Геология и геофизика, 2022, т. 63, № 9, с. 1253—1268

УДК 552.143(571.65)

ЗНАЧЕНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ОЗЕРА ГРАНД

П.С. Минюк

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Россия, 685000, Магадан, ул. Портовая, 16, Россия

Исследованы склоновые отложения, представляющие продукты выветривания риолитов и их туфов в районе оз. Гранд (Северное Приохотье). Пробы разделены на гранулометрические фракции 2500, 250, 140, 100, 63, 40, 20 и 1 мкм. Для каждой фракции определены породообразующие и редкие элементы, выполнены минералогические и петрофизические исследования. Показано, что с уменьшением размера фракций осадок обогащается Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, MgO, Y, Rb, Ni, LOI, парамагнитными минералами. Тонкие фракции характеризуются пониженными концентрациями SiO_2, Na_2O, высокими значениями CIA, PIA, Rb/Sr. Максимальные величины магнитной восприимчивости, намагниченности насыщения, содержаний CaO, Sr, Zr отмечены для фракций 40 мкм. Величины магнитной восприимчивости, J_s и J_{rs} уменьшаются от фракций 40 до 1 мкм, в то время как значения B_c и B_{cr} возрастают. Характерной особенностью этих фракций являются высокие значения парамагнитной восприимчивости и наличие лепидокрокита.

Качественный состав ферримагнитных минералов одинаков для склоновых и озерных отложений. От крупных гранулометрических фракций к тонким содержание кварца, калиевого полевого шпата уменьшается, а мусковита, биотита, хлорита, каолинита увеличивается. Распределение петромагнитных и геохимических характеристик в гранулометрически разных осадках оз. Гранд аналогично распределению в склоновых отложениях. Комплексные характеристики отложений оз. Гранд, сформированные в холодные и теплые периоды, согласуется с распределением этих параметров в различных фракциях делювия и коллювия, причем тонкий материал приобрел характерные геохимические, минералогические и петрофизические свойства уже на склонах. Сравнение отношений SiO_2/TiO_2, Fe_2O_3/TiO_2 склоновых и озерных отложений позволяет выделять интервалы биогенного и хемогенного осадконакопления в водных бассейнах.

Склоновые отложения, выветривание, петромагнетизм, геохимия осадков, оз. Гранд

SIGNIFICANCE OF GRANULOMETRIC COMPOSITION AND PHYSICOCHEMICAL PROPERTIES FOR INTERPRETING THE LAKE GRAND SEDIMENTATION

P.S. Minyuk

The paper is concerned with a study of the slope deposits being weathering products of rhyolites and their tuffs in the vicinity of Lake Grand (northern Okhotsk area). The samples were divided into grain size fractions of 2500, 250, 140, 100, 63, 40, 20, and 1 μm. Analysis for major and trace elements and mineralogical and petrophysical studies were performed for each fraction. It is shown that a decrease in the fraction size is accompanied by the enrichment of the sediments with Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, MgO, Y, Rb, Ni, and paramagnetic minerals and by an increase in LOI. The fine fractions are characterized by low contents of SiO_2 and Na_2O and high values of CIA, PIA, and Rb/Sr. The maximum magnetic susceptibility, saturation magnetization, and contents of CaO, Sr, and Zr are established in the fractions of 40 μm. The values of magnetic susceptibility, J_s, and J_{rs} decrease in passing from the fractions of 40 μm to the fractions of 1 μm, whereas the values of B_c and B_{cr} increase. A specific feature of these fractions is high paramagnetic susceptibility and the presence of lepidocrocite.

The qualitative composition of ferrimagnetic minerals is the same for the slope deposits and lacustrine sediments. In passing from coarse fractions to fine ones, the contents of quartz and K-feldspar decrease, and the contents of muscovite, biotite, chlorite, and kaolinite increase. The distribution of petromagnetic and geochemical characteristics in the Lake Grand sediments of varying grain size is similar to that in the slope deposits. The complex characteristics of the lacustrine sediments that formed in cold and warm periods are consistent with the distribution of these parameters in various fractions of deluvium and colluvium. Moreover, the fine-grained material acquired specific geochemical, mineralogical, and petrophysical properties when being on the slopes. Comparison of the SiO_2/TiO_2 and Fe_2O_3/TiO_2 ratios of the slope deposits and lacustrine sediments makes it possible to identify the intervals of biogenic and chemogenic sedimentation in water basins.

Slope deposits, weathering, petromagnetism, geochemical composition of sediments, Lake Grand

ВВЕДЕНИЕ

Склоновые отложения играют важную роль в современном седиментогенезе, в частности в озерном, являясь главным источником материала, поступающего в озера. Роль склоновых отложений особенно значима для озер северных горных территорий, где доминирует терригенное осадконакопление

© П.С. Минюк✉, 2022

✉e-mail: minyuk@neisri.ru

DOI: 10.15372/GiG2021156

над биогенным и хемогенным. Подобно почвам, озерные осадки наследуют минеральный и химический состав источников сноса.

Петромагнитные и геохимические характеристики являются важными компонентами исследований озерного осадконакопления и используются при палеогеографических реконструкциях. Однако в зависимости от условий седиментации и типа озер, они по-разному реагируют на климатические изменения. Например, осадки теплых климатических стадий оз. Байкал характеризуются низкими значениями магнитной восприимчивости (МВ), обусловленными разбавлением этого параметра биогенным кремнеземом [Kravchinsky et al., 2003], что типично также для осадков многих голоценовых озер с высокими содержаниями органики или кремнезема. В таких озерах отложения с высокими магнитными параметрами маркируют этапы привноса детритового материала, например оз. Энгтери [Минюк и др., 2007], оз. Пернатое [Минюк и др., 2013]. Для озера Эльгыгытгын с низкой биологической продуктивностью осадкам теплых стадий свойственны высокие значения магнитной восприимчивости. Во многих случаях для таких озер низкие значения МВ объясняются растворением магнитных минералов в аноксидных условиях, обусловленных постоянным ледовым покровом в периоды холодного климата [Nowaczyk et al., 2002; Haltia, Nowaczyk, 2014].

В настоящей статье обсуждаются петромагнитные, геохимические и магнитоминералогические характеристики разнозернистых склоновых отложений вблизи оз. Гранд, их связь с данными по осадкам, сформированным в разные климатические стадии, с целью интерпретации условий озерного седиментогенеза.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Озеро Гранд входит в группу Эликчанских озер. Оно расположено в Северном Приохотье (51°53′ в.д., 60°44′ с.ш.) на водоразделе Арктического и Тихоокеанского бассейнов (рис. 1). Это самое большое из Эликчанских озер, длина его достигает 4 км, ширина до 1.3 км, глубина 22.5 м. В него впадает несколько мелких ручьев, берущих начало на прибрежных сопках, вытекает р. Маймаджа (Яма). Максимальные абсолютные отметки окружающих гор составляют 1285—1474 м. Они сложены меловыми вулканогенными и юрскими осадочными породами, преимущественно вулканомиктовыми песчаниками. Меловые породы преобладают и представлены риолитами и их туфами.

На склонах широко распространены горные примитивные почвы с присущими им характеристиками: малая мощность, щебнистость. Материал, как правило, слабо сортирован, не закреплен на склонах и активно переносится в процессе эрозии водными потоками в пониженные участки, водные бассейны, особенно в весенние сезоны при активном таянии снега.

Растительность вокруг озера представлена лиственничным лесом с подлеском из кедрового стланика, ольховника, кустарниковой березы. Климат субарктический, средняя годовая январская температура составляет –34 °С, июльская +13 °С, осадков выпадает в среднем 355 мм в год.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор проб и пробоподготовка. Со склонов сопок к северу и югу от озера из верхних частей делювия и коллювия отобраны валовые пробы объемом до 10 л (см. рис. 1). Отобранные пробы представляют собой продукты выветривания доминирующих в окрестностях озера риолитов и их туфов. Результаты исследования шести проб представлены в настоящей работе. Каждая проба 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), и осадок, выпавший через 20—60 мин (фракция 1 мкм). Размер частиц в тонких фракциях определен на приборе Qemscan (Австралия). Все фракции комплексно исследованы петрофизическими, геохимическими, минералогическими методами.

Методы исследований. Химический состав осадков изучен методом рентгенофлуоресцентного анализа. Основные породообразующие элементы определены на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer (Германия). Содержания элементов найдены способом фундаментальных параметров [Borkhodoev, 2002]. Редкие элементы определены на рентгенофлуоресцентном спектрометре VRA-30 (Германия). Содержания элементов найдены способом стандарта-фона с использованием некогерентно-рассеянной K_α-линии Rh-анода рентгеновской трубки [Borkhodoev, 1998]. Относительное количество органического материала оценено по величине потери при прокаливании (LOI) после прогрева проб до 500 °С (2 ч) [Heiri et al., 2001].

Кроме отдельных элементов, анализировались различные геохимические индексы и модули, в частности, индекс химического изменения CIA (Chemical Index of Alteration, $CIA = Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + + NaO + K_2O)\cdot 100$ [Nesbitt, Young, 1982]), плагиоклазовый индекс изменения PIA (Plagioclase Index of Alteration, $PIA = (Al_2O_3–K_2O)/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O–K_2O)\cdot 100$ [Fedo et al., 1995]), отношения Rb/Sr, SiO_2/TiO_2, SiO_2/Al_2O_3, Fe_2O_3/TiO_2.

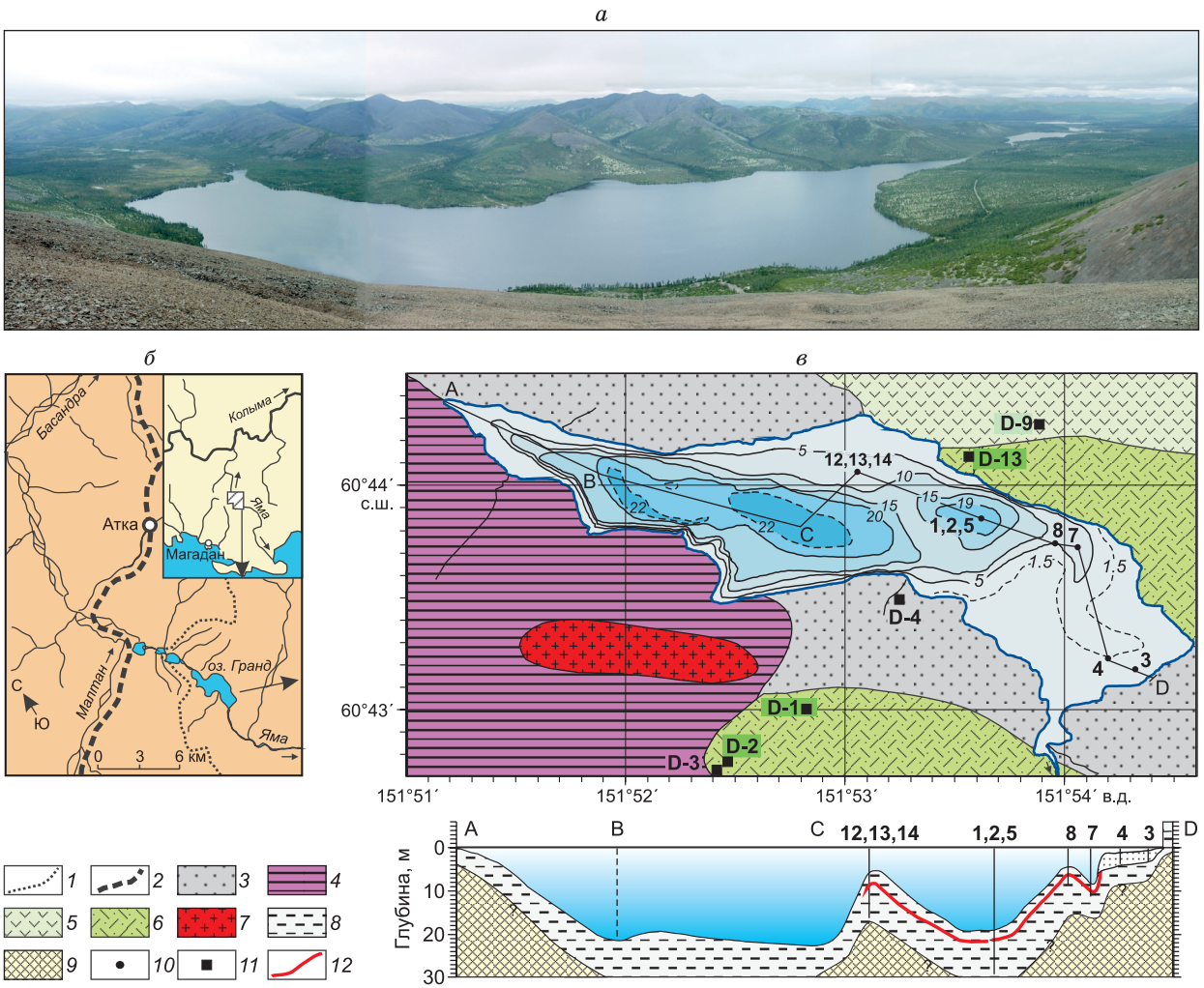

Рис. 1. Общий вид (*а*) и местоположение (*б*, *в*) оз. Гранд:

1 — водораздел Арктического и Тихоокеанского бассейнов; *2* — федеральная трасса; *3* — делювий; *4* — юрские осадочные породы; *5* — риолиты; *6* — туфы риолитов; *7* — гранодиориты; *8* — осадки озера; *9* — ложе озера; *10* — местоположение скважин; *11* — пробы делювия; *12* — прослой тефры.

Измерения магнитной восприимчивости (МВ) и исследование ее при высоких температурах проведены на многофункциональном каппаметре MFK1-FA с термоприставкой CS-3 (AGICO Ltd.). Точки Кюри (T_C) магнитных минералов определялись по пикам Гопкинсона и кривым 1/МВ(T) [Lattard et al., 2006; Petrovský, Kapička, 2006; Fabian et al., 2013]. Зависимость намагниченности насыщения (J_s) от температуры исследована на магнитных весах (Казанский госуниверситет) [Буров, Ясонов, 1979]. Кроме точек Кюри, определялись температуры фазовых переходов минералов.

Гистерезисные параметры, включая остаточную намагниченность насыщения (J_{rs}), намагниченность насыщения (J_s), индуктивную намагниченность (J_i), коэрцитивную силу (B_c), остаточную коэрцитивную силу (B_{cr}), измерены на автоматическом коэрцитивном спектрометре *J*-meter [Буров и др., 1986]. Максимальная индукция поля составляла 500 мТл. Парамагнитную компоненту ($МВ_п$) определяли по петлям гистерезиса, полученным на автоматическом коэрцитиметре *J*-meter. На кривых намагничивания выделяли участок линейной зависимости $J_i(B)$ в области B, близкой к 500 мТл, который использовался для коррекции. Отрезок линейной зависимости (если такой просматривался) выбирали индивидуально для каждого образца. Коррекция (вычитание) проводилась по специальной программе.

Отношения B_{cr}/B_c и J_{rs}/J_s выносили на диаграмму Дея—Данлопа и использовали для оценки доменного состояния магнитных частиц: многодоменного (MD), однодоменного (SD), суперпарамагнитного (SP), псевдооднодоменного (PSD) [Day et al., 1977; Dunlop, 2002].

Минералогические исследования выполнены на приборе Qemscan (Австралия), включающем растровый микроскоп EVO-50 с энергодисперсионной системой Quantax Espirit (Bruker). Исследовали

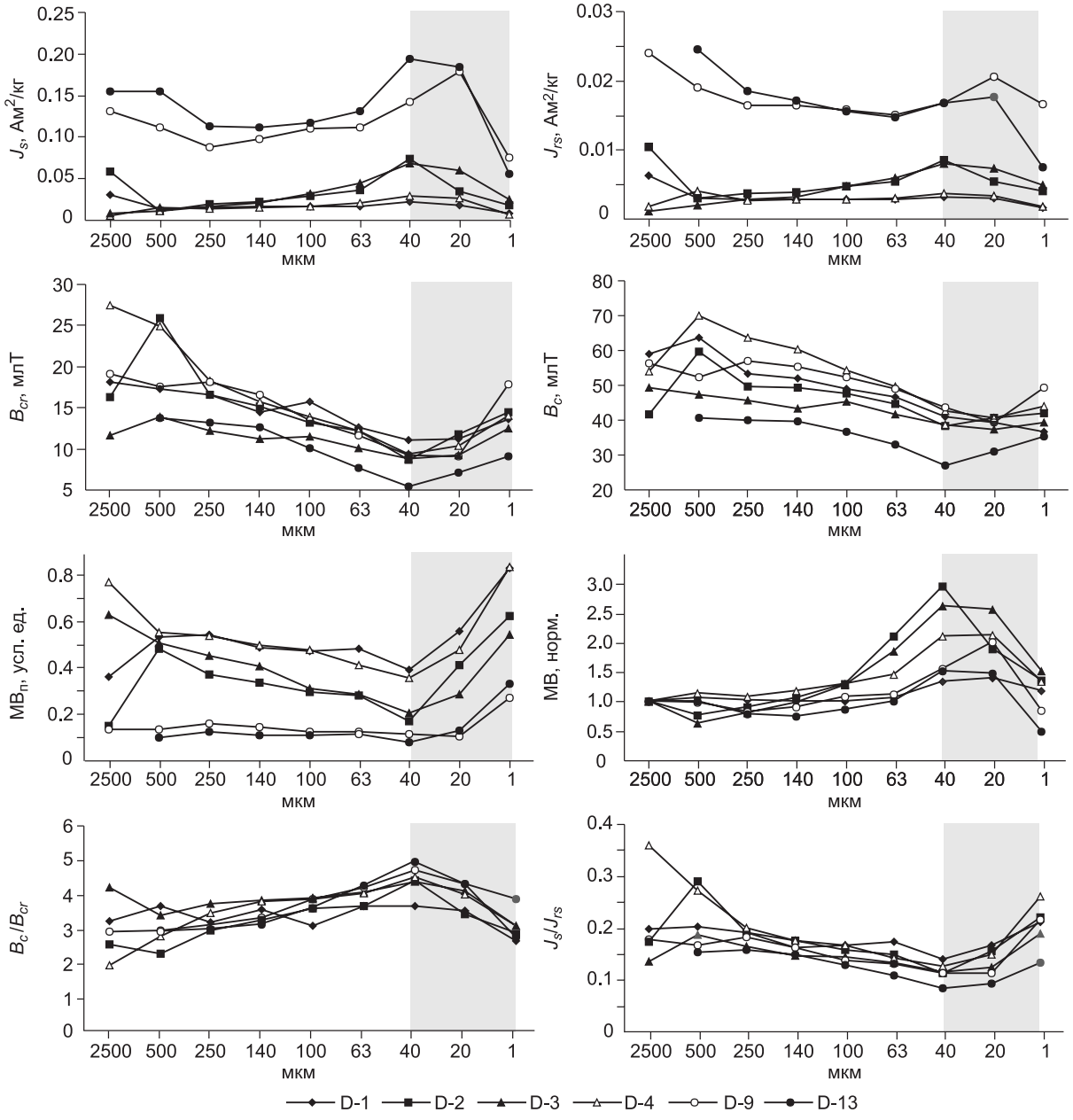

Рис. 2. Зависимость петромагнитных характеристик от гранулометрического состава фракций склоновых отложений.

Символами обозначены номера образцов.

полированные аншлифы и прозрачные слайды (smear slides), приготовленные из осадка и отсепарированных магнитных экстрактов различных гранулометрических фракций.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петромагнитные данные. Петромагнитные характеристики склоновых отложений зависят от гранулометрического состава (рис. 2; дополнительные материалы https://sibran.ru/journals/Supplementary_Minyuk.pdf). Наблюдается возрастание величин МВ, J_s, B_{cr}/B_c и, частично, J_{rs} от фракции 2500 до фракций 40—20 мкм. Для фракций 1 мкм характерно уменьшение указанных параметров. Увеличение значений J_s и J_{rs} во фракциях 40 и 20 мкм связано с обогащением этих фракций магнитными минералами. Величины B_c и B_{cr} направленно уменьшаются с уменьшением размера фракций вплоть до 40 мкм. Минимальные значения B_c, B_{cr} характерны для фракций с максимальными величинами МВ и J_s. Для фрак-

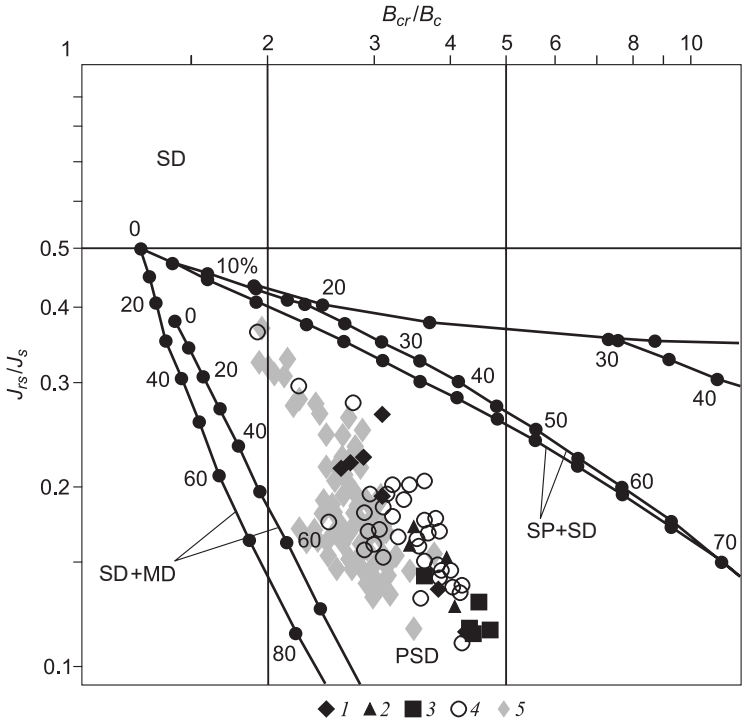

Рис. 3. Диаграмма Дея—Данлопа для гранулометрических фракций склоновых отложений и осадков озера.

SD, SP, PSD и MD — однодоменные, суперпарамагнитные, псевдооднодоменные и многодоменные частицы соответственно. Кривые SD + MD и SD + SP с процентным содержанием частиц представлены согласно работе [Dunlop, 2002]. *1*—*4* — размер фракций (мкм): *1* — 1, *2* — 20, *3* — 40, *4* — 63—2500; *5* — озерные осадки. Отношения J_{rs}/J_s и B_{cr}/B_c рассчитаны после коррекции на парамагнитную компоненту.

ций мельче 40 мкм отмечено увеличение B_c и B_{cr}, а также парамагнитной компоненты магнитной восприимчивости ($МВ_п$).

Судя по отношениям B_{cr}/B_c и J_{rs}/J_s, вынесенных на диаграмму Дея—Данлопа, изменяется также магнитная гранулометрия частиц (рис. 3). Образцы фракции 40 мкм группируются в нижней части диаграммы между кривыми SD + MD и SP + SD в области J_{rs}/J_s = = 0.08—0.14, что соответствует содержанию многодоменных и однодоменных частиц около 80 и 20 % соответственно. Кластер образцов фракции 1 мкм расположен выше на диаграмме в области J_{rs}/J_s = = 0.13—0.26, указывая на присутствие многодоменных, однодоменных (доминируют) и суперпарамагнитных частиц (см. рис. 3). Основная масса образцов из фракций 2500—63 мкм расположена между этими группами, что и следовало ожидать, так как в этих фракциях магнитные минералы не дезинтегрированны и представляют смесь всех размеров.

Термомагнитный анализ и магнитная минералогия. Кривые термомагнитного анализа, фиксирующие точки Кюри и фазовые превращения минералов, различны для проб из разных гранулометрических фракций и магнитного экстракта. На кривых J_s (T) и МВ (T) тонких фракций отчетливо наблюдается рост J_s и МВ при температурах 400—450 °С и спад вблизи температуры Кюри магнетита (рис. 4, *б*, *г*, *д*). Этот рост объясняется влиянием органики на восстановление магнитных минералов, таких как гематит, гидроксиды железа [Hanesch et al., 2006; Минюк и др., 2011]. При этих температурах происходит разложение пирита и сидерита с образованием сильномагниевых фаз [Буров, Ясонов, 1979], однако этих минералов в склоновых отложениях не обнаружено. После прогрева за счет новообразованного магнетита магнитная восприимчивость и намагниченность насыщения значительно превышают первоначальные величины.

Кривые нагрева тонких фракций фиксируют незначительный рост МВ около 240–250 °С (см. рис. 4, *д*). Этот рост связывается с присутствием лепидокрокита (ɣ-FeOOH), который трансформируется в маггемит-гематит [Gehring, Hofmeister, 1994; Gendler et al., 2005; Hanesch et al., 2006].

Качественный состав отсепарированных магнитных фракций практически однотипный. Главными минералами являются магнетиты и титаномагнетиты с точками Кюри 578—590 и 514—521 °С соответственно. На кривых МВ (T) основной спад восприимчивости происходит вблизи температуры Кюри магнетита, титаномагнетиты выражены неотчетливо (см. рис. 4, *в*, *е*).

Согласно данным энергодисперсионной спектроскопии, содержание титана в титаномагнетитах варьирует в пределах 0—18.9 % (среднее 7.3 %). В отдельных зернах экстракта, видимо ильменитах, концентрация титана достигает 31.9 %. Наиболее распространенными примесями являются: Al = 0.29—10.89 % (среднее 2.70 %), Si = 0.12—9.8 % (среднее 1.8 %), Mn = 0—3.6 % (среднее 1.1 %). В некоторых зернах экстракта обнаружены хром (0.53—15.20 %), цинк (0—4.8 %) и магний.

Как правило, магнитные минералы подвержены низкотемпературному окислению (маггемитизации), результат которого выражен в виде следов растрескивания на зернах, что видно на микрофотографиях (рис. 5). Трещины и каверны характерны для зерен всех фракций.

На кривых нагрева МВ (T) некоторых образцов отмечаются перегибы в области температур 400—450 °С, которые связываются с катиондефицитным магнетитом (маггемитом) (см. рис. 4, *в*). Этот минерал неустойчив к нагреву, в процессе которого переходит в гематит. Температура маггемит-гематитового

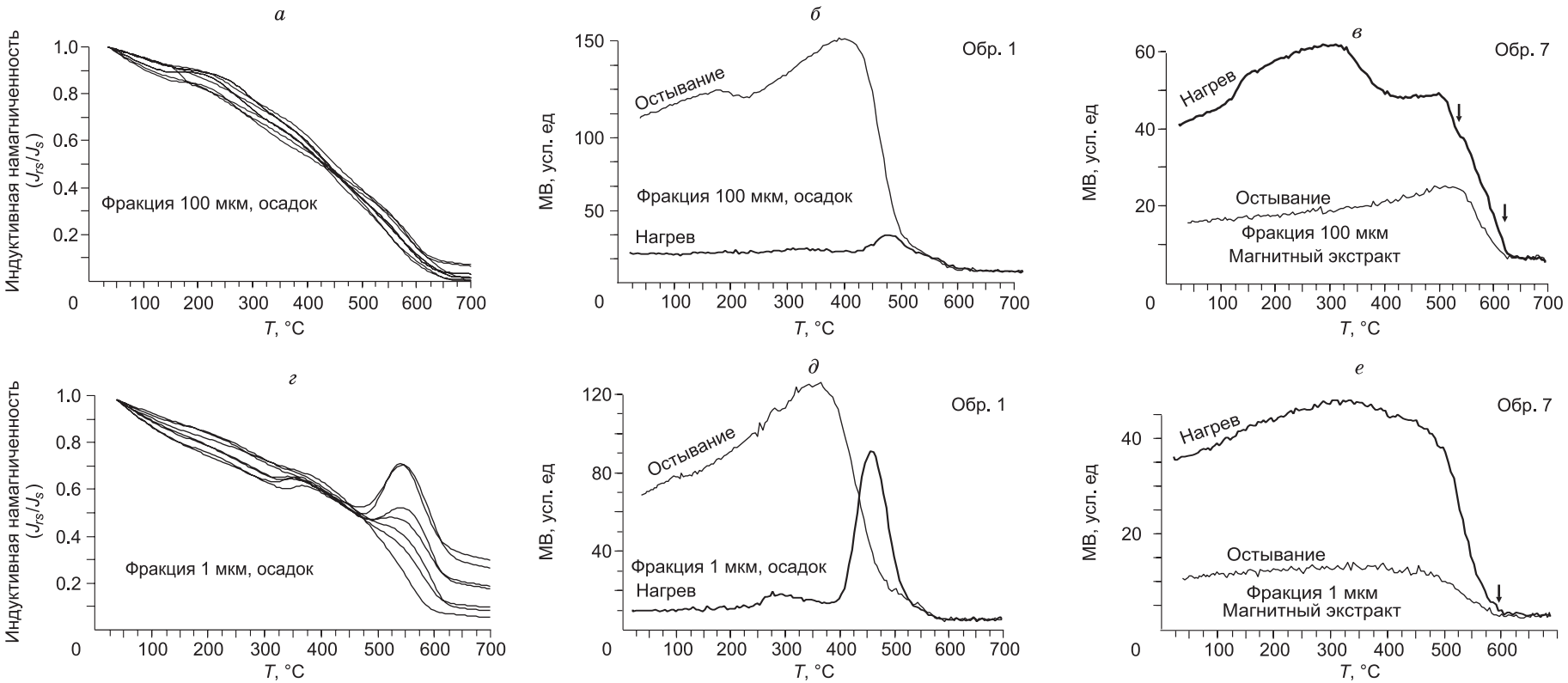

Рис. 4. Результаты термомагнитного анализа:

а, *г* — кривые зависимости индуктивной намагниченности от температуры (1-й нагрев); *б*, *д* — кривые зависимости магнитной восприимчивости от температуры гранулометрических фракций 100 и 1 мкм; *в*, *г* — кривые зависимости магнитной восприимчивости от температуры магнитного экстракта.

перехода отмечается в широком диапазоне — от 250 до 900 °С и зависит от примесей, размера и формы зерен, степени окисления, генезиса и скорости нагрева [Dunlop, Özdemir, 1997; De Boer, Dekkers, 2001].

После нагрева магнитная восприимчивость образцов уменьшается, так как МВ гематита в сотни раз ниже магнитной восприимчивости маггемита [Peters, Dekkers, 2003], при этом на графиках термомагнитного анализа кривые остывания лежат ниже кривых нагрева (см. рис. 4, *в*, *е*).

Минералогическая характеристика. Исследование полированных препаратов (обр. 2, 7) на приборе Qemscan методом минерального сканирования позволило определить состав и количество главных минералов и оценить их отличие во фракциях разной размерности. Основными минералами, содержание которых превышает 1 %, являются кварц, калиевый полевой шпат, мусковит, альбит, биотит, лимонит (табл. 1). Для некоторых минералов наблюдается закономерное количественное изменение с уменьшением размера фракций. В тонких фракциях по сравнению с грубыми, уменьшено содержание кварца, К-полевого шпата, альбита, лимонита и повышены концентрации мусковита/серицита, каолинита.

Эти данные согласуются с материалами исследований разных фракций моренных

Таблица 1. **Минеральный состав (мас. %) фракций обр. 2**

Минерал	Средний размер зерен, мкм		
	254.02	52.56	21.18
Кварц	36.15	34.55	29.88
К-полевой шпат	20.46	20.02	11.65
Мусковит/серицит	16.84	16.85	23.65
Альбит	12.32	15.51	8.57
Биотит	9.50	5.30	12.83
Лимонит	1.95	1.65	1.29
Каолинит	0.60	0.87	4.50
Хлорит	0.56	0.55	0.63
Рутил/анатаз	0.46	0.57	0.67
Пироксен	0.22	0.23	0.20
Плагиоклаз	0.11	2.14	1.51
Амфибол	0.08	0.46	1.98
Турмалин	0.08	0.11	0.17
Гетит	0.06	0.06	0.03
Шпинель	0.04	0.15	0.08
Эпидот	0.01	0.10	0.13
Циркон	0.01	0.01	0.04
Магнетит	0.01	0.01	0.00
Кальцит	0.00	0.03	0.06
Ильменит	0.00	0.03	0.02
Гематит	0.00	0.01	0.00
Другие	0.53	0.78	2.11

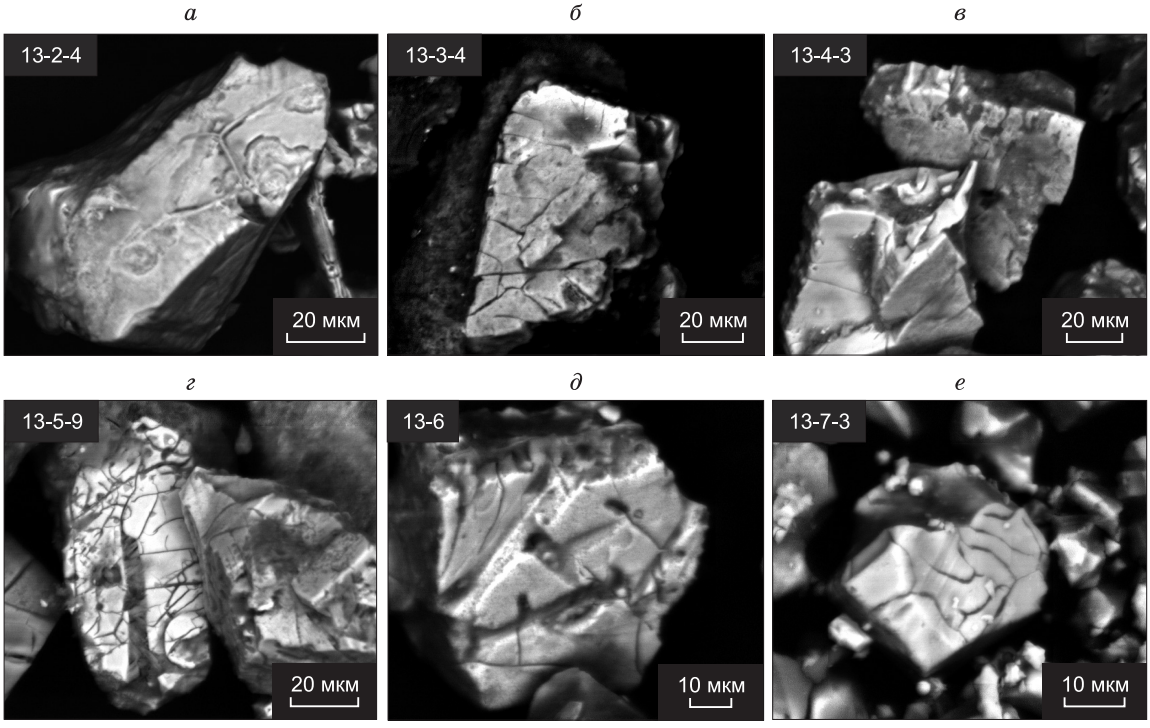

Рис. 5. Изображения магнитных зерен в обратнорассеянных электронах из различных фракций склоновых отложений:

Размер фракций (мкм): *а* — 250; *б* — 140; *в* — 100; *г* — 63; *д* — 40; *е* — 20.

и флювиогляциальных отложений Альп, образованных ледниками в результате эродирования гранитоидных пород. От грубых к тонким фракциям уменьшаются содержания кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и увеличиваются концентрации слоистых силикатов [Von Eynatten et al., 2012].

Геохимические данные. Геохимические характеристики склоновых отложений также зависят от гранулометрии (рис. 6; и дополнительные материалы). Химический состав фракции > 2500 мкм близок к составу коренных пород. Содержание SiO_2 в этих фракциях варьирует в пределах 73.0—78.9 % (среднее 75.9 %). Оксиды Na_2O и K_2O находятся приблизительно в равных количествах. В сумме эти оксиды составляют в среднем 6.85 %. На классификационных диаграммах (TAS) данные попадают в риолитовую область нормально щелочных пород.

Исследованные образцы представляют продукты физического и химического выветривания риолитов и их туфов. Известно, что в процессе химического выветривания пород происходит вынос под-

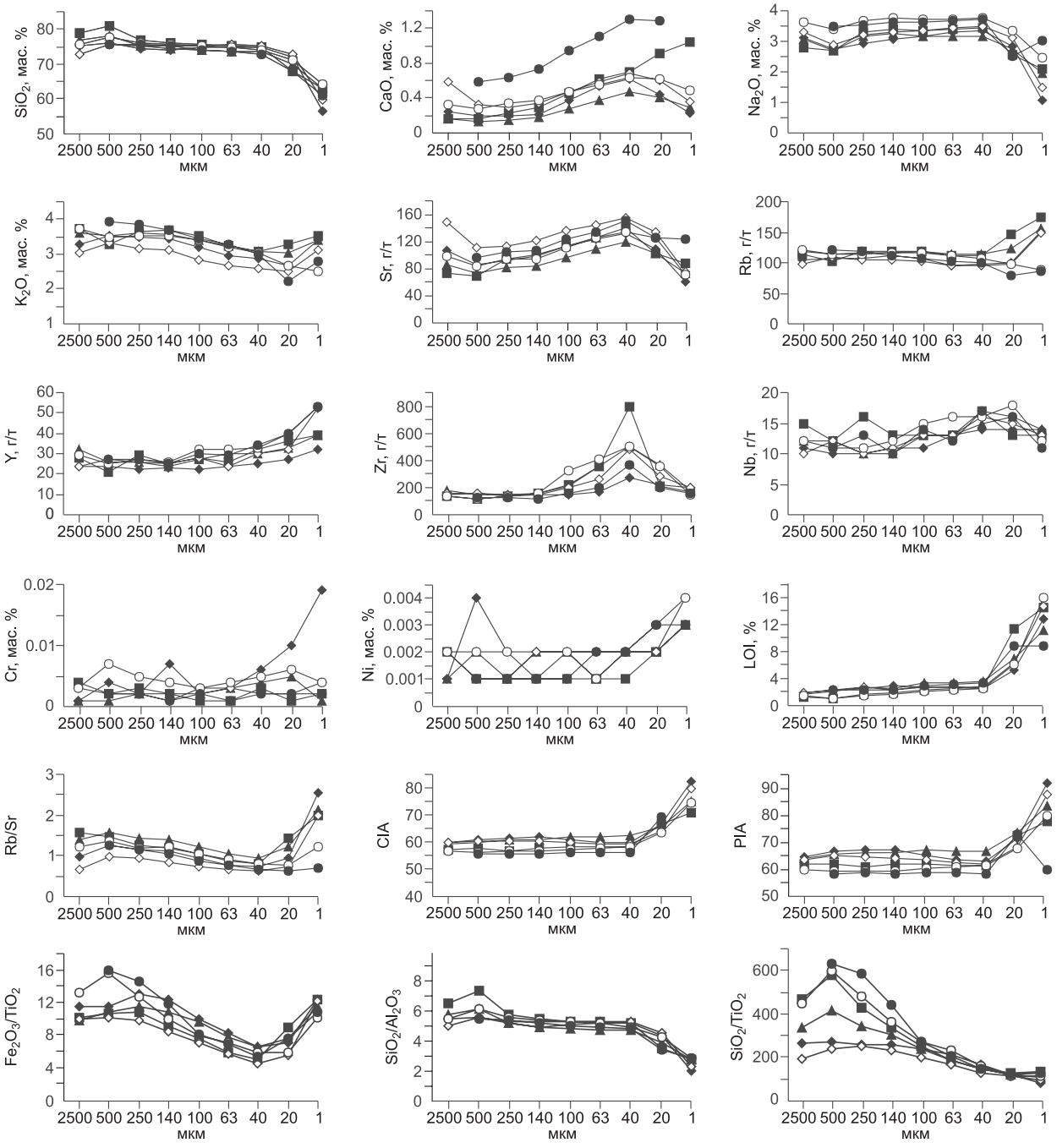

Рис. 6. Зависимость геохимических характеристик от размера фракций склоновых отложений.

Символами обозначены образцы (см. рис. 2).

Таблица 2. **Коэффициенты корреляции Пирсона (*r*) для редких элементов и породообразующих оксидов из склоновых осадков**

Компонент	TiO_2	Fe_2O_3	MgO	Al_2O_3	SiO_2	Na_2O	K_2O	CaO	Rb	Sr	Zr	Nb	Y	Cr	Ni	Rb/Sr	CIA	LOI	PIA	MB
TiO_2																				
Fe_2O_3	0.74																			
MgO	0.79	0.91																		
Al_2O_3	0.72	0.95	0.85																	
SiO_2	–0.72	–0.95	–0.89	–0.99																
Na_2O	–0.48	–0.85	–0.68	–0.77	0.73															
K_2O	–0.75	–0.31	–0.49	–0.29	0.30	0.09														
CaO	0.28	0.19	0.40	0.30	–0.41	0.07	–0.35													
Rb	0.05	0.43	0.21	0.45	–0.41	–0.50	0.54	–0.26												
Sr	0.29	–0.27	0.06	–0.26	0.18	0.58	–0.55	0.39	–0.54											
Zr	0.48	–0.03	0.03	0	–0.01	0.20	–0.39	0.09	–0.09	0.53										
Nb	0.53	0.07	0.09	0.16	–0.13	0.03	–0.41	0.10	–0.01	0.36	0.69									
Y	0.60	0.64	0.60	0.76	–0.77	–0.40	–0.40	0.54	0.14	–0.07	0.16	0.34								
Cr	0.34	0.45	0.35	0.40	–0.37	–0.40	–0.10	–0.15	0.16	–0.23	0.07	0.19	0.04							
Ni	0.57	0.72	0.65	0.69	–0.68	–0.6	–0.38	0.20	0.10	–0.21	–0.07	0.08	0.54	0.43						
Rb/Sr	–0.03	0.50	0.21	0.50	–0.43	–0.7	0.52	–0.34	0.83	–0.87	–0.34	–0.17	0.17	0.34	0.3					
CIA	0.70	0.94	0.78	0.90	–0.84	–0.9	–0.31	–0.08	0.46	–0.40	–0.03	0.12	0.56	0.44	0.68	0.59				
LOI	0.70	0.90	0.79	0.95	–0.92	–0.8	–0.34	0.27	0.43	–0.28	–0.03	0.16	0.80	0.25	0.68	0.47	0.88			
PIA	0.57	0.69	0.64	0.64	–0.63	–0.6	–0.35	0.09	0.22	–0.22	0.02	0.12	0.45	0.30	0.55	0.33	0.70	0.61		
MB	0.63	0.15	0.17	0.14	–0.13	0	–0.43	–0.03	0.08	0.42	0.82	0.62	0.15	0.06	0.03	–0.20	0.20	0.17	0.13	
MB_n	0.72	0.93	0.85	0.94	–0.94	–0.7	–0.33	0.29	0.40	–0.21	0	0.15	0.72	0.44	0.69	0.43	0.85	0.89	0.57	0.18

вижных элементов и обогащение немобильными. С уменьшением размера фракций постепенно увеличиваются концентрации Al_2O_3, TiO_2, MgO, Fe_2O_3, Y и уменьшаются содержания SiO_2, Na_2O (см. рис. 6) [Минюк, Борходоев, 2016]. Коэффициенты корреляции (*r*) между Al_2O_3, TiO_2, MgO, Fe_2O_3, Y высокие (табл. 2).

Содержание кремнезема в алевритоглинистых фракциях размером 1—20 мкм на 10—20 % меньше, чем в грубых фракциях, в то время как Al_2O_3, TiO_2, MgO, Fe_2O_3 больше на 152, 268, 288 и 215 % соответственно. SiO_2 позитивно коррелирует лишь с Na_2O ($r = 0.73$) и K_2O ($r = 0.30$).

Содержания стронция и циркония возрастают от фракции 2500 мкм до фракции 40 мкм и уменьшаются в тонких фракциях. Коэффициент корреляции между этими элементами составляет 0.53.

Кальций в некоторых образцах показывает такую же закономерность. Наибольшая корреляция этого элемента наблюдается с иттрием ($r = 0.53$), магнием ($r = 0.40$), стронцием ($r = 0.39$).

Концентрации ниобия и хрома изменяются во фракциях незначительно, никелем обогащена фракция 1 мкм. Хром позитивно коррелирует с железом ($r = 0.45$), никелем ($r = 0.42$), алюминием ($r = 0.40$), титаном и магнием ($r = 0.34$). Максимальные коэффициенты корреляции никеля наблюдаются с железом ($r = 0.72$) и алюминием ($r = 0.69$).

Rb и K_2O показывают спад содержаний до фракции 40 мкм и рост во фракциях 20 и 1 мкм. В распределении марганца и фосфора закономерностей не установлено. Содержание этих оксидов составляет в среднем 0.05 и 0.23 %.

Потери при прокаливании. Потери при прокаливании (LOI) (до 550 °C) являются индикатором органического вещества в осадках, хотя при этих температурах происходит также потеря воды гидроксидами и глинистыми минералами, а также летучих компонентов солей [Heiri et al., 2001]. В самых грубых фракциях LOI составляет в среднем 1.6 %. Эти потери обусловлены минеральными изменениями в процессе нагрева проб. Резкий рост LOI наблюдается для алевритистой и глинистой фракций, превышая первоначальные величины в среднем в 4.6 и 8.1 раза соответственно (см. рис. 6). Этот рост обусловлен органической и минеральной компонентами проб. Наблюдаются значимая позитивная корреляция LOI с Al_2O_3 ($r = 0.95$), Fe_2O_3 ($r = 0.90$), Y ($r = 0.80$), MgO ($r = 0.79$), TiO_2 ($r = 0.70$) (см. табл. 2). С этими компонентами значимо позитивно коррелирует парамагнитная восприимчивость, для которой также отмечен рост с уменьшением размера фракций. Магнитная восприимчивость, в свою очередь, более значимо коррелирует с цирконием ($r = 0.82$), титаном ($r = 0.63$), ниобием ($r = 0.62$), стронцием ($r = 0.42$) и кальцием.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интерпретация петромагнитных характеристик. Магнитные параметры осадков зависят от размера гранулометрических фракций. Анализ данных предполагает, что во фракциях 2500—63 мкм магнитные минералы находятся в основном в виде включений в зернах породы. В процессе выветривания и дезинтеграции породы немагнитные минералы, представляющие основную массу породы, разрушаются, приближаясь к размеру магнитных частиц. Этот процесс фиксируется постепенным ростом магнитной восприимчивости, J_s и J_{rs} от крупных к более мелким фракциям и отражает концентрацию магнитных минералов. Во фракциях 40, 20 и 1 мкм магнитные минералы уже находятся преимущественно в отдельных зернах, а магнитные свойства фракций определяются не только количеством магнитных минералов, но и их размером. Магнитная восприимчивость, J_s и J_{rs} уменьшаются во фракциях от 40 до 1 мкм. Так как эти фракции доминируют в озерных осадках и почвах, полученные данные имеют важное значение для интерпретации условий седиментогенеза. Характерная особенность этих фракций — увеличение парамагнитной восприимчивости. Одним из железосодержащих минералов тонких фракций является лепидокрокит, отчетливо диагностируемый на термомагнитных кривых. Этот минерал обилен в глинистых фракциях почв арктических районов Якутии [Alekseev et al., 2003]. Новообразований сильномагнитных ферримагнитных минералов не происходит. Они отмечаются в почвах более южных широт, например Восточно-Европейской равнины [Алексеев и др., 2020] или Китая [Liu et al., 2007]. Вследствие этого почвенные горизонты в этих районах более магнитные по сравнению с лессами. В лессово-почвенных разрезах северных районов (Сибирь, Аляска) наблюдается обратная закономерность [Begét et al., 1990; Chlachula, 2003; Zhu et al., 2003].

Интерпретация геохимических и минералогических данных. Химический состав гранулометрических фракций делювия и коллювия контролировался физическим и химическим выветриванием. Породообразующие минералы по-разному изменяются в процессе выветривания. Например, из минеральных компонентов гранитов наиболее подвержены выветриванию плагиоклазы, затем щелочные полевые шпаты, наиболее стойким является кварц [Nesbitt et al., 1996]. Полученные данные по обр. 2 показывают, что содержание K-полевого шпата и кварца во фракции 20 мкм на 45 и 19 % меньше, чем во фракции 250 мкм. В то же время в тонких фракциях происходит обогащение серицитом, мусковитом, каолинитом.

Индексы химического изменения и выветривания пород, использующие отношения немобильных элементов к мобильным, выше для тонких фракций. Значение CIA фракции 2500 мкм составляют 56.68—59.95 (среднее 58.60). Резкое увеличение индекса наблюдается для фракций 20 и 1 мкм. В самой тонкой фракции индекс CIA изменяется в пределах 70.84—82.47 (среднее 76.58). Изменение индекса PIA имеет подобные черты. В грубых фракциях он составляет в среднем 62.14, для фракции 1 мкм — 79.79. Величины модуля Rb/Sr максимальные в отложениях фракции 1 мкм.

Тренд выветривания оценен по диаграммам A—CN—K [Al_2O_3—(CaO + Na_2O)—K_2O] и AK—C—N [(Al_2O_3—K_2O)—CaO—Na_2O)], в которых оксиды приводятся в молярных пропорциях [Nesbitt, Young, 1984; Fedo et al., 1995; Nesbitt et al., 1996]. Индекс CIA для неизмененных гранитов и гранодиоритов составляет 45—55 [Nesbitt, Young, 1982]. Эти породы будут локализованы в нижней части A—CN—K диаграммы. Вершину треугольника занимают хлорит, каолинит, гиббсит, промежуточное положение — смектит и

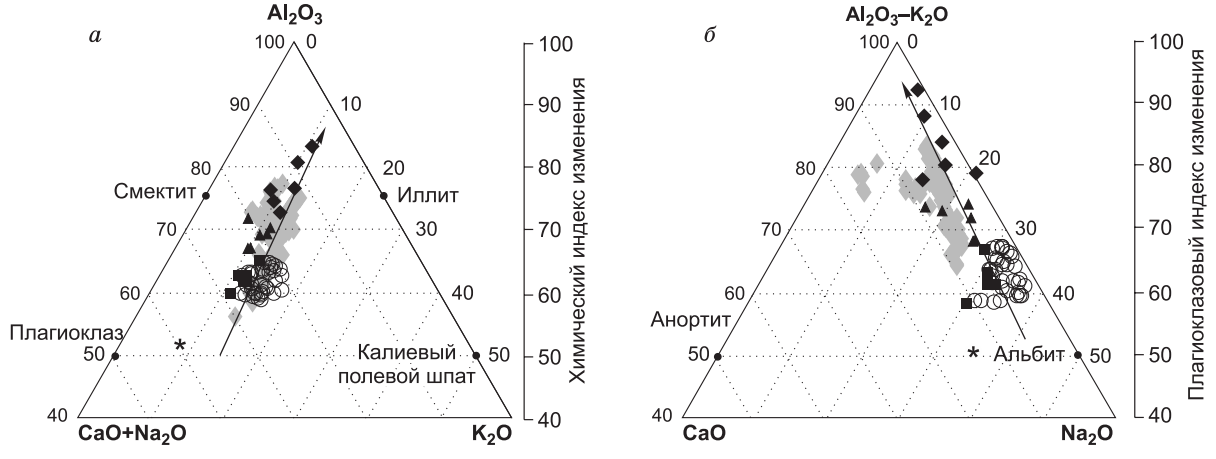

Рис. 7. Диаграммы A—CN—K (*а*) и AK—C—N (*б*), показывающие тренд выветривания склоновых отложений.

Звездочкой обозначена тефра. Остальные обозн. см. на рис. 3.

иллит. Неизмененные породы имеют индекс PIA около 50, хлорита, каолинита и гиббсита — 100 [Fedo et al., 1995]. Судя по значениям CIA и PIA, даже грубые фракции изученных отложений химически изменены.

Для исследованных отложений линия тренда выветривания на диаграмме A—CN—K субпараллельна стороне треугольника ($CaO + Na_2O$)—Al_2O_3 (рис. 7, *а*), указывая на преимущественную потерю CaO и Na_2O по сравнению с калием. Линия тренда выветривания на AK—C—N диаграмме субпараллельна оси (Al_2O_3—K_2O)—Na_2O. Это означает, что вынос натрия доминирует над кальцием (см. рис. 7, *б*). Как и следовало ожидать, осадки тонких фракций, наиболее сильно измененные, расположены в верхней части диаграмм. Озерные осадки находятся на линии тренда выветривания в области распространения образцов гранулометрических фракций 20 и 1 мкм склоновых отложений.

Содержания никеля повышены в тонких фракциях. Предполагается, что никель сорбировался органикой [Sharma et al., 2004] и глинистыми минералами [Das, Haake, 2003; Pistolato et al., 2006].

Значение данных для интерпретации озерного накопления. В современных озерных бассейнах основными типами седиментации являются терригенное, биогенное и хемогенное накопления. В озерах северо-востока России терригенное накопление доминирует. Многие горные озера расположены в меловом Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, породы которого и продукты их выветривания являются главными источниками кластического материала. Для древних озер, например Эльгыгытгын (Чукотка), Гранд (Приохотье), наблюдается четкая зависимость литологических характеристик осадков от климатических условий осадконакопления. Озера содержат непрерывную летопись изменения природной среды, охватывающую от нескольких (оз. Гранд) до десятков (оз. Эльгыгытгын) климатических стадий [Ложкин и др., 2010; Melles et al., 2012; Brigham-Grette et al., 2013]. Осадки теплых стадий неслоистые, более грубозернистые. Они обогащены мобильными K_2O, Na_2O, CaO, SiO_2, Sr. Тонкослоистые осадки холодных стадий содержат повышенные содержания TiO_2, MgO, Al_2O_3, Fe_2O_3, они менее магнитные и более химически изменены [Минюк и др., 2012; Minyuk et al., 2014; Минюк, Борходоев, 2016].

Исследованные склоновые отложения являются типичным материалом, поступающим в оз. Гранд. В разрезе скв. 13, пробуренной в северной части озера, установлены 4 слоя, формирование которых относится к морским изотопным стадиям (МИС) 1—4 [Ложкин и др., 2010; Минюк и др., 2012; Минюк, Борходоев, 2016] (см. рис. 1, 8). Отложения слоя 1, сопоставляемые с МИС 1, представлены органогенными алевритами с высокими содержаниями биогенного кремнезема и органики. Детритовый материал в слое имеет подчиненное значение, поэтому данные по этому слою рассматриваться не будут. При формировании слоев 2—4, соотносимых к МИС 2—МИС 4, доминировало терригенное накопление.

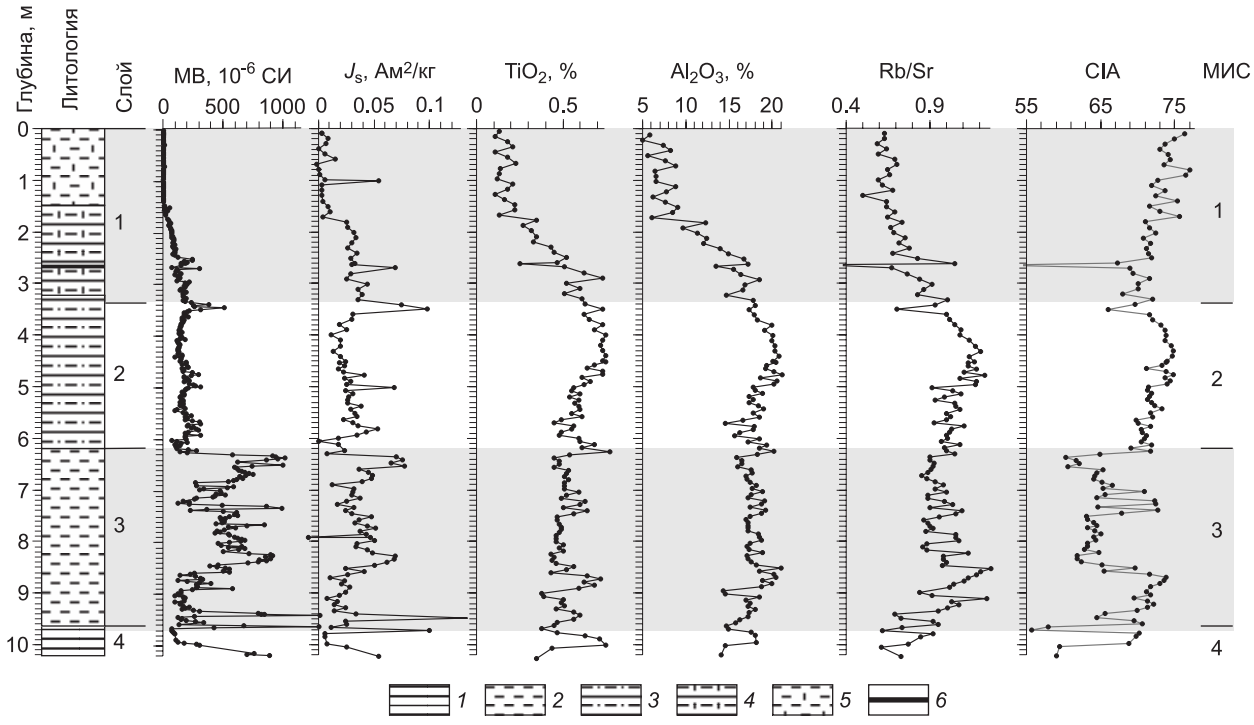

Рис. 8. Отдельные петрофизические и геохимические параметры осадков скв. 13 оз. Гранд.

1 — глина, *2* — неслоистый алеврит, *3* — слоистый алеврит, *4* — слоистый органогенный алеврит, *5* — неслоистый органогенный алеврит, *6* — тефра.

Таблица 3. **Петромагнитные и отдельные геохимические характеристики осадков оз. Гранд (скв. 13)**

Характеристика	Слой		
	2	3	4
МВ, 10^{-6} СИ	57.2—500.5 (183)	87.1—1300 (478)	58.5—89.7 (76.3)
J_s, Ам^2/кг	0.0027—0.095 (0.026)	0.0048—0.13 (0.036)	0.0026—0.0048 (0.003)
J_{rs}	0.0008—0.014 (0.0048)	0.0012—0.015 (0.053)	0.00057—0.0009 (0.0007)
B_c, мТл	11.7—20.02 (15.6)	9.6—18.1 (12.50)	8.9—15.6 (11.4)
B_{cr}	36.9—51.6 (43.9)	31.5—46.1 (37.30)	43.8—48.4 (45.8)
LOI, %	5.38—11.63 (8.92)	2.26—13.8 (6.63)	8.2—9.38 (8.97)
SiO_2, мас. %	59.91—73.37 (65.99)	62.84—74.71 (68.68)	68.2—69.86 (68.87)
TiO_2	0.45—0.77 (0.63)	0.38—0.72 (0.51)	0.63—0.75 (0.70)
MgO	0.86—1.59 (1.23)	0.29—1.54 (0.87)	1.21—1.40 (1.32)
Al_2O_3	14.63—21.12 (18.65)	14.37—21.02 (17.60)	17.61—18.19 (17.90)
Fe_2O_3	4.70—17.27 (7.58)	2,21—11.9 (5.41)	4.92—5.29 (5.15)
CIA	64.89—74.87 (71.99)	55.73—73.85 (66.29)	68.76—70.16 (69.59)
PIA	71.06—84.00 (79.78)	57.94—82.29 (72.51)	75.20—77.52 (76.41)
Rb/Sr	0.71—1.23 (1.05)	0.62—1.27 (0.96)	0.78—0.92 (0.85)
SiO_2/Al_2O_3	3.03—4.69 (3.56)	2.99—5.09 (3.94)	3.75—3.96 (3.83)
SiO_2/TiO_2	83.40—152.85 (107.02)	90.35—196.60 (137.64)	90.93—110.89 (99.46)
Fe_2O_3/ TiO_2	5.21—38.38 (11.47)	5.21—30.35 (10.77)	6.99—7.81 (7.42)

Примечание. В скобках приведены средние значения.

Отсутствие крупных рек, способных принести материал с удаленных областей, а также отсутствие эоловых отложений вблизи озера свидетельствуют, что источником сноса являются окружающие озеро породы и продукты их выветривания.

Предполагается, что климатические условия контролировали привнос детритового материала в озеро. Суровый холодный климат МИС 2 и МИС 4 не способствовал активной водной эрозии на склонах. Лед на озере сохранялся длительное время и препятствовал перемешиванию воды и поступлению грубого материала в центральные части бассейна. Среди осадков доминировал тонкий материал. Содержание в осадках слоев 2 и 4 частиц размером более 40 мкм составляет 0.06—0.20 %, в то время как для слоя 3 этот показатель достигает 2 %. Отметим, что в основании слоя 4 (забой скважины) осадки включают песок и гравий, магнитные и геохимические данные которых отличаются от таковых алевритов и не использованы при характеристике слоя 4 (МИС 4).

Основными ферримагнитными минералами в озерных и склоновых осадках являются малотитанистые титаномагнетиты и магнетиты. Как правило, эти минералы подвержены низкотемпературному окислению (маггемитизации), результат которого выражен в виде трещин растрескивания на зернах [Минюк и др., 2012]. Такую же текстуру имеют магнитные зерна склоновых отложений независимо от размера фракций (см. рис. 5). Низкотемпературное окисление происходило на разных стадиях формирования осадков, включая эрозию, выветривание, транспортировку и осаждение материала.

В целом более тонкие озерные осадки холодных стадий характеризуются низкими величинами МВ, J_s, J_{rs}, указывая на меньшие концентрации магнитных минералов (табл. 3). Эти данные согласуются с петрофизическими материалами тонких фракций (1–40 мкм) склоновых отложений (см. рис. 2). Осадки холодных стадий химически более изменены, о чем свидетельствуют повышенные значения индексов CIA, PIA, Rb/Sr. Обогащение осадков холодного климата немобильными TiO_2, MgO, Al_2O_3, Fe_2O_3, повышенные значения LOI и парамагнитной восприимчивости согласуются с распределением этих параметров в гранулометрических фракциях склоновых осадков. Таким образом, проведенные исследования показали, что уже на склонах тонкий материал обладал характерными геохимическими, минералогическими и петрофизическими свойствами. Данные по источникам сноса являются критическими при интерпретации озерного седиментогенеза, установления условий седиментации, генезиса осадков, постседиментационных преобразований [Минюк и др., 2020].

Значение данных для оценки биогенного накопления кремнезема. Кремнезем в озерных осадках имеет биогенное и терригенное происхождение. Для оценки относительного содержания биогенного кремнезема часто используется отношение SiO_2/TiO_2. Основными поставщиками биогенного кремнезема (или опала) являются диатомовые водоросли, губки, использующие кремний в скелетах. Считается, чем выше отношение SiO_2/TiO_2, тем больше биогенного кремнезема [Tanaka et al., 2007;

Brunschön et al., 2010; Adamson et al., 2019]. Однако как показатель биогенного накопления отношение SiO_2/TiO_2 будет справедливо, если озерные осадки представлены гранулометрически одинаковыми разностями. Для склоновых отложений это отношение выше в грубых осадках и минимально в алевритоглинистых разностях (см. рис. 6). Поэтому независимо от интенсивности биогенного накопления, для грубозернистых озерных осадков этот параметр будет выше, чем для тонкозернистых. Этот вывод можно проследить по осадкам оз. Щучье в Якутии (63°21.1′ с.ш., 140°59.4′ в.д.) [Burnatny et al., 2019; Минюк и др., 2020]. В осадочном разрезе озера среди доминирующих алевритов отмечен ряд песчаных прослоев, которые выделяются по повышенным концентрациям SiO_2 и высоким значениям отношения SiO_2/TiO_2. В этих прослоях доминирует грубозернистый детритовый кварц, ископаемые диатомеи не найдены. Поэтому при отсутствии биогенного накопления в озерном бассейне отношение SiO_2/TiO_2 будет являться гранулометрическим показателем. В осадках оз. Гранд это отношение составляет в среднем 137.64 для осадков МИС 3, 107.02 и 99.46 для осадков МИС 2 и МИС 4 соответственно.

Содержание биогенного кремнезема можно рассчитать по формуле: $SiO_{2\,(bio)} = SiO_{2\,(total)} - x\,Al_2O_3$, где $x = SiO_{2\,(d)}/Al_2O_{3\,(d)}$ детритового материала источника сноса [Leinen, 1977; Bertrand et al., 2008]. Следует иметь в виду, что отношение $SiO_{2(d)}/Al_2O_{3(d)}$ — величина также непостоянная и зависит от степени химического изменения материала и гранулометрического состава (см. рис. 6). Значения SiO_2/Al_2O_3 для фракции 2500 мкм склоновых отложений варьируют в пределах 5.03—6.51 (среднее 5.66), в то время как для фракции 1 мкм они составляют 2.07—2.88 (среднее 2.67). И в этом случае независимо от биопродуктивности бассейна в грубозернистых осадках этот параметр будет выше, чем в тонкозернистых.

Значение данных для определения генезиса железа. В озерных осадках для оценки вклада недетритового (хемогенного, биогенного) железа в общее часто используют отношение железа к титану. Титан является химически немобильным элементом. При детритовом поступлении железа в бассейн отношение изменяется незначительно [Reynolds et al., 2004; Brunschön et al., 2010]. Значения отношения ниже фоновых могут свидетельствовать о растворении железосодержащих минеральных фаз и выносе железа [Fey et al., 2009].

Данные по склоновым отложениям показывают, что с уменьшением размера гранулометрических фракций содержание этих элементов увеличивается, однако в процентном отношении осадок обогащается железом и титаном по-разному [Минюк, Борходоев, 2016]. Отношение Fe_2O_3/TiO_2 уменьшается от фракции 2500 мкм (среднее 10.9) до фракции 40 мкм (среднее 5.6), после чего опять увеличивается. Для фракции 1 мкм оно в среднем составляет 11.5 (см. рис. 6). В озерных осадках в основном доминируют алевритоглинистые разности (1—40 мкм). Склоновые отложения такого состава отличаются непостоянством отношения Fe_2O_3/TiO_2. Поэтому использование отношения для определения генезиса железа в озерах требует учета гранулометрического состава осадков, так как тонкозернистые осадки даже при отсутствии хемогенного (биогенного) железа будут иметь повышенные величины Fe_2O_3/TiO_2. Важное значение при этом имеет анализ связи железа с другими элементами и магнитными параметрами. Для склоновых отложений Fe_2O_3 значимо позитивно коррелирует с парамагнитной восприимчивостью (r = 0.93), а также с TiO_2, MgO, Al_2O_3 (см. табл. 2). Наблюдается слабая положительная корреляция железа с МВ (r = 0.15) и отсутствие корреляции железа с фосфором и марганцем. Основная масса железа в склоновых отложениях сконцентрирована в детритовых парамагнитных минералах. В осадках оз. Гранд Fe_2O_3 имеет хемогенное и детритовое происхождение и позитивно коррелирует с парамагнитными компонентами намагниченности, а также с P_2O_5 и MnO. Повышенные содержания этих оксидов связываются с наличием аутигенного вивианита. Этот минерал повсеместно присутствует в осадках, преимущественно в виде пылеватых скоплений голубого цвета, реже в виде твердых кристаллов и конкреций. Данные исследования энергодисперсионной спектроскопией свидетельствуют, что в составе кристаллов главными элементами являются фосфор, железо и примесь марганца [Минюк и др., 2012]. Величины Fe_2O_3/TiO_2 в осадках оз. Гранд непостоянны, составляя от 5.21 до 38.38, что на многих уровнях значительно превышает показатели склоновых отложений, указывая на хемогенный (биогенный) генезис железа. Озера с типичным накоплением детритового железа исследованы на Курильских островах. В осадках этих озер содержания Fe_2O_3 позитивно коррелируют с магнитной восприимчивостью, а Fe_2O_3/TiO_2 практически постоянно по разрезам [Минюк и др., 2013, 2020; Минюк, Борходоев, 2021].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты комплексного изучения склоновых отложений позволили установить закономерные изменения геохимических, петромагнитных, минералогических характеристик в процессе физического и химического выветривания кислых пород, широко распространенных на северо-востоке России. С уменьшением размерности гранулометрических фракций делювиально-коллювиальных отложений происходит обогащение немобильными (Al_2O_3, TiO_2, MgO, Fe_2O_3, Y, Rb) и обеднение подвижными (SiO_2, Na_2O, Sr) элементами и оксидами. В наиболее химически измененных осадках содержание

кремнезема остается высоким и составляет не менее 60 %. В тонких фракциях повышается содержание органического вещества, накапливается никель.

Распределение петрофизических характеристик в склоновых отложениях сложное. Величины магнитной восприимчивости, J_s и J_{rs} уменьшаются от фракций 40 до 1 мкм, в то время как значения B_c и B_{cr} возрастают. Характерной особенностью этих фракций являются высокие значения парамагнитной восприимчивости и наличие лепидокрокита. Гранулометрические фракции такой размерности доминируют в озерных осадках, причем наиболее тонкие разности характерны для осадков холодного климата МИС 2 и МИС 4. Они имеют низкие величины МВ, J_s и J_{rs}. Качественный состав ферримагнитных минералов одинаков для склоновых и озерных отложений.

Комплексные характеристики отложений оз. Гранд, сформированных в холодные и теплые периоды, согласуются с распределением этих параметров в различных фракциях делювия и коллювия, причем тонкий материал приобрел характерные геохимические, минералогические и петрофизические свойства уже на склонах.

Сравнение SiO_2/TiO_2, SiO_2/Al_2O_3, Fe_2O_3/TiO_2 склоновых и озерных отложений позволяет выделять интервалы биогенного накопления кремнезема и хемогенного (биогенного) накопления железа в водных бассейнах. При детритовом осадконакоплении SiO_2/TiO_2, SiO_2/Al_2O_3 могут служить относительными показателями гранулометрии.

Автор благодарит В.В. Акинина и В.Я. Борходоева за проведенные анализы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00477).

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев А.О., Митенко Г.В., Шарый П.А. Количественные оценки палеоэкологических изменений в позднем голоцене на юге Восточно-Европейской равнины на основе магнитных свойств почв // Почвоведение, 2020, № 12, с. 1425—1435.

Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань, Изд-во Казан. ун-та, 1979, 160 с.

Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ / Ред. В.П. Боронин. Казань, Изд-во Казан. ун-та, 1986, 167 с.

Ложкин А.В., Андерсон П.М., Браун Т.А., Важенина Л.Н., Матросова Т.В., Минюк П.С., Пахомов А.Ю., Соломаткина Т.Б. Новая летопись изменения климата и растительности Северного Приохотья в течение изотопных стадий 1—4 // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН, 2010, № 1, с. 63—70.

Минюк П.С., Борходоев В.Я. Геохимия осадков озера Гранд, Северо-Восток России // Геохимия, 2016, № 9, с. 841—851.

Минюк П.С., Борходоев В.Я. Реакция геохимических характеристик на изменения природной среды голоцена по данным донных отложений озера Малое, остров Итуруп // Геохимия, 2021, т. 66, № 4, с. 351—363.

Минюк П.С., Ложкин А.В., Андерсон П.М., Соломаткина Т.Б., Пахомов А.Ю., Борходоев В.Я. Комплексные исследования осадков озера Энгтери, Северо-Восток России // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН, 2007, № 4, с. 2—13.

Минюк П.С., Субботникова Т.В., Пляшкевич А.А. Термокаппаметрия гетита и гематита // Физика Земли, 2011, № 9, с. 18—30.

Минюк П.С., Ложкин А.В., Субботникова Т.В., Андерсон П.М. Петромагнетизм осадков озера Гранд, Северо-Восток России // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород (теория, практика, эксперимент). Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород» / Ред. В.П. Щербаков. СПб, СОЛО, 2012, с. 160—165.

Минюк П.С., Субботникова Т.В., Андерсон П.М., Ложкин А.В. Петромагнитные свойства осадков озера Пернатое (остров Парамушир, Курильская гряда) как показатели изменений условий осадконакопления // Физика Земли, 2013, № 1, с. 1—10.

Минюк П.С., Борходоев В.Я., Бурнатный С.С. Геохимические исследования озерного седиментогенеза на Дальнем Востоке // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН, 2020, № 1, с. 57—73.

Adamson K., Lane T., Carney M., Bishop T., Delaney C. High-resolution proglacial lake records of pre-Little Ice Age glacier advance, northeast Greenland // Boreas, 2019, v. 48, p. 535—550.

Alekseev A., Alekseeva T., Ostroumov V., Siegert C., Gradusov B. Mineral transformations in permafrost-affected soils, North Kolyma Lowland, Russia // Soil Sci. Soc. Am. J., 2003, v. 67, p. 596—605.

Begét J.E., Stone D.B., Hawkins D.B. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary // Geology, 1990, v. 18 (1), p. 40—43.

Bertrand S., Charlet F., Charlier B., Renson V., Fagel N. Climate variability of southern Chile since the Last Glacial Maximum: a continuous sedimentological record from Lago Puyehue (40°S) // J. Paleolimnol., 2008, v. 39, p. 179—195.

Borkhodoev V.Ya. X-ray fluorescence determination of rubidium, strontium, yttrium, zirconium and niobium in rocks // J. Trace Microprobe Tech., 1998, v. 16, p. 341—352.

Borkhodoev V.Ya. Accuracy of the fundamental parameter method for x-ray fluorescence analysis of rocks // X-Ray Spectrom., 2002, v. 31, p. 209—218.

Brigham-Grette J., Melles M., Minyuk P., Andreev A., Tarasov P., DeConto R., Koenig S., Nowaczyk N., Wennrich V., Rosen P., Haltia E., Cook T., Gebhardt C., Meyer-Jacob C., Snyder J., Herzschuh U. Pliocene warmth, polar amplification and stepped Pleistocene cooling recorded in NE Arctic Russia // Science, 2013, v. 340, p. 1421—1427.

Brunschön C., Haberzettl T., Behling H. High-resolution studies on vegetation succession, hydrological variations, anthropogenic impact and genesis of a subrecent lake in southern Ecuador // Veg. Hist. Archaeobot., 2010, v. 19, p. 191—206.

Burnatny S.S., Naumov A.N., Korzun Yu.A. A 13,000-yr record of environmental change from Tschuchye Lake in northeast Yakutia // Recent advances in rock magnetism, environmental magnetism and paleomagnetism. International conference on geomagnetism, paleomagnetism and rock magnetism (Kazan, Russia) / Eds. D. Nurgaliev, V. Shcherbakov, A. Kosterov, S. Spassov. Springer Geophysics, 2019, p. 133—150.

Chlachula J. The Siberian loess record and its significance for reconstruction of Pleistocene climate change in north-central Asia // Quat. Sci. Rev., 2003, v. 22, p. 1879—1906.

Das B.K., Haake B.-G. Geochemistry of Rewalsar Lake sediment, Lesser Himalaya, India: implications for source-area weathering, provenance and tectonic setting // Geosci. J., 2003, v. 7, p. 299—312

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

De Boer C.B., Dekkers M.J. Unusual thermomagnetic behaviour of haematites: neoformation of a highly magnetic spinel phase on heating in air // Geophys. J. Int., 2001, v. 144, p. 481—494.

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res.: Solid Earth, 2002, v. 107, p. 56—60.

Dunlop D.J., Özdemir Ö. Rock magnetism: fundamental and frontiers. Cambridge University Press, 1997, 573 p.

Fabian K., Shcherbakov V.P., McEnroe S.A. Measuring the Curie temperature // Geochemstry, Geophys. Geosyst., 2013, v. 14, p. 947—961.

Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology, 1995, v. 23, p. 921—924.

Fey M., Korr C., Maidana N.I., Carrevedo M.L., Corbella H., Dietrich S., Haberzettl T., Kuhn G., Lücke A., Mayr C., Ohlendorf C., Paez M.M., Quintana F.A., Schäbitz F., Zolitschka B. Palaeoenvironmental changes during the last 1600 years inferred from the sediment record of a cirque lake in southern Patagonia (Laguna Las Vizcachas, Argentina) // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2009, v. 281, p. 363—375.

Gehring A.U., Hofmeister A.M. The transformation of lepidocrocite during heating: a magnetic and spectroscopic study // Clays Clay Miner., 1994, v. 42, p. 409—415.

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. J. Int., 2005, v. 160, p. 815—832.

Haltia E.M., Nowaczyk N.R. Magnetostratigraphy of sediments from Lake El'gygytgyn ICDP Site 5011-1: paleomagnetic age constraints for the longest paleoclimate record from the continental Arctic // Clim. Past, 2014, v. 10, p. 623—642.

Hanesch M., Stanjek H., Petersen N. Thermomagnetic measurements of soil iron minerals: the role of organic carbon // Geophys. J. Int., 2006, v. 165, p. 53—61.

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. Paleolimnol., 2001, v. 25, p. 101—110.

Kravchinsky V.A., Krainov M.A., Evans M.E., Peck J.A., King J.W., Kuzmin M.I., Sakai H., Kawai T., Williams D.F. Magnetic record of Lake Baikal sediments: chronological and paleoclimatic implication for the last 6.7 Myr // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2003, v. 195, p. 281—298.

Lattard D., Engelmann R., Kontny A., Sauerzapf U. Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe-Ti-O system. Effects of composition, crystal chemistry, and thermomagnetic methods // J. Geophys. Res., 2006. v. 111, B12S28.

Leinen M. A normative calculation technique for determining opal in deep-sea sediments // Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, v. 41, p. 671—676.

Liu Q., Deng C., Torrent J., Zhu R. Review of recent developments in mineral magnetism of the Chinese loess // Quat. Sci. Rev., 2007, v. 26 (3—4), p. 368—385.

Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P.S., Nowaczyk N.R., Wennrich V., DeConto R.M., Anderson P.M., Andreev A.A., Coletti A., Cook T.L., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Lozhkin A., Rosen P., Tarasov P., Vogel H., Wagner B. 2.8 million years of Arctic climate change from Lake El'gygytgyn, NE Russia // Science, 2012, v. 337, p. 315—320.

Minyuk P.S., Borkhodoev V.Y., Wennrich V. Inorganic geochemistry data from Lake El'gygytgyn sediments: marine isotope stages 6-11 // Clim. Past, 2014, v. 10, p. 467—485.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature, 1982, v. 299, p. 715—717.

Nesbitt H.W., Young G.M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // Geochem. Cosmochim. Acta, 1984, v. 48, p. 1523—1534.

Nesbitt H.W., Young G.M., McLennan S.M., Keays R.R. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies // J. Geol., 1996, v. 104, p. 525—542.

Nowaczyk N.R., Minuyk P., Melles M., Brigham-Grette J., Glushkova O., Nolan M., Lozhkin A.V., Stetsenko T.V., Andersen P.M., Forman S.L. Magnetostratigraphic results from impact crater Lake El'gygytgyn, northeastern Siberia: a 300 kyr long high-resolution terrestrial palaeoclimatic record from the Arctic // Geophys. J. Int., 2002, v. 150, p. 109—126.

Peters C., Dekkers M.J. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size // Phys. Chem. Earth, 2003, v. 28, p. 659—667.

Petrovský E., Kapička A. On determination of the Curie point from thermomagnetic curves // J. Geophys. Res., 2006, v. 111, B12S27.

Pistolato M., Quaia T., Marinoni L., Vitturi L.M., Salvi C., Salvi G., Setti M., Brambati A. Grain size, mineralogy and geochemistry in Late Quaternary sediments from the Western Ross Sea outer slope as proxies for climate changes // Antarctica: Contributions to global Earth sciences / Eds. D.K. Fütterer, D. Damaske, G. Kleinschmidt, H. Miller, F. Tessensohn. Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 2006, p. 423—432.

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. Paleolimnol., 2004, v. 31, p. 217—233.

Sharma S., Joachimski M., Sharma M., Tobschall H.J., Singh I.B., Sharma C., Chauhan M.S., Morgenroth G. Lateglacial and Holocene environmental changes in Ganga plain, Northern India // Quat. Sci. Rev., 2004, v. 3, p. 145—159.

Tanaka K., Akagawa F., Yamamoto K., Tani Y., Kawabe I., Kawai T. Rare earth element geochemistry of Lake Baikal sediment: its implication for geochemical response to climate change during the Last Glacial/Interglacial transition // Quat. Sci. Rev., 2007, v. 26, p. 1362—1368.

Von Eynatten H., Tolosana-Delgado R., Karius V. Sediment generation in modern glacial setting: Grain-size and source-rock control on sediment composition // Sediment. Geol., 2012, v. 280, p. 80—92.

Zhu R.X., Matasova G., Kazansky A., Zykina V., Sun J.M. Rock magnetic record of the last glacial-interglacial cycle from the Kurtak loess section, southern Siberia // Geophys. J. Int., 2003, v. 152, p. 335—343.

Поступила в редакцию 28 декабря 2020 г.,
принята в печать 1 сентября 2021 г.