре кластера с различным наполнением. Группа, выделенная синим цветом, относится к самым верхним (граница вода—осадок) образцам, также часть образцов из



Рис. 2. Возраст озерных отложений по керновой колонке 3, полученной с помощью полиноминального уравнения и модели Васоп. Итоговая возрастная модель получена на основе модели Васоп выше 426 см и на основе полиноминального уравнения ниже данного уровня.



Рис. 3. Распределение гистерезисных параметров по керновой колонке.

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2024

этой группы находится на глубинах ниже 4.5 метров, неравномерно распределенных до глубины 5.08 м. Наиболее многочисленная группа, обозначенная фиолетовым, в основном приурочена к глубинам 90—450 см, некоторые образцы также расположены выше по колонке. Образцы, относящиеся к группе, обозначенной красным, происходят из двух интервалов 10—90 и 452—500 см, в которых также присутствуют образцы других групп. Зеленая звездочка соответствует образцу с глубины 476 см.

Проблема для интерпретации доменного состояния (ДС) образцов по диаграмме, приведенной на рис. 4, заключается в необычности распределения репрезентативных точек на диаграмме, занимающих область между линиями ОД–МД и СПМ–ОД смесимости [Dunlop,

2002]. Сочетание СПМ-ОД следует отбросить сразу, поскольку суперпарамагнитная восприимчивость, оцененная по петлям гистерезиса [Kosareva et al., 2015], всех образцов крайне мала, составляет всего ~ $(10^{-9}-10^{-11})$ м³/кг. Сильный сдвиг вправо линии ОД-МД от области реального распределения точек на диаграмме можно формально объяснить следующим. Дело в том, что линия смесимости по работе [Dunlop, 2002] рассчитывается из предположения $B_{cr}/B_c = 5$ и $J_{rs}/J_s = 0.02$, в то время как для нашей коллекции при $B_{cr}/B_c = 5$ отношение $J_{rs}/J_s > 0.1$ (красные точки на диаграмме). Все это говорит о том, что концепция объяснения гистерезисных свойств природных образцов, содержащих смеси зёрен как по минералогии, так и по размерам, простой смесью ОД и МД частиц,



Рис. 4. Диаграмма Дэя—Данлопа. Представлены образцы, использованные для анализа относительной палеонапряженности (критерии отбора указаны в тексте статьи). Однодоменные и мелкие псевдооднодоменные зерна фиолетовый цвет, крупные псевдооднодоменные — красный цвет, образцы с аномальными свойствами — голубой и зеленый.

чересчур упрощена. На деле же, как показано в ряде теоретических и экспериментальных работ [Dunlop, 2002; Conbhui et al., 2018; Nagy et al., 2019], в большинстве случаев решающую роль в образовании этих свойств играют ПОД частицы, существование которых игнорируется в схеме линий смесимости, а форма области распределения точек на диаграмме объясняется обратной корреляцией между J_{rs}/J_s и B_{cr}/B_c (чем выше остаточная намагниченность J_r , тем ближе $B_{cr} \kappa B_c$). Сказанное выше не отрицает возможной пользы от использования линий смесимости, но предостерегает от их бездумного использования во всех случаях.

Другая проблема для интерпретации доменного состояния (ДС) образцов по диаграмме, приведенной на рис. 4, заключается в необычности поведения нескольких образцов, отмеченных зеленым и голубым цветом, которые сочетают ПОД и МД свойства, то есть высокое $J_{rs}/J_{s} > 0.1$ и одновременно с этим высокое $B_{cr}/B_c \approx 10$. На самом деле такое сочетание теоретически возможно, поскольку при высокой внутренней восприимчивости k_i МД зёрен $J_{rs}/J_s \approx B_c/NJ_s$, а $B_{cr}/B_c \approx (1 + Nk_i)$, где N < 1 - 1размагничивающий фактор. Отсюда видно, что при $k_i > 20$ имеем $B_{cr}/B_c \approx 10$. Что касается J_{rs}/J_s , то значение $J_{rs}/J_s \approx 0.1$ может быть достигнуто либо при относительно высокой B_c и относительно низкой $J_{,,}$ то есть в этом случае следует предположить, что магнитный минерал в этих образцах представлен не магнетитом, а какимто минералом с невысокой Ј. Подробное исследование этого вопроса требует отдельного анализа и значительных экспериментальных усилий, что не вписывается в рамки настоящей работы, тем более, что число аномальных образцов всего около 10, а результаты по определению

палеонапряженности, полученные по ним, статистически никак не выпадают из общего массива данных (табл. 2).

Из приведенного анализа следует, что ферримагнитная компонента образцов достаточно однородна и представлена в основном смесью однодоменных (ОД) и мелких псевдооднодоменных (ПОД) частиц. Однако, как показал наш анализ, такое различие в доменной структуре (ДС) не отразилось на определении $H_{\rm дp}$ – значимая корреляция между величиной $H_{\rm дp}$ и гистерезисными параметрами J_{rs}/J_s и B_{cr}/B_c отсутствует (табл. 2). Отметим, что при построении табл. 2 использовалась непараметрическая статистика и рассчитывалась ранговая корреляция по Спирмену, поскольку закон распределения рассматриваемых переменных в данном случае неизвестен [Симушкин, 1998; 2006].

Согласно термомагнитным исследованиям 20-ти образцов, равномерно отобранных по разрезу, образцы в исходном состоянии (без травления органики, рис. 5а) показывают рост намагниченности почти при каждом последующем нагреве, что говорит об образовании в процессе нагревания новых магнитных минералов. На уровне шума можно предположить наличие в образце гематита, который выделяется на дифференциальной кривой до 700°С. Также на кривых до 400, 500 и 600°С предположительно видна фаза с температурой Кюри в области 360-380°С. Можно предполагать, что это грейгит, но рентгеноструктурный анализ не нашел следов грейгита ни на свежем, ни на прогретом до 400°С образце. Следует отметить, что в минеральной фракции сульфиды тоже не были обнаружены, так что следы ферримагнитной фазы с $T_c \approx 360-380^{\circ}$ С, скорее всего, являются

	$H_{\rm gp}$	J_{rs}	B _{cr}	J_s	B _c	J_r/J_s	B_{cr}/B_{c}
$H_{ m gp}$	1.00	-0.02	0.04	0.04	0.03	0.03	-0.06
J_{rs}	-0.02	1.00	0.54	0.93	0.08	-0.19	0.16
B _{cr}	0.04	0.54	1.00	0.57	-0.15	-0.34	0.51
J_{s}	0.04	0.93	0.57	1.00	-0.23	-0.50	0.43
B _c	0.03	0.08	-0.15	-0.23	1.00	0.92	-0.88
J_r/J_s	0.03	-0.19	-0.34	-0.50	0.92	1.00	-0.93
B_{cr}/B_{c}	-0.06	0.16	0.51	0.43	-0.88	-0.93	1.00

Таблица 2. Корреляционная матрица по Спирмену между $H_{\rm дp}$ и гистерезисными параметрами



Рис. 5. Термомагнитные кривые: (а) – образец 545 (90 см); (б) – образец 546 (92 см) после травления органики (исходное состояние); (в) – обработка перекисью водорода; (г) – обработка керосином.

артефактом, и в любом случае ее присутствие (если она все же реальна) не влияет существенно на свойства осадка.

Для улучшения результатов ДТМА в образце 546 (92 см) травилась органика, так как ее горение во время эксперимента может давать ложные эффекты. Для этого использовался керосин и перекись водорода. Дифференциальные термомагнитные кривые образца 546 в исходном состоянии (рис. 56) зашумлены, по ним сложно однозначно идентифицировать магнитные минералы. На рис. 5в хорошо видно, что после обработки перекисью водорода органика удалена, роста намагниченности при ступенчатом нагреве не происходит, а, напротив, наблюдается уменьшение намагниченности, вероятно, за счет окисления мелкодисперсного магнетита.

	504 (4 см)	581 (162 см)	750 (500 см)
Минеральная фракция	Кварц 34.3% Кальцит 23.1% Альбит 13.8% Микроклин 10.3% Мусковит 5.2% Вермикулит 1.7% Лепидолит 5.5% Клинохлор 6.1%	Кварц 33.8% Кальцит 28.7% Альбит 15.2% Микроклин 12.2% Мусковит 4.3% Лепидолит 1.6% Клинохлор 4.2%	Кварц 37.3% Кальцит 20.3% Альбит 21.3% Микроклин 12.8% Мусковит 4.1% Клинохлор 4.2%
Магнитная фракция	$a = 8.386$ Å Магнетит $\approx 99\%$ Гематит $\approx 1\%$		a = 8.388 Å Магнетит – 72.38% Гематит – 12.51% a = 8.365 Å Магнетит – 15.11%

Таблица 3. Результаты рентгеноструктурного анализа

Амплитуда дифференциальной кривой в низкотемпературной области от комнатной температуры до 200–250°С уменьшается после каждой ступени нагрева. На дифференциальных кривых до 600 и 700°С, наблюдается присутствие магнетита (температура Кюри в районе 580°С). Керосин хуже справляется с органикой (рис. 5г), на кривых виден рост намагниченности, тем не менее по сравнению с исходным образцом (рис. 5б) кривые более информативны, на дифференциальных кривых прослеживаются магнитные эффекты.

В ходе исследований были получены дифрактограммы трех образцов, по которым были определены присутствующие в образцах кристаллические фазы и их процентное содержание (табл. 3). Магнитная фракция представлена магнетитом с той или иной степенью окисления, о чем свидетельствуют меньшие по сравнению со стехиометрическим магнетитом значения постоянной решетки, и (в очень небольшой степени) гематитом. В образце 581 (162 см) магнитной фракции было слишком мало и установить ее состав не удалось. В целом минеральная фракция указывает на геологию водосбора, вокруг озера это в основном выходы четвертичных отложений (черные глины, пески, аллювий рек, элювиальные и делювиальные отложения), девонские (песчаники, алевролиты, аргиллиты красноцветные, известняки серые, часто органогенные), также недалеко есть выход дайки габбрового состава. Кроме того, учитывая большую долю однодоменного магнетита, можно предположить его биогенное происхождение.

Для получения качественных определений относительной палеонапряженности были использованы прямолинейные отрезки на диаграммах псевдо-Араи–Нагаты, а для выборки использовались следующие критерии:

1. Число точек для расчета наклона – не менее 5;

2. Критерий качества $q \ge 1$;

3. Доля *NRM*, разрушенной в интервале определения палеонапряженности $f \ge 25\%$;

4. Ошибка определения относительной палеонапряженности – $\sigma \le 20$ %.

Помимо этого, для того, чтобы избежать сложностей с выбором интервала определения $H_{\rm дp}$, были отброшены нелинейные диаграммы или диаграммы с двумя составляющими.

Таким образом, из имеющихся в нашем распоряжении 254 определений было выбрано 190 определений, которые были получены в интервалах полей 5-10÷15-50 мТл на основе расчета по 5-13 точкам на диаграмме псевдо-Араи-Нагаты. Критерий f составлял от 25 до 97% (медианное значение 57%), а фактор q - 2 - 127(медианное значение 7.2). Низкий фактор *q* вероятно связан с низкой долей NRM, разрушенной в интервале определения палеонапряженности, а также с тем, что определение палеонапряженности ведется в малых полях, например, до 25 и даже до 15 мТл. Еще одной причиной низкого критерия q стало то, что значения палеонапряженности относительно малы, таким образом, ошибка определений – σ относительно Н_{пр} велика и составляет 17% (медианное значение 6%). На 11 образцах проведено исследование приобретенной ARM(ARM_{gained}) и разрушенной в тех же полях $ARM(ARM_{left})$, зависимость ARM_{left}-ARM_{gained} линейная, а тангенс угла наклона графика составил от 1.04 до 1.11 (медианное значение 1.07). Коэффициент около 1 свидетельствует о разрушении ARM в тех же полях,

в которых она была создана. Отклонение составляет не более 11%, а поскольку, образец не изменяется в процессе эксперимента, отличие от 1 может быть связано с погрешностью самого эксперимента. На рис. 6 приведены примеры результатов исследований.

На рис. 7 представлено сравнение наклонения по озеру Шира с модельными данными. В нескольких интервалах колонки наблюдаются аномальные выбросы значений наклонения (на глубинах 360-370 см (5580-5735 лет назад), 480 см (\sim 8100 лет назад), а также в единичных образцах выше по разрезу) связанные с деформацией образцов при отборе. Эти образцы удалены для лучшей наглядности на рисунке. Среднее значение наклонения составляет 68.8° , что достаточно близко к средней величине по всем моделям (рис. 7а). Данные по наклонению оз. Шира по морфологии похожи на модели PFM9k.1 [Nilsson et al., 2014], HFM.OL1. AL1, ARCH10k.1, CALS10.k2 [Constable et al., 2016]) (рис. 7а). Тем не менее, существует сдвиг по временной шкале, причем для более молодых осадков он значительнее, чем для более древних. При смещении данных по оз. Шира на ~850 лет в сторону омоложения, графики наклонения оз. Шира и модельные показывают заметно лучшую корреляцию (рис. 7б). 850 лет соответствует примерно 27 см, это определено на основе сопоставления керновой колонки № 3 и короткой керновой колонки GC4 (см. раздел "возраст изучаемых отложений").

Результаты $H_{\rm дp}$ полученные по отношению *NRM/ARM*_{max}×50 мкТл, схожи между собой, коэффициент корреляции составляет 0.69 (рис. 8). Однако первые данные систематически ниже, чем вторые, что вероятно связано с выполаживанием графика *NRM/ARM* на диаграмме Араи–Нагаты в высоких полях (рис. 8б) и, соответственно, с увеличением доли *ARM* в сравнении с *NRM*.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В ходе детальных исследований керна оз. Шира было получен ряд из 190 определений относительной палеонапряженности, дополненных необходимым комплексом магнито-минералогических исследований и датированных радиоуглеродным методом.

Рентгеновский дифракционный анализ показал, что магнитная фракция в основном представлена магнетитом с различной степенью окисления и, в малой степени, гематитом. Исследование гистерезисных параметров выявило, что ферримагнитная фракция достаточно однородна и представлена в основном смесью ОД и мелких ПОД частиц, что позволяет использовать данные образцы для определения относительной палеонапряженности.

Значимая корреляция между величиной $H_{\rm дp}$ и гистерезисными параметрами J_{rs}/J_s и B_{cr}/B_c по большей части разреза отсутствует, что позволяет сделать вывод о независимости возможных вариаций магнито-минералогического состава на получаемые результаты $H_{\rm np}$.

График изменения относительной палеонапряженности (рис. 9) показывает, что в период с 10 000 до 5000 лет назад $H_{\rm дp}$ была понижена относительно интервала от 4000 лет до настоящего времени, исключая короткий период всплеска $H_{\rm np}$ в период 7130—7300 лет назад. Здесь, резкое повышение $H_{\rm дp}$ коррелирует с изменением параметров – J_{rs} , J_s и B_c . Поэтому можно считать этот всплеск палеонапряженности как реально существующим, так и связанным с изменением магнитной минералогии. При этом рост $J_{\mu s}$ и J_{s} отмечается и в возрастном интервале ~8600 лет назад без существенных изменений B_c и H_{np} , что скорее говорит в пользу независимости \hat{H}_{np} от петромагнитных параметров. В целом, в интервале ~6500-7300 лет назад отмечается умеренная корреляция $H_{дp}$ с J_{rs} , J_s и B_c (0.54; 0.51; 0.60 соответственно) в отличие от всего разреза (табл. 2).

Сопоставление полученных рядов данных относительной палеонапряженности со значениями палеонапряженности, рассчитанными для координат оз. Шира по модели CALS10k2 [Constable et al., 2016] показало, что они хорошо согласуются между собой (рис. 9), коэффициент корреляции R по Спирмену = 0.59, а между усредненными значениями относительной палеонапряженности (голубая линия) и модельными данными (черная линия) R = 0.72.

Можно отметить следующие элементы сходства указанных кривых (рис. 9): уменьшение палеонапряженности ближе к современности, наличие максимума в области от 1000 до 4500 лет назад, минимума от 4500 до 6000 лет назад, максимума в области от 7000 до 9000 лет назад. Отличия кривых заключаются в следующих особенностях: некоторое смещение максимумов в области от 1000 до 4500 лет назад и от 7000 до 9000 лет назад, наличие на кривой относительной палеонапряженности, полученной по донным отложениям оз. Шира дополнительного максимума в интервале от 7100 до 7300 лет

174







Рис. 7. Сопоставление наклонения по оз. Шира: (а) – результаты отвечают радиоуглеродному возрасту; (б) – результаты по возрасту сдвинуты на ~850 лет с модельными значениями, рассчитанными для различных моделей для координат оз. Шира.

назад, который можно объяснить как резким изменением петромагнитных характеристик, так и реальным изменением палеонапряженности. Тем не менее, хотелось бы отметить, что подобное сходство поведений графиков проявляется только в одном коротком интервале несмотря на то, что вниз по разрезу гистерезисные параметры также вариативны и обладают большими величинами, при этом величины относительной палеонапряженности не показывают резких изменений. Подобный максимум, но значительно меньшей амплитуды, можно увидеть и на модельных кривых. Также можно заметить, что при сдвиге полученных данных относительной напряженности оз. Шира в сторону омоложения, совпадение с модельными кривыми улучшается.



Рис. 8. Сопоставление значений относительной палеонапряженности, рассчитанных двумя способами: (а) – из отношения NRM/ARM_{max} умноженного на лабораторное поле (50 мкТл); (б) – по методу псевдо-Телье.



Рис. 9. Сопоставление новых данных по относительной палеонапряженности оз. Шира, средних величин относительной палеонапряженности по оз. Шира и модельных значений, рассчитанных для различных моделей для координат оз. Шира. Все значения относительной палеонапряженности (точки на графике) умножены на коэффициент 4.25 с тем, чтобы средние значения данных по псевдо-Телье и модельных данных по оз. Шира совпадали.

Подчеркнем, что эти выводы сохраняются, если рассмотреть и другие известные на настоящее время модели геомагнитного поля за по-

данные по абсолютной палеонапряженности (ARCH10k.1 [Constable et al., 2016]), так и совокупность результатов исследований по осаследние 10000 лет, в основе которых лежат как дочным и магматическим породам, а также археомагнитным объектам (CALS10K.1b [Korte et al., 2011], PFM9k.1 [Nilsson et al., 2014], HFM. OL1.AL1, CALS10k.2 [Constable et al., 2016]) (рис. 9).

Хорошее согласие между различными моделями обосновано, очевидно, тем, что во всех моделях используется один и тот же набор данных, полученных непосредственно для региона вокруг оз. Шира. Как результат, указанные модели практически полностью повторяют археомагнитные данные по Сибири и Монголии, отобранные с территории, близкой к оз. Шира (координаты 46–57° с.ш. и 102–115° в.д.) [Бурлацкая, 1970; Бурлацкая и др., 1976; Начасова, Бураков, 1997а; 19976; Бураков и др., 2000; Начасова, Бураков, 2008; Начасова и др., 2015] (рис. 10).

Как видно из рис. 9 и рис. 10, вглубь веков наблюдается естественная убыль как в целом данных палеонапряженности из-за снижения количества объектов исследования, так и качества определений. Снижение качества данных связано с трудностями определения возраста как для данных абсолютной палеонапряженности, так и для данных относительной палеонапряженности, а также эффектами отложенной фиксации *NRM* и соответствующего этому эффекту усреднения величины *NRM* в осадке по некоторому интервалу времени [Roberts, Winkelhofer, 2004]. Снижение количества качественных данных во временном интервале 4000–10 000 лет назад, конечно, влияет на точность моделей и фиксацию мелкомасштабных во времени и пространстве вековых вариаций в силу ограниченности набора данных, но не приводит к значимым различиям результатов по оз. Шира и модельных значений на временном масштабе в сотни и тысячи лет, отражая общую тенденцию в вариациях геомагнитного поля.

Что касается отличий между модельными значениями $H_{\rm дp}$ и определениями, полученными в настоящей работе, то они могут быть обусловлены вкладом недипольных составляющих поля, поскольку модели основаны на данных с территории, расположенной на расстоянии более чем 800 км от оз. Шира. Кроме того, наблюдаемые различия при сравнении моделей возникают в силу неизбежных ошибок в определении относительной палеонапряженности, а также ввиду неточности определения возраста фиксации намагниченности исследуемых пород.



---- Данные Шира — Шира (усредненные значения) — CALS10K.2 --- База данных*

Рис. 10. Сопоставление новых данных по относительной палеонапряженности оз. Шира, средних величин относительной палеонапряженности по оз. Шира, рассчитанных методом скользящего среднего по 11 точкам, и модельных данных CALS10k.2 для координат оз. Шира (54.5° с.ш., 89.9° в.д.) [Constable, 2016], а также выборки из базы данных Geomagia [Brown et al., 2015] для координат 46–57° с.ш. и 102–115° в.д. Все значения относительной палеонапряженности (точки на графике) умножены на коэффициент 4.25 с тем, чтобы средние значения данных по псевдо-Телье и модельных данных по оз. Шира совпадали.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнение результатов определения палеонапряженности методом псевдо-Телье по осадочным породам оз. Шира с предсказаниями, полученными по различным моделям поведения напряженности геомагнитного поля в последние 9000 лет, показало их согласие, если иметь в виду общий тренд изменения напряженности, а не соответствие отдельных определений. Такой вывод дает основания для применения данной методики к определению палеонапряженности методом псевдо-Телье в применении к осадочным породам. Однако стоит учитывать, что для обоснованных выводов необходимо проводить строгий отбор полученных определений и располагать достаточно большим и протяженным во времени набором данных с тем, чтобы иметь надежную статистику для фиксации тех или иных трендов в изменении палеонапряженности во времени.

Ценность наших данных состоит, в частности, в том, что на большой территории вокруг оз. Шира, расположенного на расстоянии не менее 800 км от упомянутых мест отбора, в геомагнитной базе Geomagia 50 [Brown et al., 2015] на настоящее время полностью отсутствуют данные по палеонапряженности как относительной, так и абсолютной.

Полученные результаты также демонстрируют некоторые особенности и отличия вариаций относительной палеонапряженности, полученной по донным отложениям оз. Шира методом псевдо-Телье, от различных модельных кривых (CALS10K.1b [Korte et al., 2011], PFM9k.1 [Nilsson et al., 2014], HFM.OL1.AL1, CALS10k.2 ARCH10k.1 [Constable et al., 2016]). Например, аномалия максимума напряженности в интервале от 7100 до 7300 лет тому назад может быть проявлением как недипольной вариации, которая не учтена в современных моделях, так и проявлением резкого изменения петромагнитных параметров. Необходимо получение новых данных об относительной палеонапряженности по данному региону и по Сибири для оценки достоверности данной аномалии и для наращивания базы данных по палеонапряженности.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ No 22-47-08001, https://rscf.ru/ project/22-47-08001/ Рентгеновский дифракционный анализ и математическая обработка петромагнитных данных выполнялись при поддержке Госпрограммы ГО Борок ИФЗ РАН FMWU-2022-0026.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность А.А. Костерову за ценные замечания по статье, которые помогли улучшить рукопись.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борисов А.С. Система технологического обеспечения палеомагнитных исследований отложений современных озер. Дис... докт. геол.-мин. наук. 2004. Казань. 267 с.

Бураков К.С., Начасова И.Е., Петрова Г.Н. Напряженность геомагнитного поля в Прибайкалье в последние тысячелетия // Геомагнетизм и аэрономия. 2000. Т. 40. № 2. С. 90–95.

Бурлацкая С.П. Начасова И.Е., Бураков К.С. Новые определения параметров древнего геомагнитного поля для Монголии, Средней Азии и Абхазии // Геомагнетизм и аэрономия. 1976. № 4. С. 914–918.

Бурлацкая С.П., Нечаева Т.Б., Петрова Г.Н. Напряженность геомагнитного поля за последние 2000 лет по мировым данным // Геомагнетизм и аэрономия. 1970. № 5. С. 878.

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

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

Геология и минерагения северной Хакасии (Путеводитель по учебному геологическому полигону вузов Сибири) / Васильев Б.Д., Парначев В.П. (ред.). Т.: изд-во Томского политехнического университета. 2006. 238 с.

Начасова И.Е., Бураков К.С. 8000-летняя вариация напряженности геомагнитного поля // Геомагнетизм и аэрономия. 1997а. № 1. С. 167.

Начасова И.Е., Бураков К.С. Археомагнитные исследования материалов памятников Восточной Сибири Горелый Лес и Усть-Хайта // Физика Земли. 2008. № 3. С. 84–91.

Начасова И.Е., Бураков К.С. Напряженность геомагнитного поля в Средней Азии во втором-первом тысячелетиях до нашей эры // Физика Земли. 1997б. № 7. С. 1–6.

Начасова И.Е., Бураков К.С., Пилипенко О.В. Вариации напряженности геомагнитного поля в Сибири в последние тринадцать тысячелетий // Физика Земли. 2015. № 1. С. 46–53.

Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Полезная модель "Коэрцитивный спектрометр": патент № 81805. Государственный реестр полезных моделей Российской Федерации. 2009.

Симушкин С.В. Дисперсионный анализ. Ч.1, Ч.2. Казань.: изд-во КГУ. 1998.

Симушкин С.В. Многомерный статистический анализ. Казань.: изд-во КГУ. 2006. 98 с.

Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние. 1967. 251 с.

Щербаков В.П., Сычева Н.К. Численное моделирование процесса образования намагниченности осаждающейся суспензии горных пород // Физика Земли. 2009. № 1. С. 51–60.

Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. 2011. V. 6. P. 457–474.

Blyakharchuk T., Udachin V., Li H.-C., Kang S.-C. AMS ¹⁴C dating problem and high-resolution geochemical record in Manzherok Lake sediment core from Siberia: Climatic and environmental reconstruction for Northwest Altai over the past 1,500 years // Front. Earth Sci. 2020. V. 8. P. 206. DOI: 10.3389/feart.2020.00206

Brock F., Higham T., Ditchfield P., Ramsey C.B. Current pretreatment methods for AMS radiocarbon dating at the Oxford radiocarbon accelerator unit (ORAU) // Radiocarbon. 2010. V. 52. P. 103–112. https://doi.org/10.1017/S0033822200045069

Brown M.C., Donadini F., Korte M., Nilsson A., Korhonen K., Lodge A., Lengyel S.N., Constable C.G. GEOMAGIA50.v3: 1. General structure and modifications to the archeological and volcanic database // Earth Planets Space. 2015. V. 67. Art. № 83. https://doi.org/10.1186/s40623-015-0232-0

Carter-Stiglitz B., Valet J.-P., LeGoff M. Constraints on the acquisition of remanent magnetization in fine-grained sediments imposed by redeposition experiments // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 245. P. 427–437. DOI: 10.1016/j. epsl.2006.03.002

Coe R.S., Gromme S., Mankinen E.A. Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 1740–1756.

Constable C., Korte M., Panovska S. Persistent high paleosecular variation activity in southern hemisphere for at least 10 000 years // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 453. P. 78– 86. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.08.015

Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13. P. 260–267.

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc), 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107(B3). https://doi.org/10.1029/2001JB000486

Hatfield R.G., Stoner J.S., Fraass A.J. Relative paleointensity record of Integrated Ocean Drilling Program Site U1396 in the Caribbean Sea: Geomagnetic and chronostratigraphic observations in the Pliocene. // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2021. V. 22. https://doi. org/10.1029/2021GC009677

Iassonov P.G., Nourgaliev D.K., Burov B.V., Heller F.A modernized coercivity spectrometer // Geologica Carpathica. 1998. V. 49. P. 224–226.

Kosareva L.R., Nourgaliev D.K., Kuzina D.M., Spassov S., Fattakhov A.V. Ferromagnetic, dia-/paramagnetic and superparamagnetic components of Aral Sea sediments: significance for paleoenvironmental reconstruction // ARPN Journal of Earth Sciences. 2015. V. 4. No 1. P. 1–6. *Korte M., Constable C., Donadini F., Holme R.* Reconstructing the Holocene geomagnetic field // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 312. P. 497–505. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.10.031

Kruiver P., Kok Y., Dekkers M., Langereis C., Laj C. A pseudo-Thellier relative palaeointensity record, and rock magnetic and geochemical parameters in relation to climate during the last 276 kyr in the Azores region // Geophysical Journal International. 1999. V. 136. P. 757–770. https://doi. org/10.1046/j.1365-246x.1999.00777.x

Li H-C., Chang Y., Berelson W.M., Zhao M., Misra S., Shen T-T. Interannual Variations of D14CTOC and Elemental Contents in the Laminated Sediments of the Santa Barbara Basin During the Past 200 Years // Front. Mar. Sci. 2022. V. 9. Art. № 823793. https://doi.org/10.3389/fmars.2022.823793

Li H.-C., Wang J., Sun J.-J., Chou C.-Y., Li H.-K., Xia Y.-Y., Zhao H.-Y., Yang Q.-N., Kashyap S. Study of Jinchuan Mire in NE China I: AMS 14C, 210Pb and 137Cs dating on peat cores // Quaternary International. 2019. V. 528. P. 9–17. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.07.020

Misra S., Kashyap S., Chou C.Y., Chang T.Y., Li H.C., Ning X.Y., Sun J.J., Wang J., Zhao M. The influence of plant species and pretreatment on the ¹⁴C age of Carex-dominated peat plants of a peat core from Jinchuan Mire, NE China // Radiocarbon. 2024. (Published online 2023:1-21). DOI: 10.1017/RDC.2023.112

Nagata T., Arai Y., Momose K. Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years // J. geophys. Res. 1963. V. 68. P. 5277–5281.

Nilsson A., Holme R., Korte M., Suttie N., Hill M. Reconstructing Holocene geomagnetic field variation: new methods, models and implications // Geophys. J. Int. 2014. V. 198. P. 229–248. https://doi.org/10.1093/gji/ggu120

Reimer P.J., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. V. 62. P. 725–757.

Roberts A.P., Winklhofer M. Why Are Geomagnetic Excursions Not Always Recorded in Sediments? Constraints from Post-Depositional Remanent Magnetization Lock-In Modeling // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 227. P. 345–359. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.07.040

Shcherbakov V., Sycheva N. On the mechanism of formation of depositional remanent magnetization // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2010. V. 11. Art. № Q02Z13. https://doi.org/10.1029/2009GC002830

Tarling D. Palaeomagnetism: Principles and Applications in Geology, Geophysics and Archaeology. London, New York: Chapman and Hall. 1983. 380 p.

Tauxe L. Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice // Rev. Geophys. 1993. V. 31. P. 319–354.

Tauxe L., Pick T., Kok Y.S. Relative paleointensity in sediments: A Pseudo-Thellier Approach // Geophysical Research Letters. 1995. V 22. P. 2885–2888. https://doi. org/10.1029/95GL03166

Thellier E., Thellier O. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // Ann. Geophys. 1959. V. 15. P. 285–376.

Turner G.M., Howarth J.D., G.I.N.O. de Gelder, Fitzsimons S.J. A new high-resolution record of Holocene geomagnetic secular variation from New Zealand // Earth and Planetary Science Letters. 2015. V. 430. P. 296–307.

Xiao W., Frederichs T., Gersonde R., Kuhn G., Esper O.R, Zhang Xu Constraining the dating of late Quaternary marine sediment records from the Scotia Sea (Southern Ocean) // Quaternary Geochronology. 2016. V. 31. P. 97–118. https:// doi.org/10.1016/j.quageo.2015.11.003

Relative Paleointensity of Geomagnetic Field during the Last 9000 Years Estimated by the Pseudo Thellier Method from the Bottom Sediments of Lake Shira, Northern Khakassia

D. M. Kuzina^{a, *}, V. P. Shcherbakov^{b, **}, N. V. Salnaia^{c, ***}, A. R. Yusupova^{a, ****}, H-Ch. Li^{d, *****}, and D. K. Nurgaliev^{a, *****}

^aKazan (Volga Region) Federal University, Kazan, 420008 Russia ^bGeophysical Observatory "Borok," Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl oblast, 152742 Russia ^cGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia dNational Taiwan University, Taipei. 106319 Taiwan *e-mail: di.kuzina@gmail.com **e-mail: shcherbakovv@list.ru ***e-mail: natasavi@inbox.ru ****e-mail: natasavi@inbox.ru ****e-mail: hcli1960@ntu.edu.tw *****e-mail: Danis.Nourgaliev@kpfu.ru Received February 10, 2024

revised March 15, 2024 accepted March 25, 2024

Abstract – The results of rock magnetic studies and determination of relative paleointensity from sediments of Lake Shira, Khakassia, are presented. The NRM carrier minerals were determined from the hysteresis parameters, thermomagnetic and X-ray diffraction (XRD) analyses. The age of the sediments was determined by radiocarbon dating. According to these measurements, the column spans about 9100 years. The qualitative determinations of relative paleointensity were obtained from linear segments of the pseudo-Arai-Nagata diagrams. The quality of the determinations was evaluated by the following criteria: number of points used to calculate the slope; quality criterion (q), fraction of NRM destroyed in the paleointensity determination interval, and relative paleointensity determination error (σ). According to rock magnetic studies and XRD analysis, the magnetization carriers are represented mainly by single-domain and pseudo-single-domain magnetite and hematite. The comparison of the obtained series of relative paleointensity data with both the model paleointensity values calculated for Shira coordinates from various models (CALS10K.1b [Korte et al., 2011], PFM9k.1 [Nilsson et al., 2014], HFM.OL1.AL1, CALS10k.2 ARCH10k.1 [Constable et al., 2016]) and with absolute paleointensity, as well as the aggregate results of the studies on sedimentary and igneous rocks and on archaeomagnetic objects has shown that these data are in good agreement with each other and have common trends. This provides a rationale for using this methodology to determine paleointensity from sediments of modern lakes using the pseudo-Thellier method.

Keywords: relative paleointensity, pseudo-Thellier method, bottom sediments, Lake Shira