

**ИЗМЕНЕНИЕ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК В  
ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ ЛЕДНИКОВОГО ОЗЕРА  
ГРЯЗЕВОЕ, ВЕРХНЯЯ КОЛЫМА**

*П.С. Минюк, Д.К. Пожидаева, С.С. Бурнатный*

*Северо-Восточный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия;  
e-mail: minyuk@neisri.ru*

Поступила в редакцию 25 января 2024 г.

Озеро Грязевое образовано в конце позднего плейстоцена около 25 тыс. кал. лет назад. В нем накопилось 780 см осадков. Петромагнитные характеристики отражают условия осадконакопления, контролируемые преимущественно климатом. В позднем плейстоцене в бассейне доминировало терригенное накопление. Состав магнитных минералов и петромагнитные характеристики аналогичны в склоновых и озерных осадках. Магнитные минералы представлены в основном титаномагнетитами. Осадки позднего плейстоцена характеризуются относительно высокими значениями магнитной восприимчивости (МВ), намагниченности насыщения (Js), остаточной намагниченности насыщения (Jrs). Заметная смена условий седиментации, связанная с климатическими изменениями, произошла на границе плейстоцена и голоцена в период с 12.7 до 11.3 тыс. кал. лет т.н. Биопродуктивность в озере увеличилась. Вследствие разбавления детритового материала органикой и биогенным кремнеземом величины МВ, Js, Jrs в голоценовых осадках низкие. В раннем голоцене доминировало хемогенное накопление высококоэрцитивных железосодержащих минералов, предположительно лепидокрокита. Для голоценовых осадков характерно образование аутигенного фрамбоидального пирита. Магнитные сульфиды железа грейгит-пирротинового состава отмечены в переходных слоях от плейстоцена к голоцену. Холодные климатические условия установлены в среднем голоцене в интервале 4.7–6.9 тыс. кал. лет. Осадки этого интервала характеризуются повышенными значениями МВ, Js, Jrs и меньшей долей парамагнитной компоненты. Отложения позднего плейстоцена содержат запись палеогеомагнитных вариаций геомагнитного поля.

**Ключевые слова:** озерные осадки, плейстоцен, голоцен, петромагнетизм, Магаданская область.

**ВВЕДЕНИЕ**

Петромагнитные характеристики широко используются при исследовании изменений различных компонент природной среды, а также многих процессов, контролирующих эти изменения. Это направление исследований выделено в отдельную дисциплину – «Environmental magnetism» [24, 31, 39, 41]. Озерные осадки являются важным объектом для восстановления природных обстановок прошлого [40]. Озера Магаданской области многочисленны [4]. В зависимости от происхождения они подразделяются на пойменно-долинные, прибрежно-лагунные, ледниковые, ледниково-тектонические, термокарстовые (Электронный справочник «Озера России», <http://wp.limno.org.ru/win/ruslake.htm>). Ледниковые озера распространены в горных районах, большинство из них образовано в конце позднего плейстоцена–начале

голоцена. В этой связи их осадки несут информацию о характере климатических изменений в течение последнего ледниково-межледникового цикла, включая глобальную климато-экологическую перестройку на границе плейстоцена и голоцена.

Озеро Грязевое (неформальное название) входит в группу Тальских озер (Грязевое, Щучье, Голубое, Налимное), расположенных в типичном районе развития горно-долинных оледенений позднего плейстоцена [5]. Данные о составе и возрасте осадков некоторых озер этой группы, их палинологической, диатомовой и петрофизической характеристиках изложены в работах [1, 5, 9, 10, 12, 14].

Целью данной работы является изучение петромагнитных характеристик озерных осадков, выяснение причин их изменений в процессе осадконакопления и диагенезе, установление связи с источниками

сноса, климатическими изменениями в позднем плейстоцене–голоцене.

### ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Озеро Грязевое расположено в Хасынском районе Магаданской области вблизи поселка Талая ( $61^{\circ}08'21.18''N$ ,  $152^{\circ}19'57.22''E$ ) (рис. 1). Длина его составляет 270 м, ширина – 180 м, максимальная глубина – 2.7 м, абсолютная отметка уровня воды – 713 м. Озеро слабопроточное. На юге в него впадает небольшой неглубокий ручей, а на севере вытекает ручей Озерной, протекающий через ниже расположенное озеро Щучье и впадающий в р. Талая (левый приток р. Буюнда).

К востоку от озера распространены раннеюрские породы таборнинской свиты, представленной алевролитами, аргиллитами, песчаниками [3]. На западе и юго-западе, на сопках с абсолютными отметками 1132, 1389 м отмечены выходы верхнемеловых пород ольского и хольчанского комплексов, сложенные лавовыми брекчиями риодацитов, дацитов, с дайками гранит-порфиоров, редкими штоками и дайками базальтов мыгдыкитского комплекса (рис. 1).

Межгорная долина, в которой расположено озеро, выполнена отложениями зырянского оледенения, представленными валунно-глыбовым материалом с галькой, щебнем и гравием. Ледники двигались по долинам с юга и юго-запада, где находятся горные массивы с абсолютными отметками выше 1000 м.

Вода в оз. Грязевое относится к ультрапресной. Общая минерализация составляет 49.80 мг/л, pH – 6.80. По составу она соответствует гидрокарбонатной, кальциевой [8].

### Материал и методы

Бурение оз. Грязевое проводилось в летнее время с использованием пробоотборника Ливингстона [45]. Всего пробурено 7 скважин по профилю озера. Скважины Гз-3 и Гз-4 находятся вблизи береговой линии. Из верхней части озерных осадков отобраны 10 коротких колонок длиной 25–35 см в пластиковые трубки диаметром 7 см. Исследована колонка Гз10п.

Керн осадков после документирования разделен на сегменты длиной 0.5–1 см для комплексного исследования. Из осадков скв. Гз-3 и Гз-4 проведен сплошной отбор ориентированных (верх-низ) образцов в пластмассовые контейнеры размером  $2 \times 2 \times 2$  см. Оставшийся керновый материал разделен на сегменты длиной 1 см для других анализов.

Для определения химического состава воды 2 пробы объемом 2 л отобраны в летнее время на глубине 10–20 см от поверхности водоёма.

4 объемные (5–10 л) пробы отобраны из делювиальных отложений, распространенных в западной (2 пробы) и восточной (2 пробы) окрестностях озера (рис. 1). Отложения исследовались оптическим, петромагнитным, минералогическим, геохимическим методами. Каждая проба делювия разделена ситованием на следующие гранулометрические фракции: 2500, 500, 250, 140, 100, 63, 40 и < 40 мкм. Последнюю фракцию взмучивали и исследовали материал, выпавший в осадок сразу (фракция 20 мкм), через 24 часа (фракция 5 мкм), а также неосажденную взвесь (фракция < 5 мкм).

Основные пороодообразующие элементы отдельных образцов определены на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer, Германия. Относительное количество органического материала оценено по величине потери при прокаливании (LOI) после прогрева проб до  $550^{\circ}C$  (2 часа) [29].

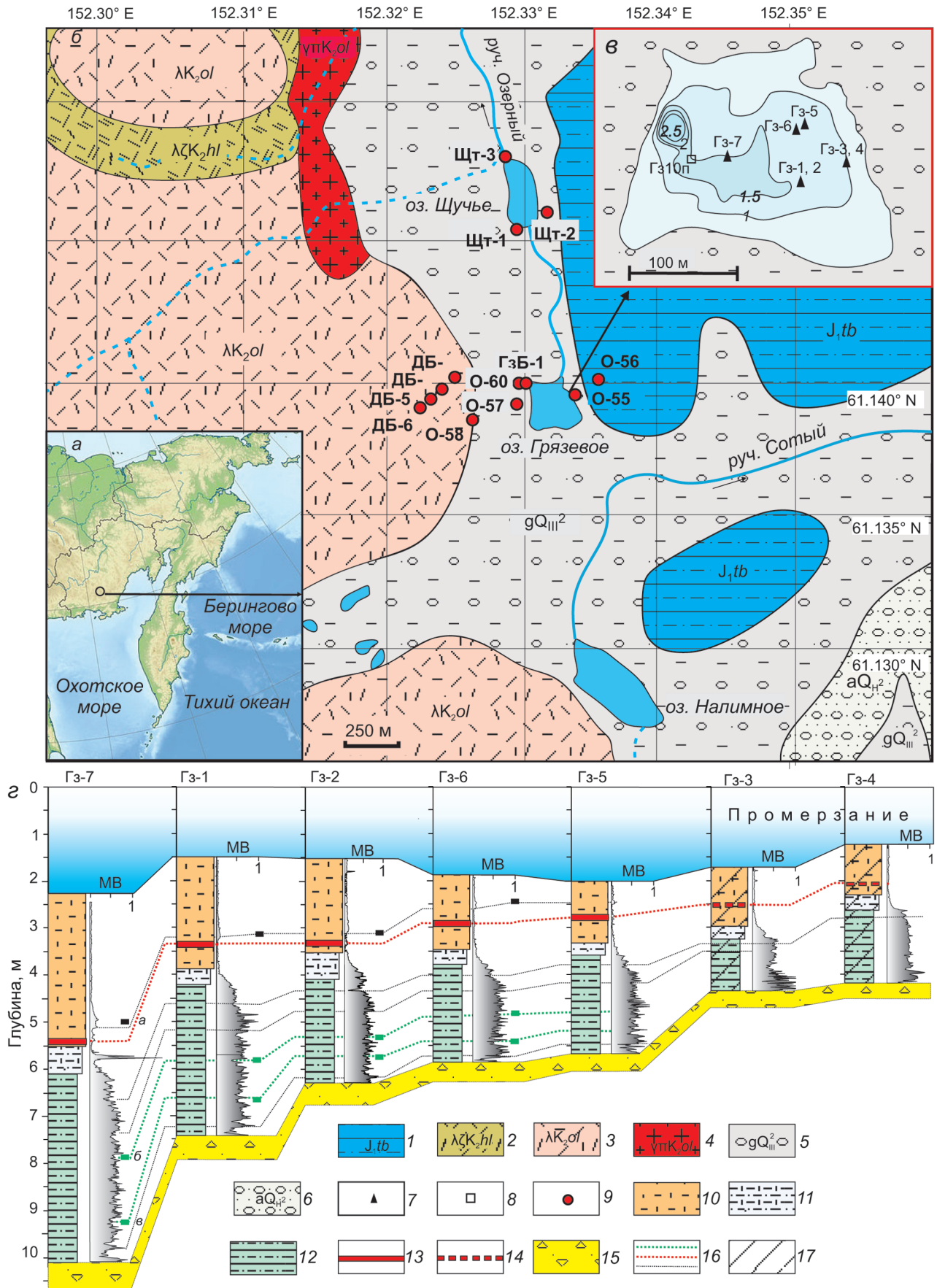
Измерения магнитной восприимчивости (МВ) пород и осадков и ее температурной зависимости выполнены на многофункциональном каппаметре MFK 1FA с термоприставкой CS3 (AGICO Ltd.). Точки Кюри (Тс) магнитных минералов определялись по пикам Гопкинсона и кривым  $1/MB(T)$  [25, 30, 32].

Измерения естественной остаточной намагниченности (ЕОН,  $J_n$ ) проведены на спин-магнетометре JR-5A (AGICO Ltd.). Для удаления вязкой намагниченности выборочную группу образцов размагничивали переменным магнитным полем до 80 мТл с шагом 5 мТл на размагничивающей установке LDA-3A (AGICO Ltd.) в СВКНИИ ДВО РАН, а также на размагничивающей установке, интегрированной с криогенным SQUID магнитометром производства фирмы 2G Enterprises (США), в лаборатории Главного магнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН.

Для основной коллекции проведено размагничивание полем 20 мТл.

Остаточная намагниченность насыщения ( $J_{rs}$ ), намагниченность насыщения ( $J_s$ ), индуктивная намагниченность ( $J_i$ ), коэрцитивная сила ( $B_c$ ), остаточная коэрцитивная сила ( $B_{cr}$ ) измерены на автоматическом коэрцитиметре J-meter [2]. Относительное содержание парамагнитной компоненты намагниченности рассчитано по формуле [ $J_i$  (при 500 мТл) –  $J_s$  (ферромагнитная компонента)]/ $J_i$  (при 500 мТл)]. Для оценки доменной структуры магнитные параметры вынесены на диаграмму Дея-Данлопа [19, 22].

Исследования элементного состава стекол и магнитной фракции проведены на сканирующем электронном микроскопе EVO-50 с энерго-дисперсионными спектрометрами AXS XFlash фирмы Bruker и системой рентгеновского микроанализа Quantax



Esprite 1.9, а также на микроанализаторе Camebax с энергодисперсионным детектором X-Max, Oxford (INCA, Aztec).

Изготовление прозрачных слайдов для исследования литологических характеристик в проходящем свете проведено с использованием оптического клея Norland NOA63.

Радиоуглеродное датирование органических микрочастиц из керна методом ускоренной масс-спектрометрии получено в лаборатории Ангстрема Уппсальского университета (Швеция). Для построения возрастной модели использована программа Vascon [16].

Химический анализ воды выполнен методами титриметрии, фотоколориметрии и атомно-абсорбционной спектроскопии с использованием утвержденных унифицированных методических указаний (ПНД Ф 14.1:2.4.139-98) на спектрофотометре UVmini-1240 (SHIMADZU), атомно-эмиссионном спектрометре Agilent 4100 MP-AES, а также весовым методом. Гранулометрический анализ (100 проб) выполнен в ДВГИ ДВО РАН на лазерном дифракционном анализаторе SALD-2300 (Shimadzu, Япония).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Коренные породы, морена, делювий

Озерные осадки наследуют минеральный и химический состав пород из источников сноса, а также некоторые физические свойства, включая петромагнитные. Коренные породы окрестностей озера представлены преимущественно вулканическими

породами кислого состава, а также ледниковыми отложениями, включающими разнообразный по составу обломочный материал. Продукты выветривания этих пород являются основным источником аллогенного материала, приносимого в озеро водными потоками.

Средние величины магнитной восприимчивости по пробам риолитов (пробы ДБ-5, ДБ-6), отобранных вблизи озера, варьируют в пределах  $0.01-1.0 \cdot 10^{-6}$  кг/м<sup>3</sup> (табл. 1).

В гальке морены, отобранной вблизи озер Грязевое и Щучье, кроме риолитов отмечены граниты, базальты, песчаники, алевролиты, магнитная восприимчивость которых изменяется в широких пределах –  $(0.03-8.35) \cdot 10^{-6}$  кг/м<sup>3</sup> (табл. 1). Магнитная восприимчивость большинства образцов гальки (60 %) составляет  $0.1-1.0 \cdot 10^{-6}$  кг/м<sup>3</sup>.

Делювиальные отложения, опробованные на восточном и западном берегах озера, представлены несортированными разнозернистыми рыхлыми отложениями с песчано-глинистым заполнителем, с включениями дресвы, растительных остатков. В пробе делювия О-56 материал сложен продуктами выветривания ледниковых и осадочных юрских отложений. Проба О-58 представляет собой делювий, образованный по породам кислого состава мелового ольского комплекса (рис. 1). Морена, опробованная на западном берегу озера (образцы О-55, 57, 60, ГЗБ-1), сложена валунно-галечным несортированным материалом с разнозернистым заполнителем.

Таблица 1. Магнитная восприимчивость коренных пород [12].

Озеро	Образец	Объект	Порода	N	МВ, $10^{-6}$ кг/м <sup>3</sup> , от–до (среднее)
Грязевое	ГЗБ-1	Морена	Галька	16	0.12–3.70 (0.89)
Грязевое	О-60	Морена	Галька	32	0.03–8.35 (0.99)
Грязевое	ДБ-5	Ольский комплекс	Риолиты	8	0.01–1.01 (0.20)
Грязевое	ДБ-6	Ольский комплекс	Риолиты	3	0.08–0.14 (0.10)
Щучье	ЩТ-1	Морена	Галька	8	0.05–2.53 (0.70)
Щучье	ЩТ-2	Морена	Галька	8	0.01–1.01 (0.20)
Щучье	ЩТ-3	Морена	Галька	11	0.02–0.60 (0.17)

Рис. 1. Расположение оз. Грязевое (а), геологическая схема окрестностей озера [3] (б), батиметрическая карта озера [12] (в) и разрезы скважин (г).

1 – осадочные породы таборнинской свиты ранней юры; 2 – поздне меловые дациты хольчанского комплекса; 3 – риолиты поздне-мелового ольского комплекса; 4 – поздне меловые гранит-порфиры; 5 – ледниковые отложения зырянского оледенения; 6 – аллювиальные голоценовые отложения, 7 – расположение скважин; 8 – точки отбора поверхностных проб; 9 – точки отбора делювиальных и моренных проб; 10 – голоценовые органогенные алевриты (слой 1); 11 – переходные слои (слой 2); 12 – позднелайстоценовые слоистые алевриты (слой 3); 13 – прослой тефры; 14 – нарушенный прослой тефры; 15 – ложе озера; 16 – линии корреляции; 17 – промерзавшие осадки. МВ на колонках  $10^{-6}$  кг/м<sup>3</sup>, буквами курсивом обозначены характерные интервалы магнитной восприимчивости.

В озерном бассейне грубый материал отлагается вблизи береговых линий, в устьях ручьев, занимая в некоторых озерах обширные участки [11]. В центральные части озер поступает, как правило, тонкий материал.

Проведенные исследования показывают, что петромагнитные параметры моренных отложений и делювия, образованного по вулканическим породам, зависят от гранулометрического состава (рис. 2). Для образцов О-55, О-57 (делювий по морене) отмечено возрастание величин  $J_s$ ,  $J_{rs}$  от фракции 2500 до фракций 140 мкм и затем уменьшение в тонких фракциях, в то время как для величины относительной парамагнитной компоненты наблюдается обратная тенденция (рис. 2). Максимальное обогащение магнитными минералами выявлено во фракциях размером 140–100 мкм. Предполагается, что это обусловлено дезинтеграцией минерального вещества и освобождением магнитных зерен из немагнитной матрицы. В этих образцах меньше доля парамагнитной компоненты намагниченности (0.3–0.6).

Для образцов О-56, О-58 кривые зависимости петромагнитных характеристик от размера фракций более пологие. Значения коэрцитивных сил изменяются во фракциях незначительно. Величины отношения  $I_{rs}/J_s$  максимальны во фракциях размером < 20 мкм. Вариации отношения  $V_{cr}/V_c$  показывают пики повышенных значений для фракций 40 и < 5 мкм. Судя по отношениям  $V_{cr}/V_c$  и  $J_{rs}/J_s$ , магнитные частицы псевдооднодоменные. Наиболее тонкие частицы характерны для фракции 20 и 5 мкм.

**Магнитная минералогия.** Магнитные фракции из делювиальных отложений представлены преимущественно обломочными магнетитами и титаномагнетитами (рис. 3, а, б, г, д). Магнетиты доминируют в образце О-58 (10 зерен), в других образцах они отмечены в единичных зернах. Основными магнитными минералами в образцах О-56 и О-57 являются малотитанистые титаномагнетиты. Содержание титана в них составляет в среднем 3.74 мас. % (9 зерен), 3.30 мас. % (21 зерно) и 2.88 мас. % (13 зерен) в образцах О-58, О-57 и О-56, соответственно. Титаномагнетиты с примесью титана более 10 мас. % и более 20 мас. % встречаются в нескольких зернах в каждой фракции. Высокотитанистые титаномагнетиты, как правило, включают примесь марганца 1.0–4.1 мас. %. Многие зерна минералов имеют характерную трещиноватость и покрыты кавернами, свидетельствующими о маггемитизации и выветривании [21]. В магнитной фракции делювия, образованного по меловым породам ольской свиты, найдены многочисленные сферулы диаметром 10–40 мкм, мозаичной и дендритовой структуры (рис. 3, в). Они состоят, в основном,

из железа. В двух сферулах обнаружена примесь марганца, в одной – хрома. Сферулы отмечались ранее в породах Охотско-Чукотского вулканогенного комплекса [13].

**Терромагнитный анализ.** Кривые терромагнитного анализа, полученные по магнитным фракциям, необратимые (рис. 3). Основной спад магнитной восприимчивости происходит при высоких температурах. Точки Кюри доминирующей магнитной фазы, определенные по кривым  $1/M_B$ , составляют 559 °С (обр. О-56), 563 °С (обр. О-57) и 574 °С (О-58) (рис. 3, и–л). Кроме того, слабовыраженные точки Кюри прослеживаются на температурах 503, 508, 531 °С. Предполагается, что они обусловлены титаномагнетитами с содержанием титана более 10 %.

На кривых нагрева  $M_B(T)$  некоторых образцов отмечаются перегибы в области температур около 400 °С, которые связываются с катиондефицитным магнетитом (маггемитом) (рис. 3, к, л). Этот минерал неустойчив при нагреве, в процессе которого переходит в гематит [21].

### Озерные осадки

**Литология.** В осадочном разрезе оз. Грязевое выделено три слоя непостоянной мощности (табл. 2). Максимальные мощности осадков установлены в скв. Гз-7.

Слой 1 простирается до глубин 115–335 см (табл. 2). Представлен неслоистым органогенным алевритом, оливково-серого цвета, в не окисленном состоянии цвет серый, темно-серый, с редкими включениями органики, преимущественно обломков веток растений. Осадки содержат вивианит в виде земляных форм синего цвета размером до нескольких мм в диаметре. Во всех скважинах на разных глубинах отмечена тефра белого цвета (табл. 2). В осадках глубоководной части озера прослой тефры имеет четкие контакты, в скважинах, расположенных ближе к берегу, он разорванный из-за биотурбаций и криогенных процессов (рис. 4, а, г, д). Стекла тефры преимущественно прозрачные, остроугольные, пластинчатые, с продольно-волокнистой структурой, газовыми пузырьками (рис. 4, е). По данным микронзондового анализа (содержания нормализованы к 100 %), средние концентрации  $SiO_2$  составляют 75.9 мас. %, сумма  $K_2O + Na_2O = 6.66$  мас. %,  $Na_2O$  доминирует над  $K_2O$ . По петрохимическому составу тефра относится к риолитам. Происхождение тефры связывается с кальдерообразующим извержением вулкана Курильского озера на Камчатке, произошедшем, по данным радиоуглеродного анализа, 7600 л.н. [33]. Гранулометрические спектры отложений слоя 1 одномодальные, размер частиц варьирует от долей микрона до 200 мкм

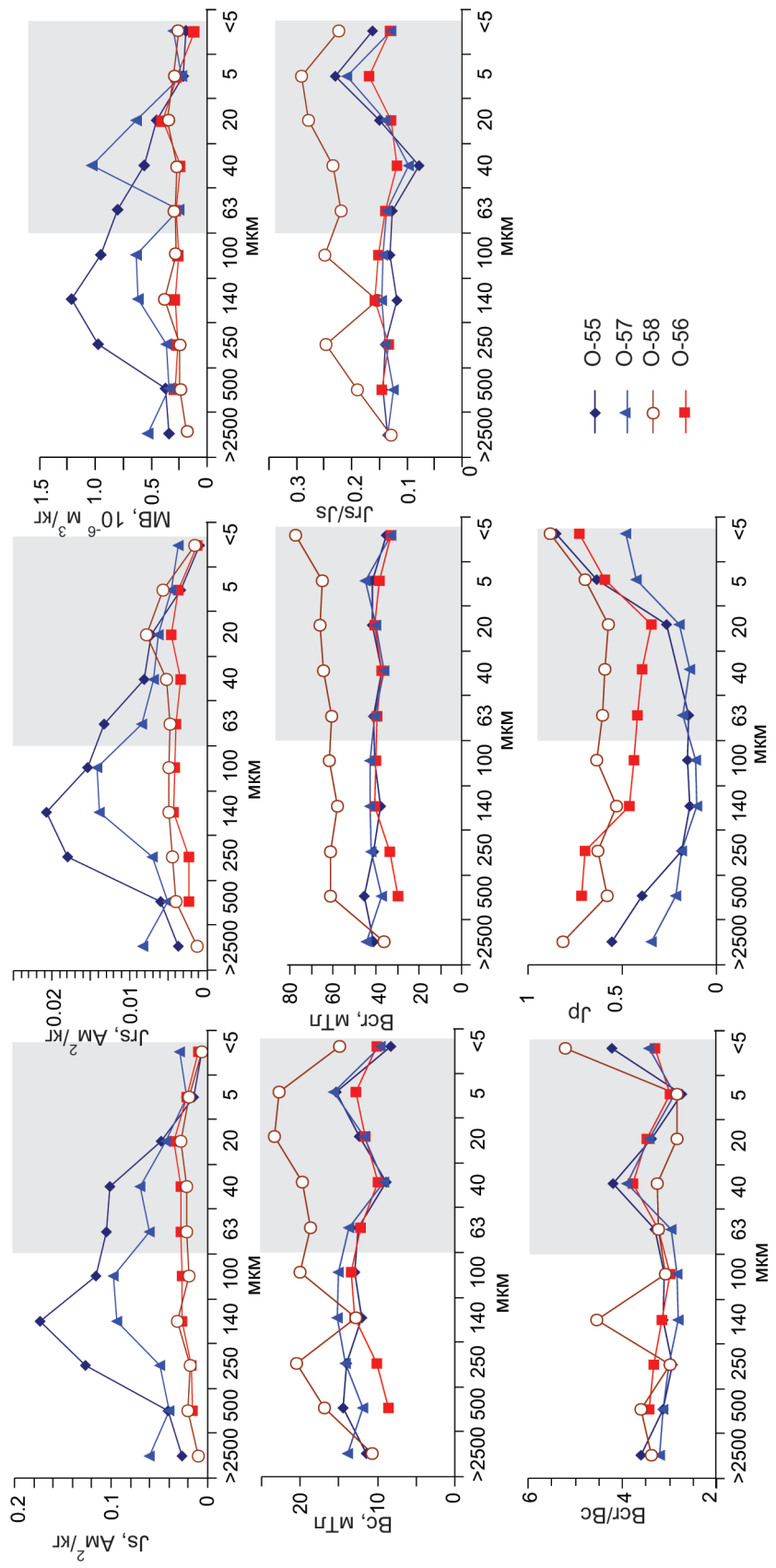


Рис. 2. Зависимость магнитных характеристик от размера гранулометрических фракций делювия. Серой полосой обозначен доминирующий гранулометрический размер озерных осадков.

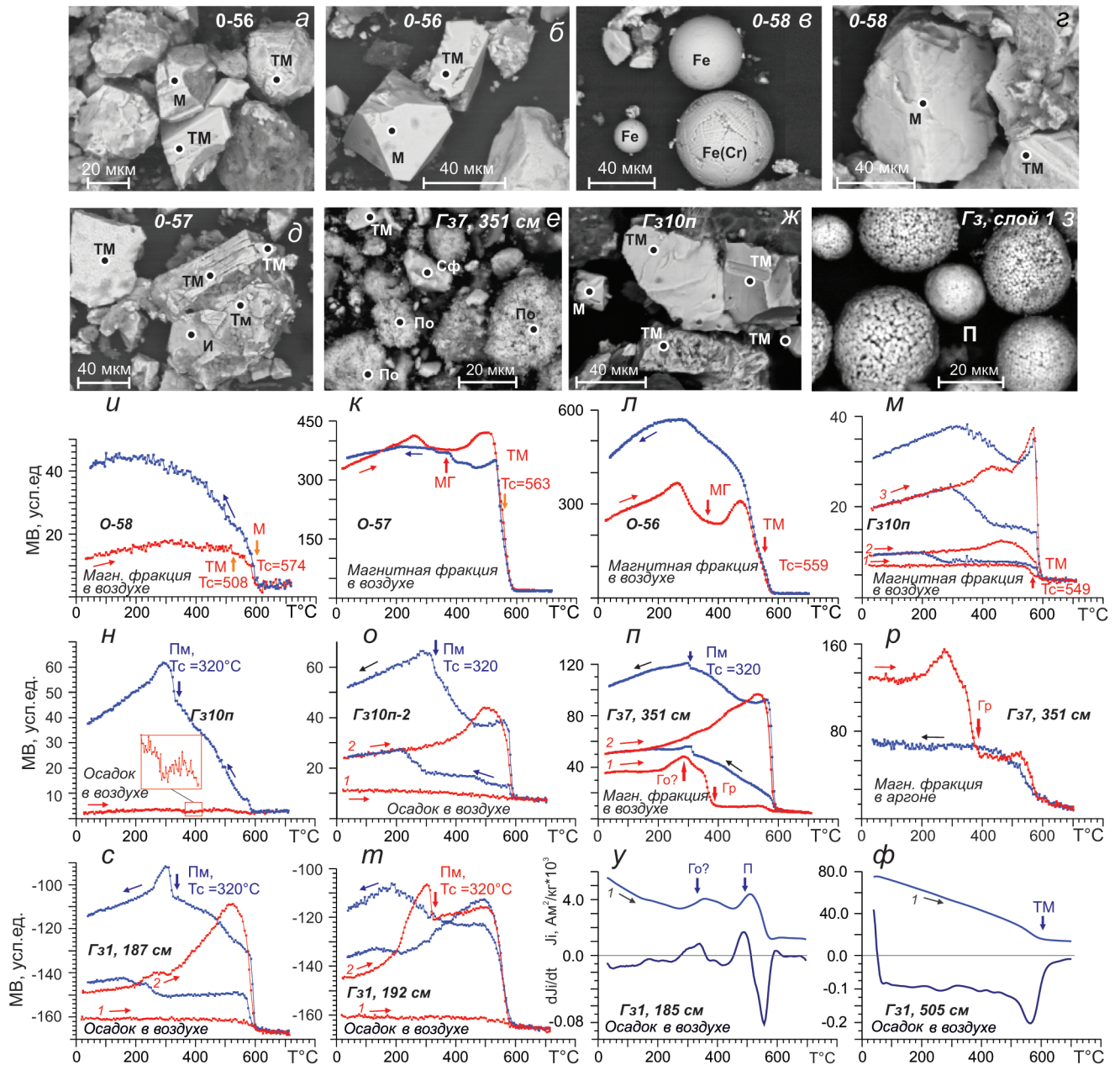


Рис. 3. Магнито-минералогическая характеристика делювиальных и озерных осадков.

*a–z* – изображение зерен в обратнорассеянных электронах; *u–ф* – кривые терромагнитного анализа. М – магнетит, ТМ – титаномагнетит, Мг – маггемит, Го – гидроксиды железа, Гр – грейгит, Пм – моноклинный пирротин, По – пирротин, Сф – сфалерит, И – ильменит.

Таблица 2. Литологические характеристики отложений скважин оз. Грязевоe.

Скважина	Глубина, см	Слой 1, см	Слой 2, см	Слой 3, см	Тефра, см
Гз-1	579	0–230	230–280	280–579	196.5–198
Гз-2	476	0–202	202–257	257–476	182–183
Гз-3	270	0–130	130–155	155–270	87.5–88
Гз-4	294	0–115	115–140	140–294	84
Гз-5	365	0–140	140–160	160–365	72.5–73
Гз-6	386	0–165	165–190	190–386	100–103
Гз-7	780	0–335	335–390	390–780	315–316.5

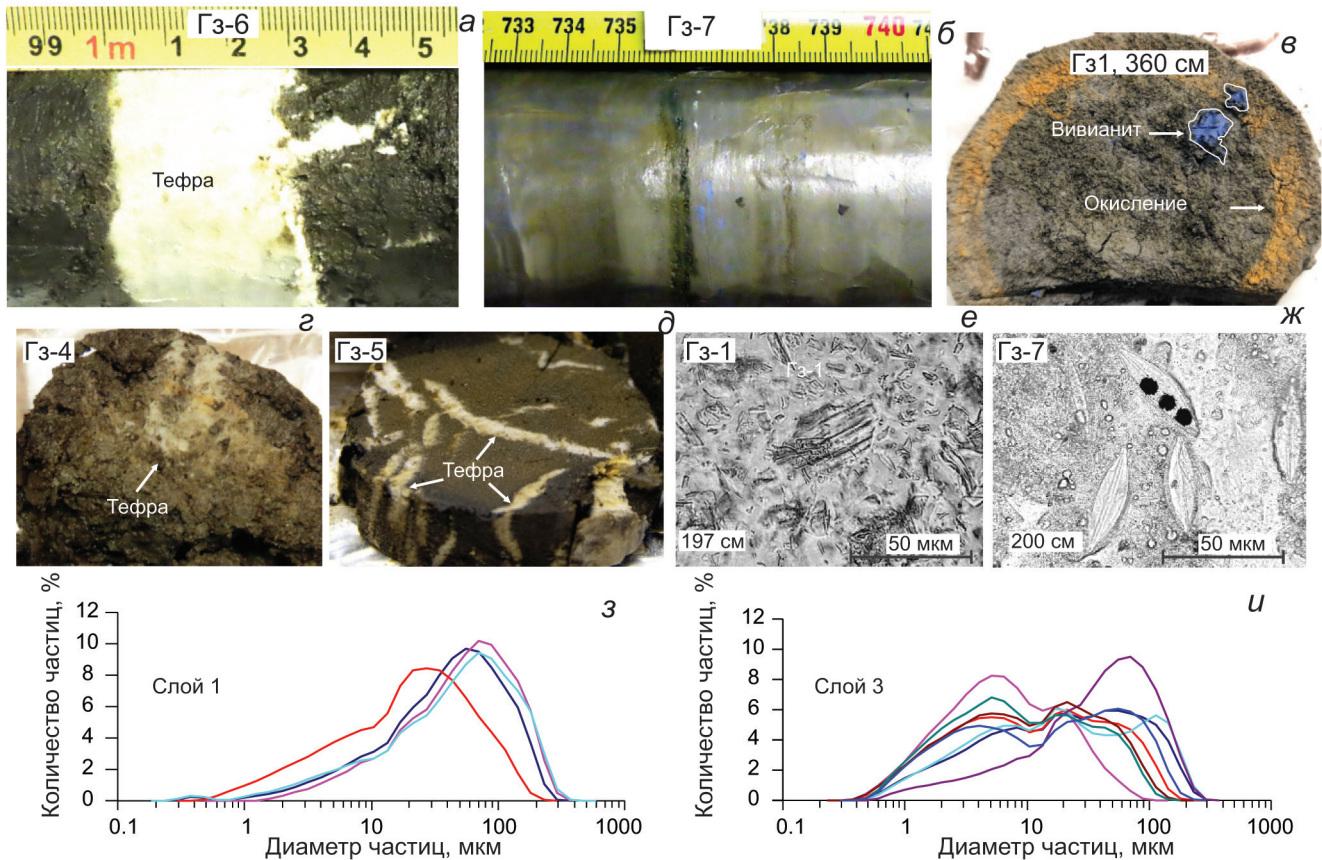


Рис. 4. Литологические характеристики осадков оз. Грязевое.

а, б, г, д – осадки слоя 1 с включениями тефры; б – осадки слоя 3; в – окисленные осадки слоя 2 с вивианитом; е – стекла тефры в проходящем свете; ж – диатомеи с включениями сульфидов железа; з, и – гранулометрические спектры.

Таблица 3. Радиоуглеродные датировки органических остатков скважины Гз-1.

Лаб. номер	Глубина, см	$\delta^{13}\text{C}\text{‰V-PDB}$	$^{14}\text{C}$ возраст ВР	Кал. возраст ВР
Уа-71985	146	-14.8	1927 ± 37	1838 ± 101
Уа-71986	211	-34.3	9334 ± 46	10537 ± 153
Уа-71987	346–347	-27.9	12556 ± 42	14836 ± 283
Уа-71988	407	-	12772 ± 57	15261 ± 208
Тефра	196.5–198		7618 ± 14	8401 ± 21

(рис. 4, з). Доминирующий диаметр частиц составляет 55–70 мкм.

Слой. 2. Алеврит, серый, с неясно выраженной слоистостью, мощностью 20–55 см. Границы слоя нечеткие.

Слой 3. Алеврит, сизовато-серый, слоистый, с включениями вивианита (рис. 4, б, в). Максимальная мощность слоя отмечена в скв. Гз-7 (табл. 2) Слоистость выражена тонкими прослоями песчаных алевритов, глин, органики (рис. 4, б). На воздухе отложения окисляются, приобретая бежево-серый

цвет (рис. 4, в). Гранулометрическое распределение, как правило, двухмодальное, диаметр частиц изменяется от долей микрона (глины) до 200 мкм (пески) (рис. 4, и). Моды расположены в областях 1–10 и 10–100 мкм. В основании слоя дресва, обломки коренных пород.

*Возрастная модель.* Радиоуглеродные датировки органических остатков из осадков скв. Гз-1 (табл. 3) и возраст тефры [33] были использованы для построения возрастной модели [14] с применением программы Vascon [16]. Самая верхняя датиров-



Таблица 4. Элементный (мас.%) состав минералов магнитной фракции озерных осадков.

Минерал	Значение	O	Fe	Ti	Si	Al	Na	Mg	Ca	Cr	K	V
Титаномагнетит	N	18	18	18	18	18	2	6	13	2	10	6
	Мин.	13.25	24.45	0.1	0.36	0.17	0.99	0.16	0.12	0.64	0.17	0.14
	Макс.	53.21	70.49	8.12	11.6	3.45	0.99	0.8	2.19	1.32	1.07	0.36
	Среднее	27.92	55.99	1.88	3.2	1.33	0.99	0.38	0.7	0.98	0.45	0.23
Магнетит	Элементы	O	Fe	Ti	Si	Al	Na	Mg	Ca	Cr	K	V
	N	18	18	-	12	12	-	4	6	1	6	11
	Мин.	14.23	38.85	-	0.23	0.16	-	0.25	0.14	2.23	0.23	0.25
	Макс.	48.37	75.1	-	6.5	3.5	-	2.78	0.32	2.23	0.34	0.42
Ильменит	Элементы	O	Si	Ti	Fe	Al	Na	Mg	Ca	Cr	K	Mn
	N	5	5	5	5	5	-	2	4	-	2	5
	Мин.	20.64	0.28	23.12	17.96	0.19	-	0.13	0.25	-	0.12	3.02
	Макс.	27.41	4.68	27.97	28.83	1.13	-	0.37	6.51	-	0.38	6.58
	Среднее	23.98	2.32	25.07	22.45	0.53	-	0.25	3.0	-	0.25	4.98

Примечание. N – количество анализов (зерен).

ка, видимо, омоложенная, при расчетах отбракована. Согласно полученной модели, возраст базальных слоев скв. Гз-1 составляет около 25 000 кал. лет. Возраст осадков других скважин определен путем корреляции.

*Минералогия. Детритовые минералы.* Основными обломочными минералами в магнитной фракции являются магнетиты, малотитанистые титаномагнетиты и ильмениты (табл. 4). Минералы в разных количествах содержат примеси Al, Si, Ca, Na, K, Mg, Cr, V. Единично встречаются титаномагнетиты с содержанием титана более 10 %, а также хромиты.

*Аутигенные минералы.* Среди аутигенных железосодержащих минералов в осадках оз. Грязевого отмечены пирит, грейгит и вивианит. В слайдах в проходящем свете сульфидные образования выглядят как темные сферулы, некоторые из них разрушены и представляют собой скопления темной пыли. Многие расположены в диатомеях, иногда в виде цепочек (рис. 4, ж). Наиболее часто они обнаружены в отложениях слоев 1 и 2, в самой верхней части слоя 3. Сферулы имеют преимущественно фрамбоидальное строение (рис. 3, з). В большинстве случаев они немагнитные и состоят из пирита. Размер отдельных фрамбоид достигает 40 мкм. По данным энерго-дисперсионной спектроскопии в состав сферул входят, главным образом, железо и сера, с примесью алюминия, кремния (менее 1.2 %). Отношение Fe:S составляет 0.91 ( $n = 10$ ). Содержание пирита в пробах незначительное, поэтому на кривых термомагнитного анализа при трансформации его в магнитные минералы он не всегда проявляется. Обычно при нагреве пирита наблюдается рост магнитной восприимчивости или намагниченности после 420–450 °C и спад около точ-

ки Кюри магнетита, что объясняется образованием этого минерала в процессе нагрева. Кривые же остывания МВ(Т) характеризуются резким пирротинным пиком при  $T \sim 320$  °C [6, 43].

На кривых термомагнитного анализа осадков оз. Грязевого пирит отражен по-разному. Во многих образцах в процессе нагрева значительного роста МВ около 400–450 °C не наблюдается. В отдельных образцах пирит проявляется при образовании моноклинного пирротина с точкой Кюри 320 °C. Он отражен или на кривых остывания после первого нагрева (рис. 3, н, о, п), или на кривых остывания после второго нагрева (рис. 3, с), или на кривых второго нагрева (рис. 3, з). Пирит чаще фиксируется в осадках голоценового возраста (рис. 3, у). На кривых ТМА позднелейстоценовых осадков отчетливо проявляется магнетит (титаномагнетит) (рис. 3, ф).

В отложениях слоя 2 скв. Гз-5 отмечен прослой сильномагнитных осадков, магнитная фракция которого сложена сульфидами железа. Они представляют округлые скопления игольчатого строения грейгит-пирротинного состава (рис. 3, е). Отношение Fe:S варьирует от 1.1 до 1.7. Магнитное состояние частиц фракции однодоменное:  $J_{rs}/J_s = 0.52$ ,  $V_{cr}/V_c = 1.43$  [10]. Аутигенный игольчатый пирротин отмечался ранее в морских осадках [37].

Грейгит диагностируется на кривых термомагнитного анализа по спаду МВ при температуре около 400–420 °C (рис. 3, н, п) [6, 36]. Рост магнитной восприимчивости около 220 °C, вероятно, обусловлен трансформацией гидроксидов железа (лепидокрокит,  $\gamma$ -FeOOH) в окисные формы, возможно, магнетит (маггемит) [26–28]. Лепидокрокит, как и другие гидроксиды железа, является продуктом окисления

Таблица 5. Магнитная восприимчивость осадков озера Грязевое.

Скважина	МВ, $10^{-6}$ м <sup>3</sup> /кг, слой 1	МВ, $10^{-6}$ м <sup>3</sup> /кг, слой 2	МВ, $10^{-6}$ м <sup>3</sup> /кг, слой 3
Гз-1	0.01–0.0866 (0.037)	0.026–0.50 (0.23)	0.005–1.946 (0.58)
Гз-2	-0.04–0.24 (0.03)	0.05–0.55 (0.23)	0.06–0.86 (0.57)
Гз-3	0.02–0.13 (0.048)	0.12–0.47 (0.26)	0.22–2.877 (0.59)
Гз-4	0.03–0.07 (0.04)	0.07–0.49 (0.15)	0.27–0.90 (0.53)
Гз-5	0.00–0.10 (0.04)	0.11–0.32 (0.16)	0.15–0.91 (0.53)
Гз-6	0.01–0.09 (0.04)	0.08–0.33 (0.19)	0.03–0.81 (0.53)
Гз-7	0.00–0.021 (0.05)	0.04–1.72 (0.28)	0.22–1.00 (0.58)

сульфидов [20]. Однако не исключено, что характерный горб МВ при температурах 250–280 °С является пиком Гопкинсона грейгита [36]. Хотя по данным энергодисперсионного микроанализа состав некоторых частиц может соответствовать пирротину, однако на кривых нагрева-спада МВ около точки Кюри моноклинного пирротина (320 °С) не наблюдается. Этот минерал образуется в процессе нагрева образцов в воздушной среде вследствие разложения пирита и диагностируется на кривых остывания (рис. 3, *n*).

Вивианит отмечен на многих уровнях в осадках слоя 3 всех скважин.

Он встречается в виде землистых пылеватых скоплений. Имеет характерный голубой цвет. При вскрытии керна цвет вивианита часто имеет белый цвет, который на воздухе приобретает голубой оттенок.

#### Петромагнитная характеристика осадков

Для осадков всех скважин измерены величины магнитной восприимчивости (2598 образцов). По этому параметру осадочная толща отчетливо разделяется на нижнюю, сильномагнитную и верхнюю, слабомагнитную части, совпадающие с литологическими слоями (рис. 1, табл. 5).

Величина магнитной восприимчивости для верхнего слоя составляет в среднем  $0.04 \cdot 10^{-6}$  м<sup>3</sup>/кг, для нижнего –  $0.55 \cdot 10^{-6}$  м<sup>3</sup>/кг. Промежуточные значения МВ характерны для осадков слоя 2 (рис. 1, табл. 5). В скважинах в слое 1, стратиграфически выше прослоя тефры, на глубинах 120–170 (Гз-1), 130–156 (Гз-2), 42–49 (Гз-5), 54–68 (Гз-6), 233–288 (Гз-7) см установлены отложения с повышенными значениями магнитной восприимчивости (а) (рис. 1). Кроме того, в слое 2 скв. Гз-7 заметно выделяется маломощный прослой с аномально высокими значениями магнитных параметров (рис. 1). Магнитные свойства этого прослоя обусловлены аутигенными магнитными сульфидами железа. Разноамплитудные вариации магнитной восприимчивости установлены также в слое 3. некото-

рые из них прослеживаются в большинстве скважин (рис. 1).

Гистерезисные параметры получены по осадкам скв. Гз-1. Кривые распределения *Jrs* и *Js* по разрезу скважины повторяют кривую изменения магнитной восприимчивости. Величины *Bcr* и *Bc* надежно определены для осадков слоев 2 и 3. Из-за высоких содержаний органического материала и биогенного кремнезема в верхнем слое величины этих параметров для многих образцов определить не удалось. В целом по разрезу от нижнего слоя к верхнему наблюдается увеличение средних значений *Bc*, *Bcr*, *Bcr/Bc*, *Jrs/Js*, *Jp* (рис. 5, табл. 6).

Смена магнитных характеристик происходит в слое 2. В нем снизу-вверх уменьшаются величины *Jrs*, *Js* и увеличиваются значения *Bcr*, *Bc*, *Jp*. По высоким значениям *Bc* и *Bcr* заметно выделяется нижняя часть слоя 1 в интервале глубин 175–220 см. Для этого интервала отмечены повышенные содержания железа, достигающие 14.36 вес. % (рис. 5).

Вариации величин *Jrs*, *Js*, как и изменения МВ, в слое 3 незначительны. Маломощные интервалы с заметно пониженными значениями этих параметров установлены во всех скважинах.

Судя по отношениям *Jrs/Js*, *Bcr/Bc*, вынесенным на диаграмму Дея-Данлопа, фигуративные точки магнитных частиц слоя 3 группируются в нижней части диаграммы между кривыми ОД + МД и СП + ОД в области *Jrs/Js* = 0.09–0.15, что соответствует содержанию многодоменных и однодоменных частиц около 80 и 20 %, соответственно (рис. 6). Отдельные образцы расположены выше на диаграмме, указывая на присутствие многодоменных, однодоменных (доминируют) и суперпарамагнитных частиц. Характерные петли гистерезиса для отложений слоя 3, со значительным содержанием парамагнитной компоненты, показаны на рис. 6, *в*. Минимальные значения парамагнитной компоненты характерны для аутигенных сульфидов железа, представленных однодо-

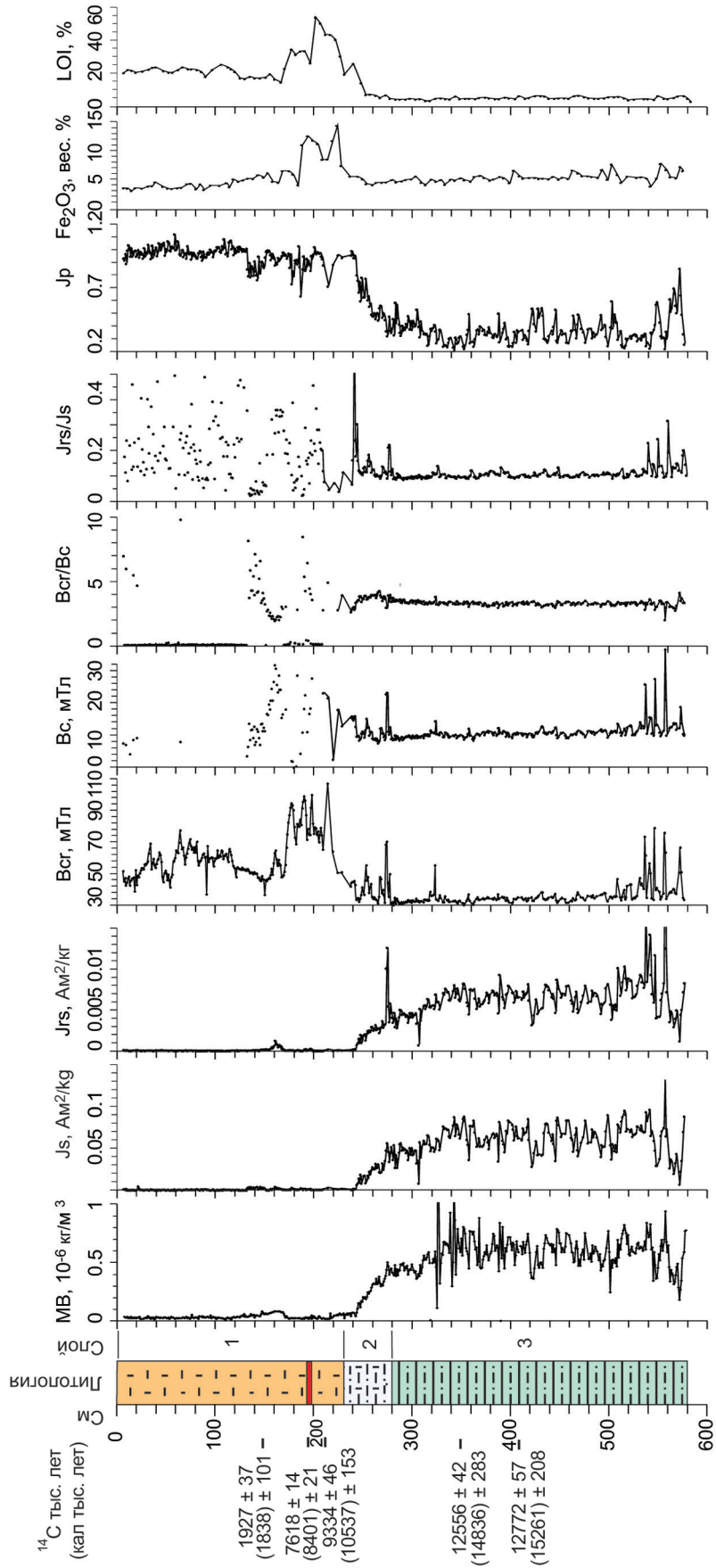


Рис. 5. Петромагнитные и геохимические характеристики отложений скв. Гз-1.

Таблица 6. Петромагнитные и геохимические характеристики осадков оз. Грязевое (скв. Гз-1).

Параметры	Слой 1	Слой 2	Слой 3
$MV, 10^{-6} \text{ кг/м}^3$	0.01–0.0866 (0.037)	0.026–0.50 (0.23)	0.005–1.946 (0.577)
$J_s, \text{ Ам}^2/\text{кг}$	0.0000378–0.04 (0.0009)	0.00025–0.056 (0.022)	0.0067–0.132 (0.059)
$J_{rs}, \text{ Ам}^2/\text{кг}$	0.00003–0.0013 (0.0001)	0.00019–0.012 (0.003)	0.00079–0.0418 (0.00652)
$B_c, \text{ мТл}$	1.9–31.8 (14.4)	7.5–23.2 (11.3)	8.5–36.9 (10.9)
$B_{cr}, \text{ мТл}$	36.8–100.1 (60.9)	30.9–70.3 (40.9)	30.2–79.0 (36.2)
$B_{cr}/B_c$	0.18–15.49 (4.51)	2.7–4.2 (3.6)	2.06–4.15 (3.3)
$J_{rs}/J_s$	0.02–0.78 (0.24)	0.091–0.7496 (0.14)	0.09–0.32 (0.11)
$J_p$	0.6–1.0 (0.9)	0.3–0.9 (0.6)	0.2–0.8 (0.4)
LOI, %	13.34–53.77 (24.69)	4.41–25.54 (9.36)	2.55–7.26 (5.03)
SiO <sub>2</sub> , вес. %	62.26–85.45 (76.73)	66.88–70.21 (69.09)	63.20–70.93 (67.96)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , вес. %	2.91–14.36(5.53)	3.95–5.44 (4.64)	3.69–7.69 (5.25)

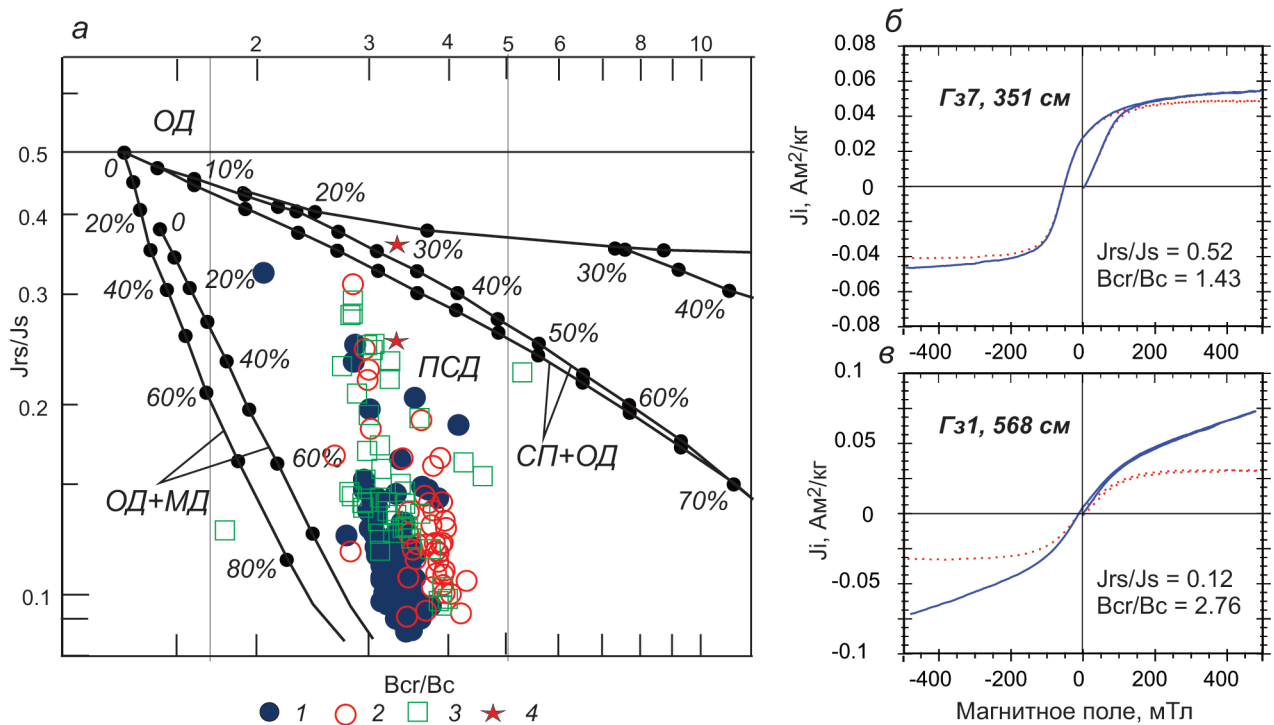


Рис. 6. Гистерезисные свойства отложений озера Грязевое.

*a* – диаграмма Дея–Данлопа для осадков озера и гранулометрических фракций делювия. 1 – слой 3; 2 – слой 2; 3 – делювий; 4 – тефра. ОД, СП, ПСД и МД – однодоменные, суперпарамагнитные, псевдооднодоменные и многодоменные частицы, соответственно. Кривые ОД + МД и ОД + СП с процентным содержанием частиц представлены согласно работам [22, 23]; б, в – петли гистерезиса: жирным шрифтом обозначены номера образцов, пунктирная линия – скорректированная кривая на парамагнитную компоненту.

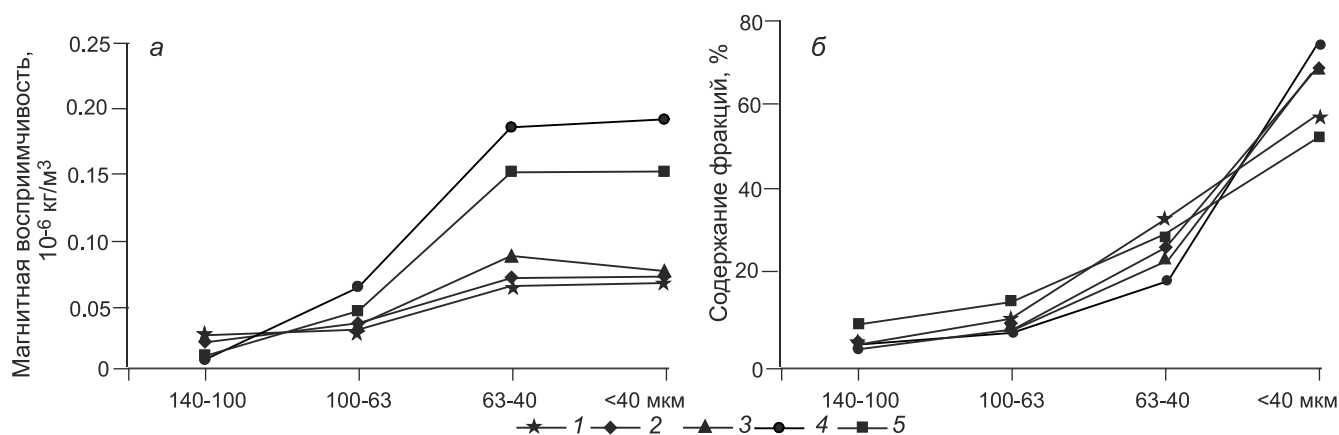


Рис. 7. Магнито-гранулометрические характеристики тефры.

*a* – зависимость магнитной восприимчивости от размера гранулометрических фракций, *б* – гранулометрический состав тефры. Образцы: 1 – скв. Гз-6, верхняя часть; 2 – скв. Гз-6, средняя часть; 3 – скв. Гз-6, нижняя часть; 4 – скв. Гз-7, верхняя часть; 5 – скв. Гз-7, нижняя часть.

менными частицами грейгит-пирротинового состава (рис. 6, б).

#### Петромагнитная характеристика тефры

Тефра в осадках озера Грязевое обнаружена во всех скважинах. Гранулометрический состав тефры неоднородный. Она могла осаждаться мгновенно или относительно длительное время. Предполагается, что при разовом выпадении материала в водный бассейн прослой тефры имел бы гравитационную слоистость, как, например, при накоплении турбидитов в озерах [38]. В этом случае тефра из нижней части слоя имела бы более высокие значения магнитной восприимчивости по сравнению с верхней частью.

Для выяснения связи магнитных характеристик с размером вулканических частиц наиболее мощный (3 см) прослой тефры из скв. Гз-6 разделен на нижнюю, среднюю и верхнюю части, а прослой тефры из скв. Гз-7 – на нижнюю и верхнюю части. Каждая из этих проб расситована на гранулометрические фракции > 100, 100–63, 63–40 и < 40 мкм, измерены вес и величина магнитной восприимчивости. В тефрах доминирует фракция с размером зерен < 40 мкм, достигая 75 % в тефре скв. Гз-7 (рис. 7, б). Фракция размером > 100 мкм не превышает 10 %. Магнитная восприимчивость тефры во всех образцах возрастает от грубых фракций к тонким, причем по этому параметру заметных различий тефры, отобранной из разных частей слоя скв. Гз-6, не наблюдается (рис. 7, а). Верхняя часть прослоя тефры в скв. 7 более магнитная по сравнению с нижней. Данные указывают на отсутствие гравитационной сортировки в тефре. Среднее значение МВ по пробам составляет  $0.07 \cdot 10^{-6} \text{ кг/м}^3$ . По магнитной восприимчивости тефра практически не отли-

чается от органогенно-детритовых отложений голоцена из оз. Грязевое. Гистерезисные данные получены по двум образцам из доминирующих фракций размером < 40 мкм, объема которой достаточно для проведения анализа. Полученные характеристики составляют:  $J_s = (0.00316–0.00370) \text{ Ам}^2/\text{кг}$ ,  $J_{rs} = (0.00118–0.00095) \text{ Ам}^2/\text{кг}$ ,  $B_c = (18.28–18.70) \text{ мТл}$ ,  $B_{cr} = (58.10–58.92) \text{ мТл}$ ,  $J_{rs}/J_s = (0.26–0.37)$ ,  $B_{cr}/B_c = 3.15–3.18$ . В целом данные по тефре находятся в верхней части диаграммы Дея-Данлопа, ближе к кривой смеси суперпарамагнитных и однодоменных частиц (рис. 6).

#### Палеомагнитные данные

Из разрезов скважин Гз-6 и Гз-7 отобраны ориентированные (верх-низ) образцы для палеомагнитных исследований с целью выявления вариаций геомагнитного поля. Отложения слоя 1 и, частично, слоя 2 отбракованы вследствие низких значений естественной остаточной намагниченности, обусловленных высоким содержанием в них органики и биогенного кремнезема. Для выделения характеристических направлений намагниченности выборочные образцы размагничивали переменным магнитным полем до 50–80 мТл. Медианное поле разрушения ЕОН составляет ~25 мТл, при воздействии поля амплитудой 50 мТл остается около 10–15 % ЕОН. Образцы показывают преимущественно одну компоненту намагниченности, принимаемую за характеристическую. В процессе размагничивания направления ЕОН изменяются незначительно. Типичные результаты размагничивания показаны на рис. 8. Большинство образцов размагничены полем 10–20 мТл, в основном с целью снятия лабораторной вязкой намагниченности. Величины ЕОН, как и магнитное наклонение, сильно

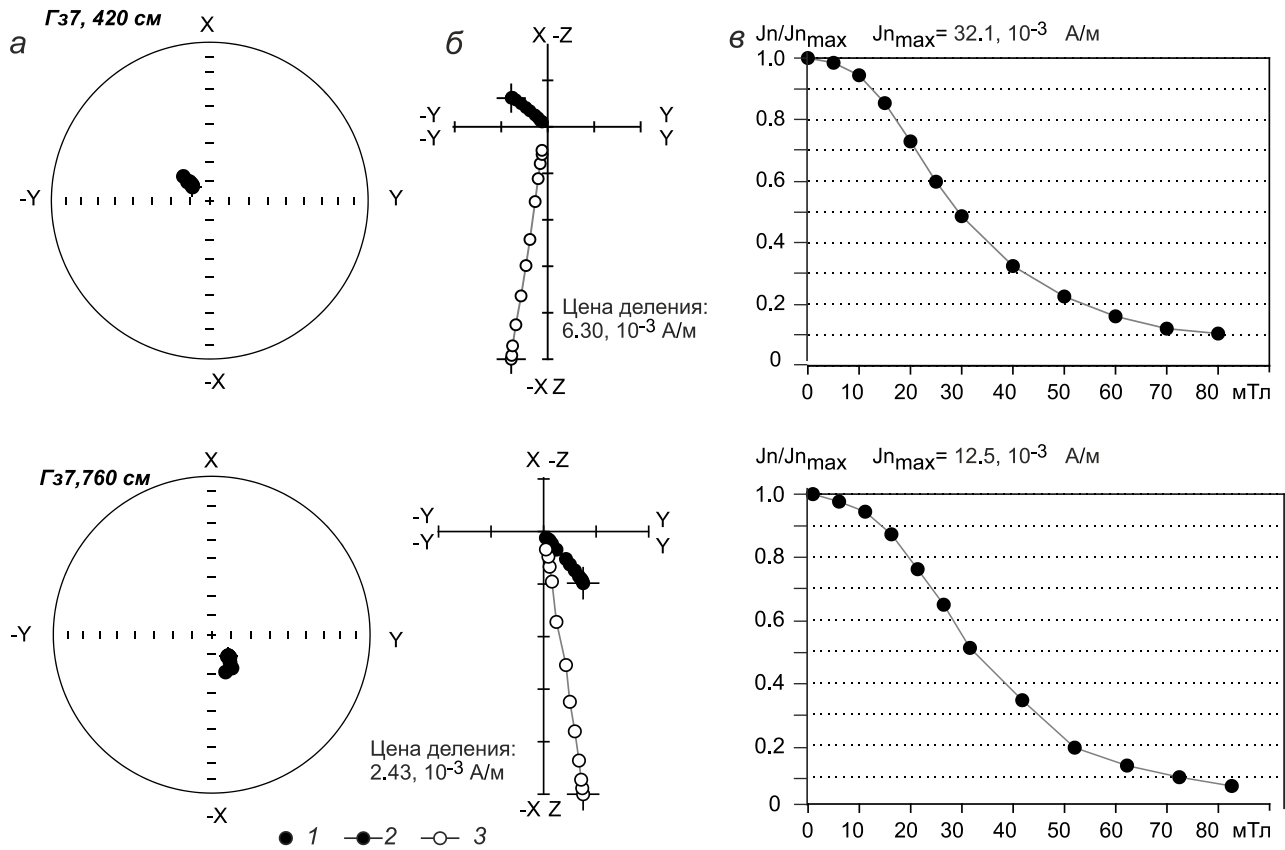


Рис. 8. Результаты компонентного анализа (в системе образца).

а – стереопроекции векторов ЕОН в процессе размагничивания переменным магнитным полем; б – диаграммы Зийдервельда; в – графики размагничивания образцов. Проекции ЕОН на нижнюю (1) полусферу, горизонтальную (2) и вертикальную (3) плоскости.

варьируют в разрезах скважин Гз-7 и Гз-6. Магнитное наклонение в осадках слоев 1 и, частично, сл. 2 изменяется хаотично, что вызвано низкими величинами естественной остаточной намагниченности. Во многих образцах магнитная восприимчивость имеет отрицательные значения. Величины ЕОН в слое 3 относительно высокие и составляют 0.0020–0.079 А/м (среднее 0.03 А/м) в скв. Гз-7 и 0.00146–0.0689 А/м (среднее 0.0269 А/м) в скв. Гз-6. Пики ЕОН отмечены на уровнях 266, 302, 332, 358 см в скв. Гз-6 и на уровнях 548, 624, 666, 720, 752–780 см в скв. Гз-7 (рис. 9). Вариации магнитного наклонения в двух колонках имеют общие черты и сопоставляются между собой, что дает основание предполагать их геомагнитную природу (рис. 9). Максимальные значения наклонения составляют около 85°, минимальные – около 65°. Характерные пики вариаций пронумерованы. Всего маркировано 6 пиков (рис. 9).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При неизменных источниках сноса магнитные характеристики озерных осадков зависят от условий

седиментации и постседиментационных преобразований. Осадконакопление в озерах Северо-Востока России преимущественно терригенное и биогенное, реже и хемогенное [7].

#### Влияние биогенного накопления на магнитные свойства осадков

Биогенное накопление связано с осаждением биогенного кремнезема, преимущественно створок диатомей и спикул губок, и органического вещества, продуцируемого непосредственно в озере или аллохтонного, приносимого с суши. Высокие содержания биогенного материала приводят к уменьшению величин МВ,  $J_n$ ,  $J_{rs}$ ,  $J_s$  осадков. Низкие величины этих параметров, обусловленные разбавлением детритового материала биогенным, характерны для отложений слоя 1. В слое 3, где доминирует терригенное накопление, значения МВ,  $J_n$ ,  $J_{rs}$ ,  $J_s$  относительно высокие. В этом слое разбавление отсутствует или оно незначительное. Коэффициент аппроксимации ( $R^2$ ) между МВ и LOI составляет 0.17, между МВ и  $\text{SiO}_2$  – 0.001.

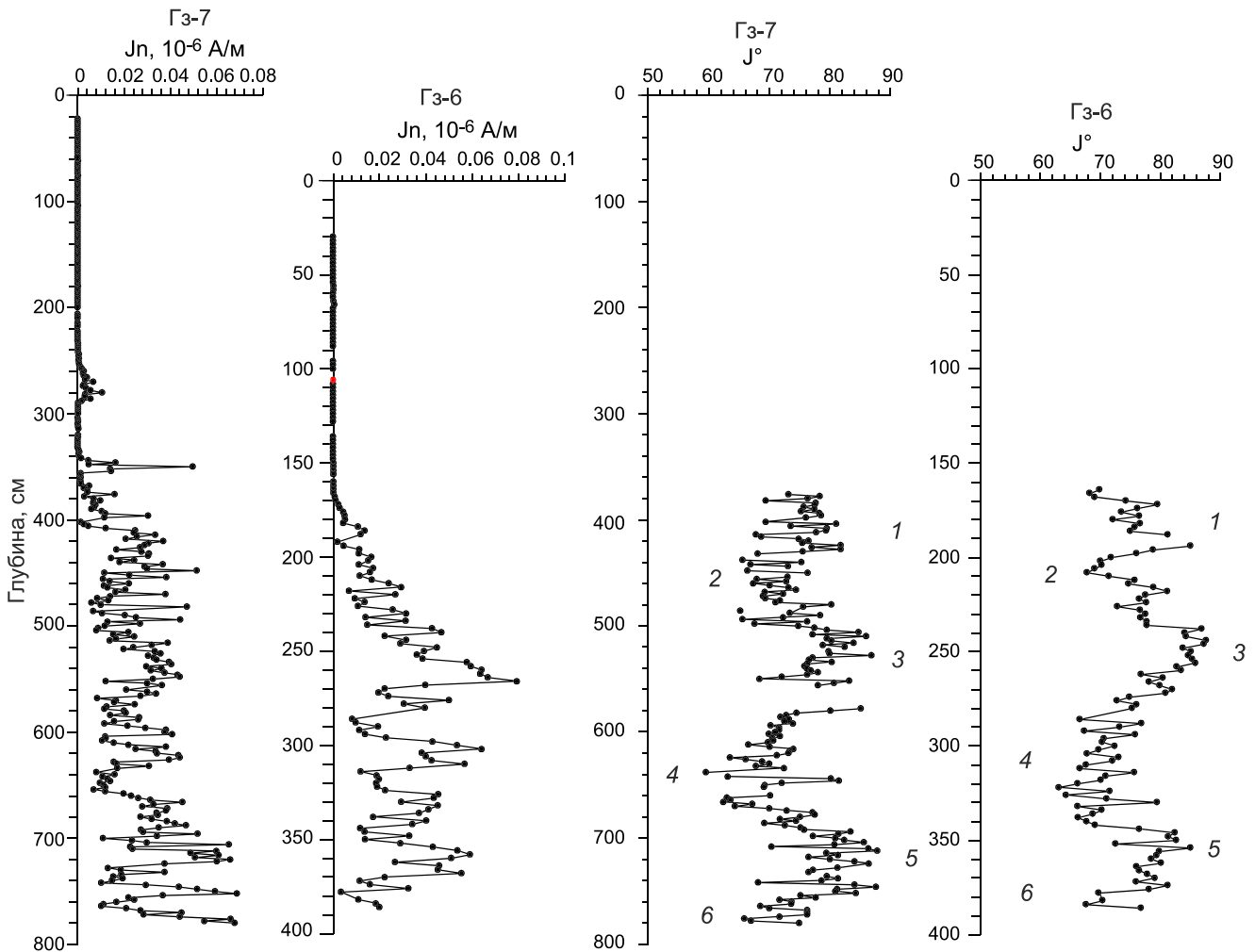


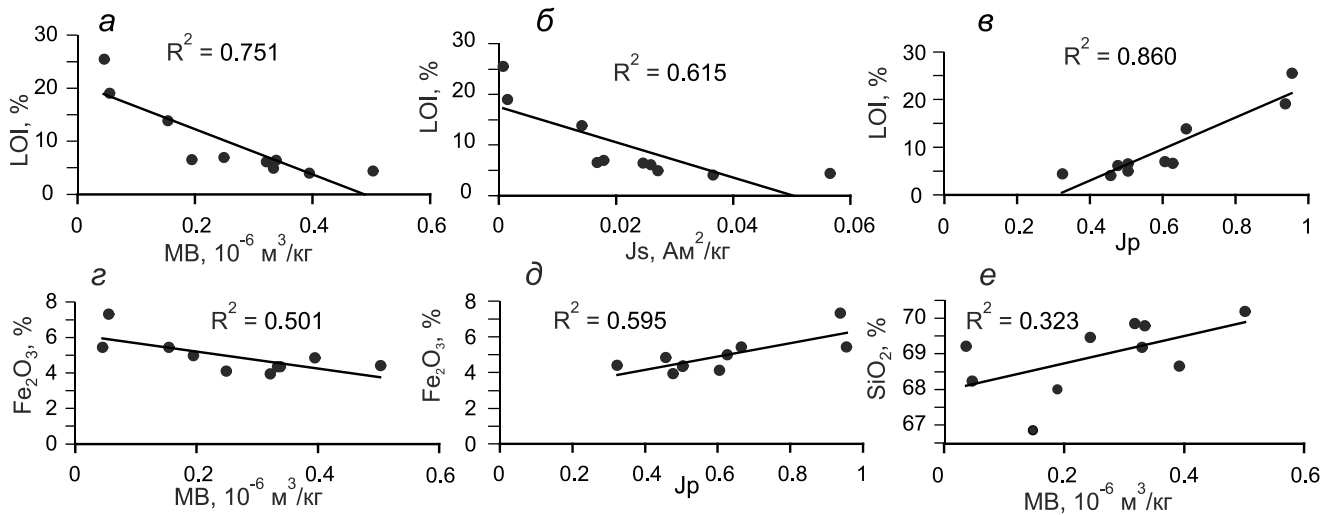
Рис. 9. Палеомагнитная характеристика отложений скважин Гз-6 и Гз-7. Цифрами курсивом пронумерованы характерные пики вариаций геомагнитного поля.

Влияние органики на магнитные свойства уже заметно в переходном слое 2, где  $MV$ ,  $J_s$  обратно коррелируют с  $LOI$  (рис. 10, *a, б*). В то же время  $MV$  слабо положительно коррелирует с  $SiO_2$  ( $R^2 = 0.323$ ), указывая на детритовую природу  $SiO_2$  в этом слое (рис. 10, *e*). Содержание железа и величина потерь при прокаливании позитивно коррелируют с парамагнитной компонентой (рис. 10, *в, д*), в то время как обратная корреляция наблюдается между железом и  $MV$  (рис. 10, *з*), что свидетельствует об отсутствии биогенного накопления ферромагнитных минералов.

В слое 1 на магнитную восприимчивость оказывает большее влияние биогенный кремнезем, корреляция между  $MV$  и  $SiO_2$  составляет  $-0.83$ , в то время как корреляция между  $MV$  и  $LOI$  заметно ниже  $-0.31$ .

#### Влияние хемогенного накопления на магнитные свойства осадков

Для нижней части слоя 1 в интервале глубин 173–230 см характерны максимальные величины  $Vcr$ , составляющие 50.7–107.3 мТл (среднее 80.7 мТл) (рис. 5, 11). Осадки этого интервала показывают высокие содержания  $Fe_2O_3$ , достигающие 14.4 мас. %, и отношения  $Fe_2O_3/TiO_2$ , указывая на хемогенное накопление железосодержащих соединений [17, 35]. Примечательно, что пик содержаний железа и величины  $Vcr$  совпадают с максимальными значениями потерь при прокаливании (рис. 11). Коэффициент корреляции между  $Vcr$  и  $LOI$  для слоя 1 составляет 0.68. Предполагается, что такие характеристики обусловлены гидроксидами железа, возможно, лепидокрокитом. На кривых  $J_i(T)$  отмечен рост  $J_i$  при температурах 250–300 °C, характерный для лепидокрокита [26, 27].



**Рис. 10.** Зависимость между содержанием органики и магнитной восприимчивостью (а), намагниченностью насыщения (б) и парамагнитной компонентой (в); содержанием железа и МВ (з) и  $J_p$  (д); содержанием кремнезема и магнитной восприимчивостью (е) для отложений слоя 2.

С другой стороны, значительного роста магнитной восприимчивости при этих температурах не наблюдается. Однако на повторных кривых нагрева МВ(Т) фиксируется новообразованный моноклинный пирротин ( $T_c = 320^\circ\text{C}$ ), указывая на присутствие пирита в исходных образцах [43]. Фрамбониды сульфидов присутствуют в этом интервале, однако их содержание такое, как и во всем слое 1.

Высокие потери при прокаливании в осадках характеризуемого интервала, видимо, связаны с выгоранием органики, дегидратацией гидроксидов железа и потерей серы сульфидами.

В слое 2 скв. Гз-7 установлен пик магнитной восприимчивости, обусловленный аутигенным грейгитом (пирротин?), однако образцы с грейгитом не многочисленные (рис. 1, з) [10]. Основным аутигенным минералом в осадках озера является пирит. Образование его контролируется многими факторами, включая концентрацию сульфатов, количество и качество органического вещества, количество и химическую активность железосодержащих минералов, тип оксидантов [15, 44]. Распределение пирита по разрезу неравномерное. Наиболее часто он встречается в слое 1. Вода в озере не сульфатная. Предполагается, что сера освобождалась в результате разложения органики, содержание которой высокое в слое 1. Растворенное железо поступало из нижележащих слоев в процессе диагенеза.

#### Особенности осадконакопления в оз. Грязевое

Озерная чаша оз. Грязевое глубокая,  $\approx 10$  м. Она заполнена аллохтонными и автохтонными отложениями

ямы мощностью 780 см. Скорости осадконакопления были приблизительно постоянны в разных частях озера с максимальными значениями на больших глубинах (рис. 1). Илистые осадки распространены вблизи береговой линии, песчаные и галечные отмели практически отсутствуют. Небольшие глубины озера и суровые климатические условия способствовали промерзанию и нарушению структуры осадков на мелководье на глубинах около 1 м. Эти процессы существенно не влияют на скалярные магнитные величины, однако искажают направления естественной намагниченности. Близкие морфометрические характеристики имеет оз. Щучье [12]. Оно расположено всего в 500 м от озера Грязевое в долине ручья Озерной. Однако чаша озера неглубокая,  $\approx 2.5$  м, максимальная мощность осадков в ней составляет всего 165 см. Судя по уровню залегания тефры в разрезе, магнитным характеристикам и предварительным спорово-пыльцевым данным, накопление осадков в озере началось в позднем плейстоцене, однако, видимо, позже, чем в оз. Грязевое [12]. Осадки озера также промерзали в прошлом. Они имеют комковатую структуру, разбиты мерзлотными трещинами и не пригодны для изучения вариаций геомагнитного поля. Наличие тефры в трещинах указывает на то, что промерзание произошло после накопления тефры.

#### Значение палеомагнитных данных

Проведенные палеомагнитные исследования осадков скважин Гз-6 и Гз-7 позволили установить вариации геомагнитного поля по магнитному наклонению. Выделено 6 пиков, прослеженных в разрезе



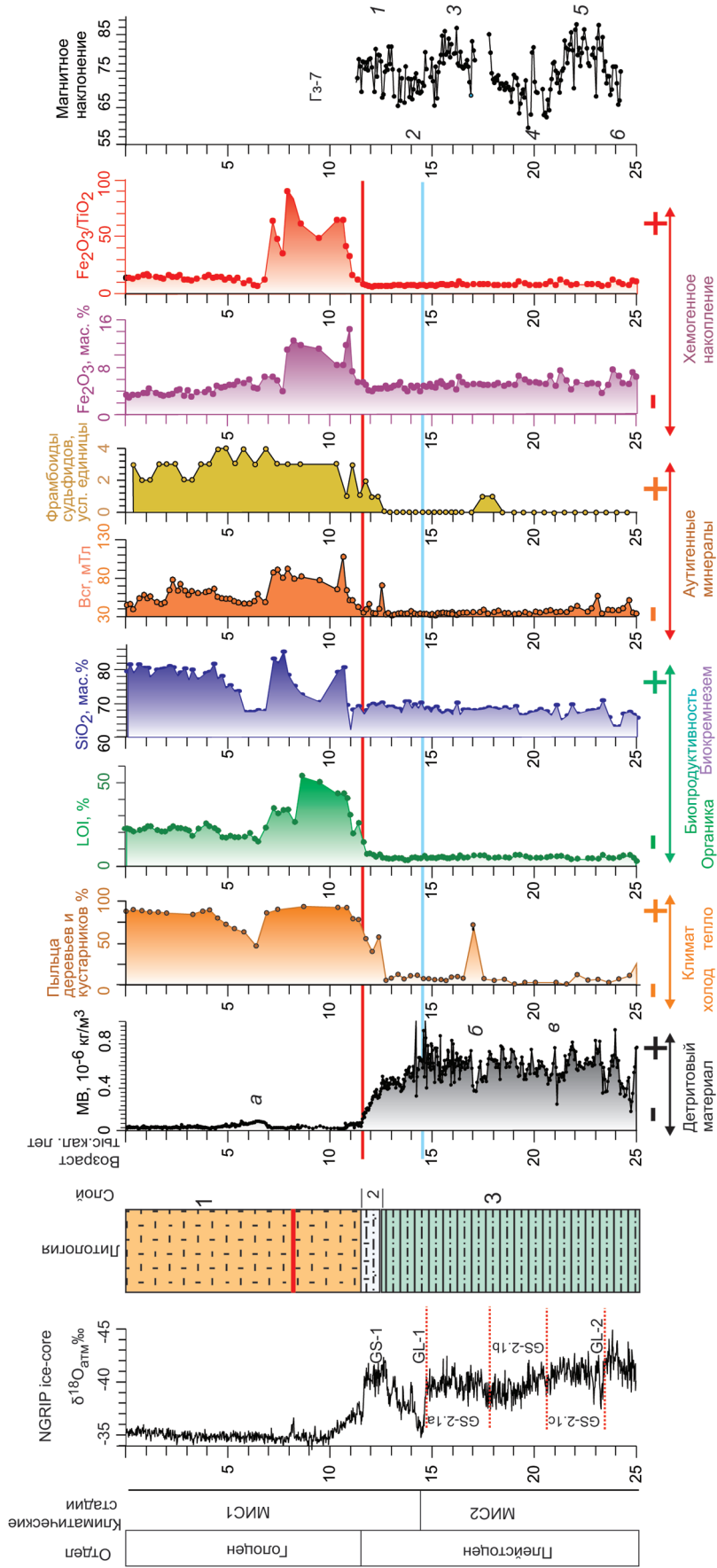


Рис. 11. Индикаторы изменений природной среды осадков скв. Гз-1. МИС – морская изотопная стадия.

зах двух скважин. Заметные понижения магнитного наклоения отмечены между 13 и 15 (2), 18 и 21 (4), 23.5–24.5 (6) тыс. кал. лет назад (рис. 11). Крутые углы наклоения установлены в возрастных интервалах 11–13 (1), 15–18 (3), 21–23.5 (5) тыс. кал. лет назад. Выявленные пики могут являться надежными реперами при межрегиональных корреляциях, однако их возрастная привязка требует подтверждения в других разрезах.

### Палеоклиматическая интерпретация

Радиоуглеродные датировки указывают, что осадки оз. Грязевого сформировались в конце позднего плейстоцена–голоцене. Согласно возрастной модели, осадконакопление в озере началось около 25 тыс. кал. лет тому назад. В стратиграфических схемах ледовых разрезов Гренландии этот интервал охватывает голоцен (0–11.7 тыс. кал. лет), стадиял GS-1, поздний дриас (11.7–12.9 тыс. кал. лет), интерстадиял GI-1 (13.1–14.7 тыс. кал. лет), включающий GI-1a, GI-1b, GI-1c, GI-1d, GI-1e (ранний дриас, бёллинг, средний дриас, аллерёд), стадиял GS-2 (14.7–22.9 тыс. кал. лет) и интерстадиял GI-2 (22.9–23.3 тыс. кал. лет) [18, 34].

В исследуемом районе для временного интервала с 25 до 12.7 тыс. лет тому назад реконструируются холодные климатические условия. В озере отсутствовали или находились в незначительном количестве диатомовые водоросли [14], в окрестностях озера произрастала травянистая растительность. В бассейне преобладало терригенное осадконакопление. Основным источником материала являлись продукты выветривания вулканогенных меловых пород и ледниковых отложений. Магнитные минералы делювиальных отложений и озерных осадков близки по составу. Они представлены преимущественно магнетитами и малотитанистыми титаномagnetитами, подверженными в различной степени низкотемпературному окислению. Магнитные характеристики вулканогенных пород, галек морен, делювия и детритовых осадков озера имеют близкие значения. Тонкая слоистость осадков указывает на ритмичное поступление материала разной гранулометрической размерности, что подтверждается двухмодальным распределением размера частиц. Биотурбации, нивелирующие слоистость, видимо, отсутствовали. Возможно, из-за длительного годовичного ледового покрова в бассейне доминировали аноксидные обстановки. Тем не менее, накопление фрамбоидального пирита в этих условиях не было интенсивным или полностью отсутствовало, видимо, из-за недостатка серы (рис. 11).

На общем фоне относительно высоких значений  $MB$ ,  $J_s$ ,  $J_{rs}$  установлен ряд интервалов, где эти параметры имеют пониженные величины – 422–433,

492–506 и 562–574 см, возраст которых составляет 17.1–17.5, 20.6–21.3 и 24.2–24.8 тыс. кал. лет, соответственно. Эти интервалы могут соответствовать кратковременным потеплениям. Для верхнего интервала характерны повышенные содержания пыльцы деревьев и кустарников в споро-пыльцевых спектрах [12]. Интервалы между потеплениями с относительно высокими величинами магнитной восприимчивости, возможно, соответствуют «холодным» фазам GS-2a, GS-2b, GS-2c стадияла GS-2 (рис. 11).

В оз. Грязевого заметная смена характера осадконакопления, а также климатических условий произошла в период с 12.7 до 11.3 тыс. кал. лет т.н. Это время приблизительно соответствует позднему дриасу, по окончании которого проводится граница плейстоцена и голоцена [18, 42]. В отложениях позднего дриаса наблюдается направленное уменьшение величин  $MB$ ,  $J_s$ ,  $J_{rs}$ , обусловленное повышением содержания органики вследствие увеличения биопродуктивности бассейна. С ростом доли пыльцы деревьев и кустарников в спорово-пыльцевых спектрах уменьшаются магнитные величины (рис. 11) [9]. Для голоцена отмечается потепление климата, в озере повышается накопление органического материала, увеличиваются концентрация и разнообразие диатомей [14]. Тем не менее, климат в голоцене не был постоянным. Холодные климатические условия установлены в среднем голоцене в интервале 4.7–6.9 тыс. кал. лет. В осадках этого периода отмечены низкие содержания кремнезема и низкие концентрации пыльцы деревьев и кустарников в спорово-пыльцевых спектрах. Они характеризуются повышенными значениями  $MB$ ,  $J_s$ ,  $J_{rs}$  и меньшей долей парамагнитной компоненты. Видимо, интенсивность терригенного накопления в этот эпизод увеличилась. Однако магнитные параметры этого интервала заметно ниже, чем в позднплейстоценовых отложениях. Установленный холодный эпизод, возможно, совпадает по времени с промерзанием осадков и формированием бугра пучения в оз. Щучьем [12].

### ВЫВОДЫ

Озеро Грязево образовалось в конце позднего плейстоцена около 25 тыс. кал. лет назад. В нем накопилось 780 см осадков. Петромагнитные характеристики отражают условия осадконакопления, контролируемые преимущественно климатом. В позднем плейстоцене в бассейне доминировало терригенное накопление. Состав магнитных минералов и петромагнитные характеристики аналогичные в склоновых и озерных осадках. Магнитные минералы представлены в основном титаномagnetитами. Осадки позднего плейстоцена характеризуются относительно

высокими значениями MB, *J<sub>s</sub>*, *J<sub>r</sub>*. Заметная смена условий седиментации, связанная с климатическими изменениями, произошла на границе плейстоцена и голоцена в период с 12.7 до 11.3 тыс. лет т.н. Биопродуктивность в озере увеличилась. Вследствие разбавления детритового материала органикой и биогенным кремнеземом величины MB, *J<sub>s</sub>*, *J<sub>r</sub>* в голоценовых осадках низкие. В раннем голоцене доминировало хемогенное накопление высококоэрцитивных железосодержащих минералов, предположительно лепидокрокита. Для голоценовых осадков характерно образование аутигенного фрамбоидального пирита. Магнитные сульфиды железа грейгит-пирротинового состава отмечены в переходных слоях от плейстоцена к голоцену.

Холодные климатические условия установлены в среднем голоцене в интервале 4.7–6.9 тыс. лет. Осадки этого интервала характеризуются повышенными значениями MB, *J<sub>s</sub>*, *J<sub>r</sub>* и меньшей долей парамагнитной компоненты. Отложения позднего плейстоцена содержат запись палеовековых вариаций геомагнитного поля.

Источники финансирования. Исследования выполнены за счёт средств Российского научного фонда, проект № 22-27-00444.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андерсон П.М., Ложкин А.В., Минюк П.С., Пахомов А.Ю. Изменение природной среды Охотско-Колымского междуречья в голоцене по данным ледниковых озер // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 6. С. 70–80.
- Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ / Ред. В.П. Боронин. Казань, Изд-во Казан. ун-та, 1986, 167 с.
- Геологическая карта. Лист Р-56-XXVIII. 1:200 000 / Состав. В.Е. Литвинов, З.Ф. Литвинова, А.В. Федоров. Первое издание, 1974.
- Измайлова А.В. Озерные водные ресурсы азиатской части Российской Федерации // Водные ресурсы. 2018. Т. 45, № 5. С. 453–462. DOI: 10.1134/S0321059618050097.
- Ложкин А.В., Андерсон П.М., Белая Б.В., Глушкова О.Ю., Стеценко Т.В. Изменение растительного покрова Северо-Востока Сибири на границе плейстоцена и голоцена и в голоцене // Берингия в четвертичный период. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 53–75.
- Минюк П.С., Тюкова Е.Э., Субботникова Т.В., Казанский А.Ю., Федотов А.П. Термокаппаметрия природных сульфидов железа Северо-Востока России // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 4. С. 601–614.
- Минюк П.С., Борходоев В.Я., Бурнатный С.С. Геохимические исследования озерного седиментогенеза на Дальнем Востоке // Вестн. СВНИЦ ДВО РАН. 2020. № 1. С. 57–73.
- Минюк П.С., Пожидаева Д.К., Бурнатный С.С. Гидрохимические характеристики природных и техногенных вод Магаданской области // Вестн. Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2022. № 2. С. 45–58. DOI: 10.34078/1814-0998-2022-2-45-58.
- Минюк П.С., Пожидаева Д.К., Бурнатный С.С., Черепанова М.В., Курьина И.В., Назарова Л.Б. Комплексные исследования плейстоцен-голоценовых осадков озера Грязевое, Магаданская область // Проблемы Геокосмоса-2022: Материалы XIV школы-конф. с междунар. участием / Отв. ред. С.В. Апатенков, А.А. Костеров, Е.Л. Лыскова, И.А. Миронина. СПб.: Скифия-принт, 2022. С. 40–47.
- Минюк П.С., Пожидаева Д.К., Соцкая О.Т., Акинин В.В., Морозова М.А. Магнито-минералогические аномалии на границе плейстоцена и голоцена в озерных осадках Северо-Востока России // Докл. АН. Науки о Земле. 2023. Т. 510, № 2. С. 194–200.
- Минюк П.С., Пожидаева Д.К., Соцкая О.Т., Бурнатный С.С. Петромагнитные данные изменения природной среды голоцена в бассейне озера Чистое (Северное Приохотье) // Вестн. Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2023. № 2. С. 21–41.
- Минюк П.С., Пожидаева Д.К. Озера Тальской группы (Магаданская область) – перспективный объект для палеоклиматических реконструкций конца позднего плейстоцена и голоцена // Вестн. Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2023. № 3. С. 18–35.
- Хенкина С.Б. Продукты ликвации в породах мелового-палеогенового возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и особенности их металлогенности // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 2. С. 433–436.
- Черепанова М.В. Минюк П.С., Пожидаева Д.К., Бурнатный С.С. Реакция диатомовых водорослей озера Грязевое (Магаданская область) на изменения окружающей среды Северного Приохотья в позднем плейстоцене-голоцене // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2022. № 3. Вып. 55. С. 70–86. DOI: 10.31431/1816-5524-2022-3-55-70-86.
- Berner R.A. Sedimentary pyrite formation: An update // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 605–615. Doi:10.1016/0016-7037(84)90089-9
- Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. 2011. V. 6. P. 457–474. Doi: 10.1214/11-BA618.
- Brunschon C., Habertzettl T., Behling H. High-resolution studies on vegetation succession, hydrological variations, anthropogenic impact and genesis of a subrecent lake in southern Ecuador // Veget. Hist. Archaeobot. 2010. V. 19. P. 191–206.
- Cohen K.M., Gibbard P.L. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500 // Quaternary International. 2019. V. 500. P. 20–31. Doi: 10.1016/j.quaint.2019.03.009.
- 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. Doi:10.1016/0031-9201(77)90108-X.
- Dill H.G., Eberhard E., Hartmann B. Use of variations in unit cell length, reflectance and hardness for determining the origin of Fe disulphides in sedimentary rocks // Sedimentary Geology. 1997. V. 107. P. 281–301. Doi:10.1016/S0037-0738(96)00031-0
- Dunlop D., Özdemir O. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. Cambridge University Press, Cambridge. 1997. 573 p.

22. Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // *J. Geophys. Research.* 2002. V. 107. P. 56–60. DOI: 10.1029/2001JB000486.
23. Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // *J. Geophys. Research.* 2002. V. 107(B3), EPM 5-1–EPM 5-15. Doi:10.1029/2001jb000487.
24. Evans M.E., Heller F. *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics.* 2003. New York: Academic Press. 299 p.
25. Fabian K., Shcherbakov V.P., McEnroe S.A. Measuring the Curie temperature // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2013. V. 14. P. 947–961. DOI: 10.1029/2012GC004440.
26. Gehring A.U., Hofmeister A.M. The transformation of lepidocrocite during heating: a magnetic and spectroscopic study // *Clays and Clay Minerals.* 1994. V. 42. P. 409–415.
27. Gendler T.S., Shcherbakov V.P., Dekkers M.J., Gapeev A.K., Gribov S.K., McClelland E. The Lepidocrocite-Maghemite-Haematite reaction chain: I. Acquisition of chemical remanent magnetization by maghemite, its magnetic properties and thermal stability // *Geophys. Journ. International.* 2005. V. 160. P. 815–832. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02550.x.
28. Hanesch M., Stanjek H., Petersen N. Thermomagnetic measurements of soil iron minerals: the role of organic carbon // *Geophysical Journal International.* 2006. V. 165. P. 53–61.
29. Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // *J. Paleolimnology.* 2001. V. 25. P. 101–110. Doi:10.1023/A:1008119611481.
30. Lattard D., Engelmann R., Kontny A., Sauerzapf U. Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe-Ti-O system. Reassessment of some methodological and crystal chemical effects // *J. Geophys. Research.* 2006. V. 111, B12S28.
31. Liu Q., Roberts A.P., Larrasoana J.C., Banerjee S.K., Guyodo Y., Tauxe L., Oldfield F. Environmental magnetism: principles and applications // *Review of Geophysics.* 2012. V. 50. RG4002. Doi:10.1029/2012RG000393.
32. Petrovský E., Kapička A. On determination of the Curie point from thermomagnetic curves // *J. Geophys. Research.* 2006. V. 111, B12S27. DOI: 10.1029/2006JB004507.
33. Ponomareva V.V., Kyle P.R., Melekestsev I.V., Rinkleff P.G., Dirksen O.V., Sulerzhitsky L.D., Zaretskaia N.E., Rourke R. The 7600 (14C) Year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships // *J. Volcanol. and Geotherm. Research.* 2004. V. 136. P. 199–222. Doi: 10.1016/j.jvolgeores.2004.05.013.
34. Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P.E., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup, M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quaternary Sci. Reviews.* 2014. V. 106. P. 14–28. Doi:10.1016/j.quascirev.2014.09.007.
35. Reynolds R.L., Rosenbaum J.G., Rapp J., Kerwin M.W., Bradbury J.P., Colman S., Adam D. Record of late Pleistocene glaciation and deglaciation in the southern Cascade Range. I. Petrological evidence from lacustrine sediment in Upper Klamath Lake, southern Oregon // *J. Paleolimnology.* 2004. V. 31. P. 217–233.
36. Roberts A.P., Chang L.A., Rowan C.J., Horng C.S., Florindo F. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>): an update // *Reviews of Geophysics.* 2011. V. 49. RG1002. Doi:10.1029/2010RG000336
37. Roberts A.P. Magnetic mineral diagenesis // *Earth-Science Reviews.* 2015. V. 151. P. 1–47.
38. Sauerbrey M.A., Juschus O., Gebhardt A.C., Wennrich V., Nowaczyk N.R. Mass movement deposits in the 3.6 Ma sediment record of Lake El'gygytgyn // *Clim. Past.* 2013. V. 9. P. 1949–1967.
39. Thompson R., Oldfield F. *Environmental Magnetism.* Winchester: Allen and Unwin, 1986. 227 p.
40. Tracking environmental change using lake sediments. Vol. 1–4 / J.P. Smol, H.J.B. Birks, W.M. Last; Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2001. V. 1. 548 p., V. 2. 504 p., V. 3. 371 p., V. 4. 217 p.
41. Verosub K., Roberts A.P. Environmental magnetism: Past, present, and future // *J. Geophys. Research.* 1995. V. 100. P. 2175–2192.
42. Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Steffensen J.P., Popp T., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L.C., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records // *J. Quaternary Sci.* 2009. V. 24. 1. P. 3–17. Doi:10.1002/jqs.1227.
43. Wang L., Pan Y., Li J., Qin H. Magnetic properties related to thermal treatment of pyrite // *Sci. China. Series D: Earth Sciences.* 2008. V. 5. N 8. P. 1144–1153.
44. Wilkin R.T., Arthur M.A. Variations in pyrite texture, sulfur isotope composition, and iron systematics in the Black Sea: evidence for late Pleistocene to Holocene excursions of the O<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>S redox transition // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2001. V. 65. P. 1399–1416. DOI:10.1016/S0016-7037(01)00552-X
45. Wright Jr., E., Mann D.H., Glaser P.H. Piston corers for peat and lake sediments // *Ecology.* 1984. V. 65. P. 657–659. DOI: 10.2307/1941430.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

после доработки 08.07.2024 г.

принята к печати 12.09.2024 г.

**CHANGES IN ROCK MAGNETIC CHARACTERISTICS IN LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE SEDIMENTS OF GRYAZEVOE LAKE, UPPER KOLYMA**

*P.S. Minyuk, D.K. Pozhidaeva, S.S. Burnatny*

*Shilo North-East Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan, Russia; e-mail: minyk@neisri.ru*

Lake Gryazevoe formed in the Late Pleistocene about 25 ka cal BP. Magnetic properties of sediments as thick as 780 cm reflect their accumulation conditions controlled primarily by climate. In the Late Pleistocene, terrigenous sediments were dominant in the basin. The composition of magnetic minerals and magnetic properties are similar in slope and lake sediments. Magnetic minerals are mainly titanomagnetites. Late Pleistocene sediments are characterized by relatively high values of magnetic susceptibility (MS), saturation magnetization (Js), and remanent saturation magnetization (Jrs). A noticeable change in sedimentation conditions associated with climatic changes occurred at the Pleistocene-Holocene boundary from 12.7 to 11.3 ka cal BP, which resulted in an increase of bioproductivity in the lake. Due to the dilution of detrital material by organic matter and biogenic silica, Holocene sediments have low MS, Js, and Jrs values. In the Early Holocene, chemogenic accumulation of highly coercive iron-containing minerals, presumably lepidocrocite, dominated. Holocene sediments are characterized by the formation of autigenic framboidal pyrite. Magnetic iron sulfides of greigite-pyrrhotite composition are observed in Pleistocene-Holocene transition layers. Cold climatic conditions are established in the Middle Holocene in the range of 4.7–6.9 ka cal BP. Sediments in this interval are characterized by higher MS, Js, and Jrs values, while the paramagnetic component decreases. The Late Pleistocene deposits contain a record of the geomagnetic field secular variations.

**Key words:** lake sediments, Pleistocene, Holocene, rock magnetism, Magadan region.