

УДК 551.332.26(571.65)

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕЛЮВИАЛЬНО-ОЗЕРНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В БАСЕЙНЕ ОЗЕРА ЧИСТОЕ, СЕВЕРНОЕ ПРИОХОТЬЕ

© 2024 г. П. С. Минюк<sup>a, \*</sup>, Д. К. Пожидаева<sup>a</sup>, О. Т. Соцкая<sup>a</sup>, С. С. Бурнатный<sup>a</sup>

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

\*e-mail: Minyuk@neisri.ru

Поступила в редакцию 18.04.2023 г.

После доработки 27.06.2023 г.

Принята к публикации 06.07.2023 г.

Результаты геохимического изучения рыхлых отложений водосборного бассейна и донных отложений озера Чистого, расположенного в Северном Приохотье, показали, что озеро образовано в начале раннего голоцена около 11200 кал. лет тому назад. В нем доминирует терригенное осадконакопление, т.е. геохимические характеристики осадков контролируются размерностью частиц. Тонкие литологические разности имеют низкие содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ , Sr и обогащены  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , V. Изменения характера осадконакопления, возможно, обусловлены климатическими причинами и могут быть связаны с холодными событиями Бонда. В раннем голоцене в озере Чистом осаждались преимущественно тонкие илы. Импульс поступления “грубозернистых” осадков (>140 мкм), обогащенных кремнеземом, произошел (9760–9650) и 8810 кал. лет тому назад. Заметное накопление относительно грубозернистых осадков происходило в самом начале среднего голоцена 8540–6920 кал. лет назад, а также 6140 и 4450 кал. лет назад. Для позднего голоцена привнос обломочного материала с повышенными содержаниями  $\text{SiO}_2$  отмечен в интервале 3470–850 кал. лет назад.

**Ключевые слова:** голоцен, озерные осадки, делювий, породообразующие и редкие элементы, геохимия осадков, Северное Приохотье

DOI: 10.31857/S0016752524010078, EDN: MSECIU

### ВВЕДЕНИЕ

Озерные отложения являются важным архивом данных изменения природной среды прошлого. Суммарная площадь водного покрытия естественными водоемами в Магаданской области составляет около 1100 км<sup>2</sup>, суммарный объем озерных вод – 2.86 км<sup>3</sup> (Измайлова, 2018). Озера имеют ледниковое, термокарстовое, пойменно-долинное, тектоническое происхождение (Информационная система “Озера России” <http://wp.limno.org.ru/win/ruslake.htm>). Возраст озер Северо-Востока России в основном сравнительно молодой и ограничивается концом неоплейстоцена – началом голоцена (Lozhkin et al., 2016). В этой связи они являются благоприятными объектами для исследования изменений природной среды последнего ледникового – межледникового цикла. Геохимические данные являются одним из основных компонентов озерных седиментационных исследований (Bovle,

2002). Они зависят от состава горных пород источников сноса, степени их выветривания, характера переноса материала в водный бассейн, наличия впадающих рек, площади водосборного бассейна, географического и гипсометрического положения озер, их физических параметров, постседиментационных диагенетических изменений, биологической продуктивности бассейнов и др. (Fralick, Kronberg, 1997; Юдович, Кетрис, 2011). Важным фактором, влияющим на различные звенья озерного седиментогенеза, является климат. Для правильной интерпретации характеристик озерного осадконакопления необходимо исследование всей цепочки седиментационного процесса – от выветривания в источниках сноса до осаджения и преобразования вещества в водном бассейне. Целью настоящей работы является восстановление условий осадконакопления в озере Чистое на основе геохимического изучения его голоценовых осадков и делювиальных отложений водосборного бассейна.

### Объект исследований

Основными объектами исследований является озеро Чистое, а также небольшие озера ЛБ-1 и ЛБ-2 (не формальные названия), расположенные в Северном Приохотье Магаданской области (рис. 1).

Озеро Чистое (59°32.63' с.ш., 151°48.02' в.д.) — одно из крупнейших на Северо-Востоке. Длина его составляет 8,8 км, ширина — 6,5 км, максимальная глубина — 6,6 м, абсолютная отметка уреза воды — 91 м. Озера ЛБ-1 и ЛБ-2 отделены от оз. Чистое узкими (несколько метров) песчано-галечными барами. Длина этих озер составляет несколько сот метров, глубина до 4 м. Все озера находятся в Ланковской впадине северного Приохотья, на левобережье р. Ланковая (приток р. Ола, бассейн Охотского моря). Река Ланковая соединяется с оз. Чистое протокой Олачан (Белая) протяженностью 15 км. Около 30 ручьев различной длины впадают в озеро.

Ланковскую впадину выполняют кайнозойские толщи. На южном и северном берегах распространены мощные голоценовые торфяники, содержащие прослой тефры. Окружающие озеро сопки сложены нижнемеловой пьегинской свитой, представленной главным образом базальтами, андезитами и их туфами, реже туфами кислого состава, нерасчлененными верхнемеловыми породами, в основном, дацитами, андезито-дацитами, риодацитами и их туфами (Геологическая..., 1985). Продукты выветривания этих пород являются основным детритовым материалом, приносимым в озеро многочисленными ручьями.

Озеро находится в пределах Ланковской низменности. Юго-восточные берега заболочены. На юге и северо-востоке от оз. Чистое расположены многочисленные небольшие озера.

### Методика исследований

Для химического анализа воды на глубине 10–30 см от поверхности изученных озер в летнее время отобрано 8 проб объемом 2 л. Валовые (5–10 л) пробы отобраны из делювиальных отложений, распространенных в северо-западной (4 пробы) и северо-восточной окрестностях (3 пробы) озера. Отбор поверхностных донных проб (71 проба) проведен по профилям по всей акватории оз. Чистое.

Модифицированным пробоотборником Линингстона (Wright et al., 1984) пробурено 9 скважин в озере Чистое: скв. ЧС-1, 2 (расположены рядом, 59°32.259' с.ш., 151°48.377' в.д.), скв. ЧС-4, 4а, 4б, 4в (59°32.753' с.ш., 151° 47.257' в.д.), скв. ЧС-5 (59°32.810' с.ш., 151°48.020' в.д.), скв. ЧС-6 (59°32.718' с.ш., 151°48.651' в.д.), скв. ЧС-7 (59°32.225' с.ш., 151°50.579' в.д.) (рис. 1). Группа скважин ЧС-4, 4а, 4б, 4в пробурена до нижней теф-

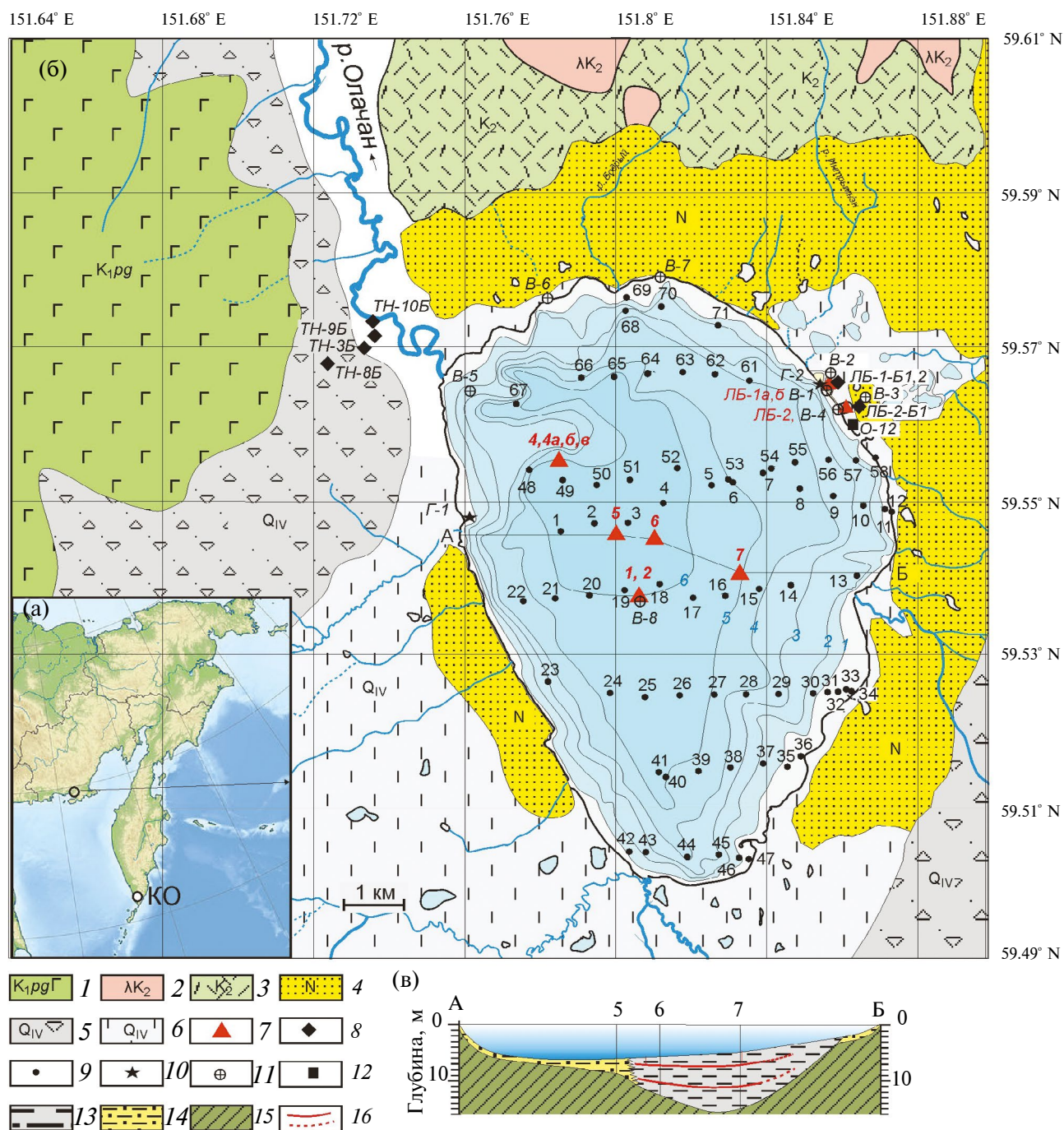
ры (гл. 189–203 см) в нескольких десятках сантиметров друг от друга, остальные скважины — до основания озерных осадков (гл. 223–945 см). Небольшие озера ЛБ-1 и ЛБ-2, расположенные северо-восточнее озера, пробурены летом — скв. ЛБ-1а, ЛБ-1б (59°33.931' с.ш., 151°51.5' в.д.), ЛБ-2 (59°33.755' с.ш., 151°51.758' в.д.).

Химический состав осадков определен в скв. ЧС-2. Отложения других скважин использованы для определения мощности осадочного чехла, проведения корреляций, минералогического изучения озерных осадков и тефры.

Каждая проба делювия сепарирована мокрым ситованием на следующие гранулометрические фракции: >2500, 2500–500, 500–250, 250–140, 140–100, 100–63, 63–40 и <40 мкм. Последнюю фракцию взмучивали и исследовали материал, выпавший в осадок через 20 минут (фракция 20 мкм), через 24 часа (фракция 5 мкм), а также неосажденную взвесь (фракция 1 мкм). Размер тонких фракций (20–1 мкм) определен в слайдах под микроскопом, а также на лазерном дифракционном анализаторе SALD-2300 (Shimadzu, Япония).

Химический состав донных отложений изучен методом рентгенофлуоресцентного анализа (СВ ЦКП СВКНИИ ДВО РАН). Основные породообразующие элементы определены на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer, Германия. Содержания элементов найдены способом фундаментальных параметров (Borkhodoev et al., 2002). Редкие элементы определены на рентгенофлуоресцентном спектрометре VRA-30, Германия. Содержания элементов найдены способом стандарта-фона с использованием некогерентно рассеянной K $\alpha$ -линии Rh-анода рентгеновской трубки (Borkhodoev et al., 1998). Относительное количество органического материала оценено по величине потери при прокаливании (ППП) после прокалывания проб до 550°C (2 часа) (Heiri et al., 2001). Для оценки степени химического изменения пород использованы индекс химического изменения (CIA), рассчитанный в молекулярных пропорциях по формуле  $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) \times 100$  (Nesbitt, Yang, 1984), и плагиоклазовый индекс изменения (PIA):  $(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O) \times 100$  (Fedo et al., 1995).

Исследования элементного состава стекол тефры и магнитной фракции проводились на сканирующем электронном микроскопе EVO-50 с энерго-дисперсионными спектрометрами AXS XFlash фирмы Bruker и системой рентгеновского микроанализа Quantax Esprite 1.9. Анализ осуществлялся с использованием эталонных спектров методом Phi-Rho-Z. Предел обнаружения элементов составляет 0,3 мас. %.



**Рис. 1.** Местоположение объектов исследования (а, б) и профиль озера (в): 1 – нижнемеловые туфы и лавы базальтов и андезитов пъягинской свиты; 2 – верхнемеловые субвулканические интрузии риолитов; 3 – верхнемеловые эффузивы риолитов и дацитов; 4 – неогеновые осадочные породы с прослоями лигнитов и бурых углей; 5 – голоценовые делювиальные отложения; 6 – голоценовые торфяники; 7 – местоположение скважин; 8–11 – точки отбора проб делювия (8); поверхностных донных проб (9); гальки (10), воды (11); 12 – местоположение обнажения; 13 – ил; 14 – песчано-гравийные отложения; 15 – ложе озера; 16 – прослой тефры. КО – кальдера Курильского озера.

Радиоуглеродный анализ торфяников выполнен в СВКНИИ ДВО РАН на низкофоновом жидко-сцинтилляционном спектрометрическом радиометре 1220 QUANTULUS. Пробоподготовка и синтез счетной формы проведены на установке КЛП С14. Радиоуглеродное датирование органических микрочастиц из керна получено в лаборатории Ангстрема Уппсальского университета (Швеция). Калиброванный возраст определен по программе Calib 8.20 (<http://calib.org/calib/calib.html>). Для построения возрастной модели использована программа Bacon (Blaauw, Christen, 2011).

Химический анализ воды выполнен методами титриметрии, фотоколориметрии и атомно-абсорбционной спектроскопии с использованием утвержденных унифицированных методических указаний на спектрофотометре UVmini-1240 (SHIMADZU), атомно-эмиссионном спектрометре Agilent 4100 MP-AES, а также весовым методом. Определялись содержание анионов и катионов, жесткость и щелочность воды, значения pH, а также элементов примесей —  $\text{Cd}^{2+}$ ,  $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{Mo}^{2+}$ ,  $\text{Co}^{2+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$ ,  $\text{Pb}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$ . Предел изменений для элементов составлял 0.005 мг/л.

Гранулометрический анализ (100 проб) выполнен в ДВГИ ДВО РАН на лазерном дифракционном анализаторе SALD-2300 (Shimadzu, Япония).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### *Геохимическая характеристика воды*

Вода озер Чистое, ЛБ-1 и ЛБ-2 слабокислая (pH 4.8–6.6). Вокруг оз. Чистое расположены болота, современные дренируемые отложения представлены торфом, являющимся источником гуминовых кислот, понижающих кислотный показатель. Возраст торфа, определенный по 9 пробам, составляет от  $3450 \pm 90$  до  $9725 \pm 250$  лет (табл. 1) (Минюк и др., 2022б). Вода озер относится к ультрапресной (Минюк и др., 2022а). Средние содержания катионов и анионов составляют 9.3 и 29.3 мг/л соответственно. По составу она относится к гидрокарбонатно-кальциевой или гидрокарбонатно-натриевой (табл. 2) Содержания катионов кальция и натрия отличаются незначительно. Низкая минерализация воды предполагает незначительное влияние ее на химический состав озерных осадков.

### *Поверхностные донные отложения*

**Литология.** Литологическое распределение осадочного материала в озере не равномерное. Плечи слагаются преимущественно песчано-галечным материалом. Прибрежные участки озера сложены песками с гравием и редкой галькой, причем эти от-

ложения отмечены как на мелководье, вблизи берега, так и в глубоководной части озера. Песчано-гравийный материал в западной части распространен шлейфом шириной до 1.3 км, в восточной части озера эти отложения слагают узкую прибрежную полосу около 300 м. В центральной части озера поверхностные осадки сложены илами алевритито-пелитового состава.

**Породообразующие и редкие элементы.** Содержания породообразующих и редких элементов в поверхностных пробах изменяются по площади. Для анализа и уменьшения размерности данных использован метод главных компонент. Вычисление компонент проведено с использованием программы PAST (Hammer et al., 2001). Метод показал, что элементы группируются в определенных областях на диаграмме (рис. 2).

Первая компонента (вертикальная ось) объясняет 61.63% изменчивости данных. Она разделяет элементы по гранулометрическому признаку. Элементы, расположенные справа, представляют ил алевритито-пелитового состава. Эти разности обогащены  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{V}$ . Для них характерны высокие значения ППП, CIA, PIA. Образцы, занимающие левую часть диаграммы, представлены песками, алевритовыми песками. Они содержат больше мобильных элементов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  (табл. 3). Отдельным кластером расположены пески, отобранные в восточной части озера.

Вторая компонента (горизонтальная ось) объясняет 17.9 вариативности данных и разделяет элементы аутигенного и аллогенного осадконакопления. К аутигенным элементам относятся  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MnO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Наблюдается прямая корреляция между подвижными элементами  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , а также между группой немобильных элементов  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (табл. 4). Максимальные коэффициенты корреляции ( $r$ ) отмечены для  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $r = -0.94$ )  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$  ( $r = 0.94$ ),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  ( $r = 0.94$ ),  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{MnO}$  ( $r = 0.90$ ),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  ( $r = 0.89$ ). Хром положительно коррелирует с никелем ( $r = 0.90$ ), ванадий — со всеми немобильными элементами. Эти закономерности характерны как для грубых, так и для тонких литологических разностей поверхностных проб донных отложений (рис. 3 а–и).

**Магнито-минералогические данные.** В составе отсепарированных магнитных фракций из озерных осадков преобладают титаномагнетиты с различным содержанием титана (рис. 4, табл. 5).

Титаномагнетиты можно разделить на две группы. Малотитанистые с содержанием титана от долей процента до 13 мас.% (среднее 4.5 мас.%). Они обнаружены в 76 зернах (табл. 5). В эту группу включены

Таблица 1. Радиоуглеродные датировки торфяников, озерных осадков и тефры

| Лабораторный индекс | № образца   | Объект | Глубина залегания, см | Материал  | Возраст $^{14}\text{C}$ | Кал. возраст    |
|---------------------|-------------|--------|-----------------------|-----------|-------------------------|-----------------|
| МАГ-2350            | Ч-Т-2-С14/9 | ТН-12  | 0                     | торф      | $3450 \pm 90$           | $3715 \pm 245$  |
| МАГ-2349            | Ч-Т-2-С14/8 | ТН-12  | 15                    | торф      | $4240 \pm 430$          | $4765 \pm 1124$ |
| МАГ-2348            | Ч-Т-2-С14/7 | ТН-12  | 30                    | торф      | $5275 \pm 100$          | $6026 \pm 261$  |
| МАГ-2347            | Ч-Т-2-С14/6 | ТН-12  | 45                    | торф      | $6005 \pm 65$           | $69090 \pm 236$ |
| МАГ-2346            | Ч-Т-2-С14/5 | ТН-12  | 60                    | Торф      | $8475 \pm 137$          | $9456 \pm 427$  |
| МАГ-2345            | Ч-Т-2-С14/4 | ТН-12  | 75                    | торф      | $9940 \pm 105$          | $11503 \pm 307$ |
| МАГ-2344            | Ч-Т-2-С14/3 | ТН-12  | 90                    | торф      | $9195 \pm 185$          | $10424 \pm 646$ |
| МАГ-2343            | Ч-Т-2-С14   | ТН-12  | 105                   | торф      | $9310 \pm 95$           | $10489 \pm 243$ |
| МАГ-2342            | Ч-Т-1-С14   | ТН-12  | 145                   | древесина | $9725 \pm 250$          | $11122 \pm 813$ |
| Ua-71987            | Ч-1-266     | Скв. 1 | 266                   | ветки     | $5349 \pm 33$           | $6137 \pm 136$  |
| Ua-1990             | Ч-1-524     | Скв. 1 | 524                   | ветки     | $8815 \pm 36$           | $9908 \pm 221$  |
| тефра               | —           | —      | —                     | —         | $2745 \pm 10$           | $2823 \pm 40$   |
| тефра               | —           | —      | —                     | —         | $7618 \pm 14$           | $8401 \pm 20$   |

Таблица 2. Химический состав воды озер Чистое, ЛБ-1 и ЛБ-2

| Компоненты                    | В-1   | В-2   | В-3   | В-4   | В-5   | В-6   | В-7   | В-8   |
|-------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| pH                            | 5.8   | 5.9   | 6.0   | 6.1   | 6.5   | 6.6   | 4.8   | 6.6   |
| Na <sup>+</sup>               | 2.53  | 2.78  | 3.56  | 3.50  | 2.16  | 3.46  | 1.21  | 4.86  |
| K <sup>+</sup>                | 0.66  | 0.69  | 0.78  | 0.74  | 0.72  | 0.97  | 0.57  | 0.42  |
| Ca <sup>2+</sup>              | 2.38  | 2.33  | 1.64  | 2.01  | 2.97  | 1.72  | 1.43  | 5.46  |
| Mg <sup>2+</sup>              | 0.97  | 0.87  | 1.24  | 1.36  | 1.15  | 2.45  | 0.93  | 2.28  |
| Ba <sup>2+</sup>              | 0.01  | 0.01  | 0.02  | 0.01  | 0     | 0.02  | 0.01  | 0     |
| Str <sup>2+</sup>             | 0.03  | 0.03  | 0.02  | 0.02  | 0.02  | 0.02  | 0.02  | 0     |
| Al <sup>3+</sup>              | 0.27  | 0.31  | 0.06  | 0.06  | 0     | 0     | 0.61  | 0     |
| Fe <sup>3+</sup>              | 1.92  | 2.34  | 1.62  | 2.50  | 0.05  | 0.07  | 2.96  | 0     |
| Cu <sup>2+</sup>              | 0.31  | 0.02  | 0     | 0     | 0     | 0     | 0.03  | 0     |
| Zn <sup>2+</sup>              | 0.19  | 0.03  | 0.02  | 0.02  | 0     | 0     | 0     | 0     |
| Сумма катионов                | 9.27  | 9.41  | 8.96  | 10.22 | 7.07  | 8.71  | 7.77  | 13.06 |
| HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> | 27.45 | 24.45 | 24.45 | 27.45 | 24.45 | 30.5  | 27.45 | 28.80 |
| SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>  | 0.53  | 0.54  | 0.62  | 0.56  | 0.52  | 0.53  | 0.64  | 5.0   |
| NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>  | 0.80  | 0.70  | 0.90  | 0.80  | 0.11  | 0.13  | 0.15  | 0.10  |
| Сумма анионов                 | 28.78 | 25.69 | 25.97 | 28.81 | 25.08 | 31.16 | 28.24 | 40.70 |
| Общая минерализация, мг/л     | 38.05 | 35.10 | 34.93 | 39.03 | 32.15 | 39.87 | 36.01 | 53.76 |

Примечание. N — Количество образцов.

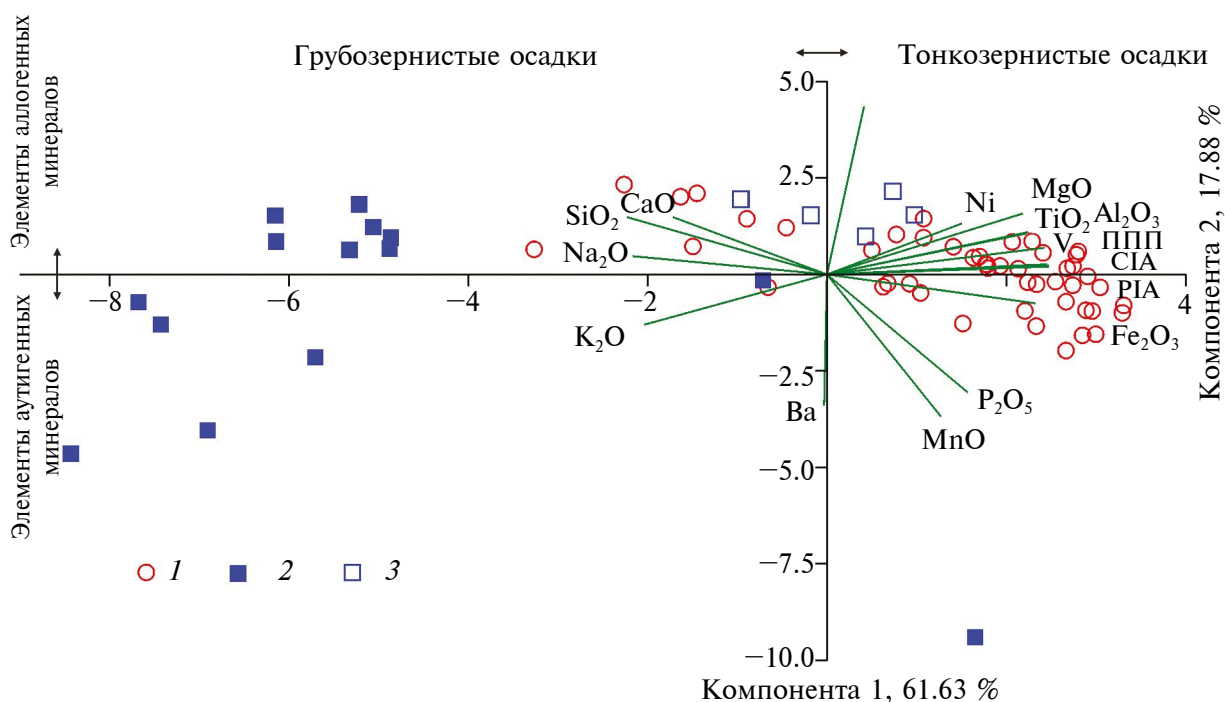


Рис. 2. Диаграмма компонентного анализа геохимических данных: 1 – алевроиты; 2 – пески западной части озера; 3 – пески восточной части озера.

Таблица 3. Геохимическая характеристика поверхностных осадков

| Компоненты                              | Ил, N = 48 |       |        |         | Песок, N = 20 |       |        |         |
|-----------------------------------------|------------|-------|--------|---------|---------------|-------|--------|---------|
|                                         | Мин.       | Макс. | Средн. | Медиан. | Мин.          | Макс. | Средн. | Медиан. |
| SiO <sub>2</sub> , мас. %               | 60.5       | 69.5  | 64.2   | 64.1    | 53.0          | 79.4  | 69.2   | 69.3    |
| TiO <sub>2</sub> , мас. %               | 0.8        | 1.2   | 1.1    | 1.1     | 0.2           | 1.2   | 0.8    | 0.8     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , мас. % | 14.9       | 20.2  | 18.6   | 18.9    | 7.8           | 19.5  | 13.8   | 13.1    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , мас. % | 4.9        | 13.7  | 9.5    | 9.6     | 1.4           | 29.9  | 6.0    | 4.9     |
| MnO, мас. %                             | 0.1        | 0.3   | 0.2    | 0.2     | 0.0           | 0.6   | 0.1    | 0.1     |
| MgO, мас. %                             | 0.8        | 1.4   | 1.2    | 1.3     | 0.0           | 1.4   | 0.8    | 0.7     |
| CaO, мас. %                             | 1.2        | 2.2   | 1.5    | 1.4     | 1.0           | 3.6   | 2.1    | 1.9     |
| Na <sub>2</sub> O, мас. %               | 1.4        | 2.9   | 1.8    | 1.7     | 1.6           | 4.0   | 2.6    | 2.5     |
| K <sub>2</sub> O, мас. %                | 1.1        | 1.5   | 1.3    | 1.3     | 1.1           | 3.0   | 1.7    | 1.5     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , мас. %  | 0.1        | 0.5   | 0.3    | 0.3     | 0.0           | 1.1   | 0.2    | 0.1     |
| Ba, г/г                                 | 392.0      | 482.0 | 439.3  | 438.0   | 376.0         | 570.0 | 445.0  | 429.0   |
| Cr, г/г                                 | 36.0       | 278.0 | 63.0   | 60.0    | 0.0           | 80.0  | 53.1   | 60.0    |
| Ni, г/г                                 | 24.0       | 927.0 | 56.4   | 38.5    | 6.0           | 55.0  | 32.7   | 32.5    |
| V, г/г                                  | 82.0       | 153.0 | 133.6  | 140.5   | 14.0          | 131.0 | 74.1   | 70.5    |
| LOI, %                                  | 7.4        | 20.0  | 15.3   | 16.0    | 0.6           | 18.2  | 6.9    | 3.1     |
| CIA                                     | 59.6       | 76.6  | 72.3   | 73.6    | 47.7          | 72.5  | 57.9   | 54.2    |
| PIA                                     | 61.1       | 79.7  | 75.0   | 76.4    | 47.3          | 75.2  | 59.0   | 55.2    |

Примечание. N – Количество образцов.



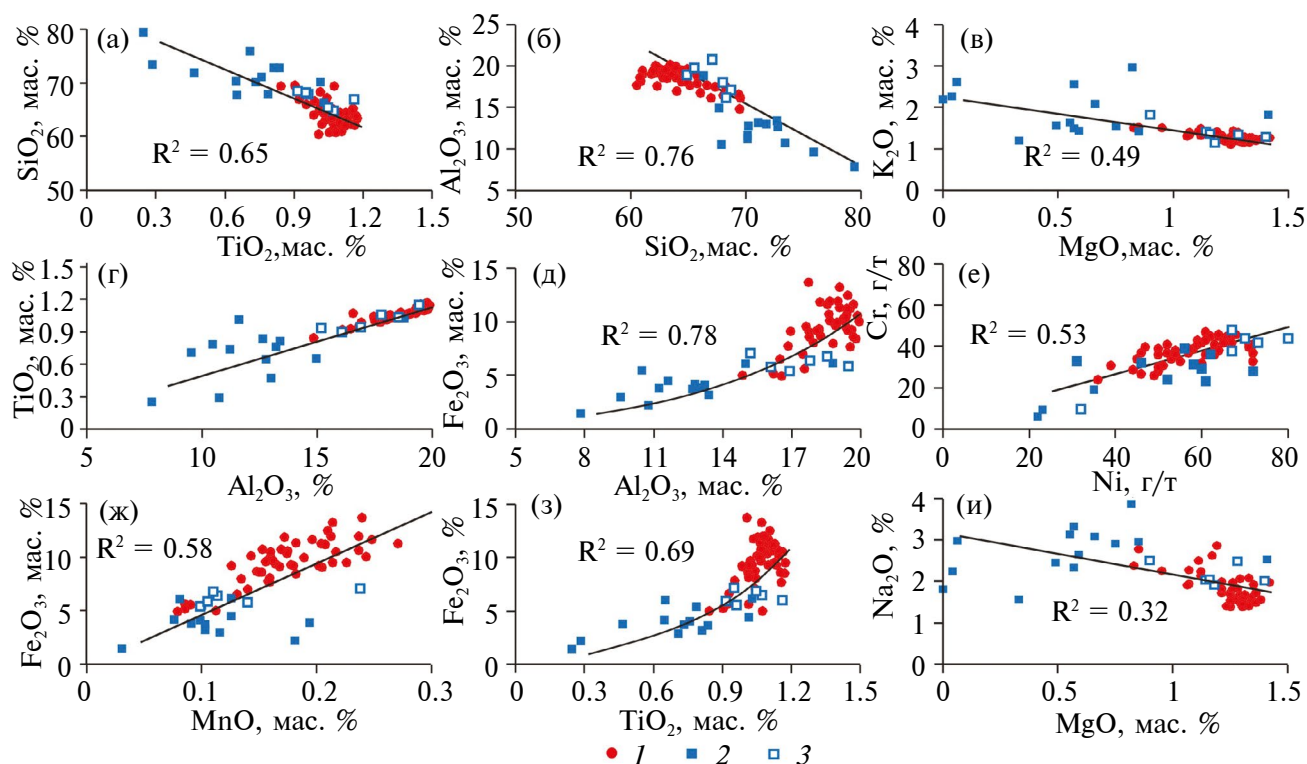


Рис. 3. Зависимость содержаний  $\text{SiO}_2$  от  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  от  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$  от  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  от  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}$  от  $\text{Ni}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  от  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  от  $\text{MgO}$ : 1 – алевриты; 2 – пески западной части озера; 3 – пески восточной части озера.

также магнетиты (14 зерен), в которых титан не зафиксирован. Из примесей в большинстве зерен присутствуют  $\text{Al}$ ,  $\text{Si}$  (около 1 мас. %), реже встречаются  $\text{Mn}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Na}$ . Такой набор примесей характерен для многих титаномагнетитов северо-восточного региона, например, для магнитной фракции из осадков озера Гранд (Minyuk, Subbotnikova, 2021).

Высокотитанистые титаномагнетиты изучены в 77 зернах. Содержание титана в них колеблется от 13.4 до 30.2 мас. % (среднее 21.3 мас. %). Состав примесей такой же, как и в малотитанистых титаномагнетитах, однако, ванадий в них не зафиксирован.

Магнитные зерна имеют характерную трещиноватость, свидетельствующую о низкотемпературном окислении – маггемитизации (рис. 4з) (Dunlop, Özdemir, 1997; Minyuk, Subbotnikova, 2021). В отдельных зернах отмечены высокотемпературные структуры распада (рис. 4б). Подобные структуры типичны для исследованных нами титаномагнетитов из осадков озер Курильского архипелага (Минюк и др., 2013).

Обычными минералами магнитных фракций являются ильмениты. Они выявлены в 26 зернах и характеризуются приблизительно равным содержанием железа и титана (рис. 4к). Типичной примесью в ильменитах является марганец (табл. 5).

Максимальное количество зерен ильменита установлено в пробе 71, в северной части озера.

Хромиты ( $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ ) зафиксированы в 7 зернах в пробах ЧС–2, 13, 22, 41, 69 (рис. 1, рис. 4л). Содержание хрома в них варьирует от 8.8 до 15.36 мас. % (среднее 12.5).

#### Делювиальные отложения

**Геохимическая характеристика.** Делювиальные отложения опробованы в двух районах – в северо-западной части бассейна, в левом борту р. Белая, разделяющей выходы нижнемеловой пьегинской свиты и нерасчлененных пород позднего мела, и на северо-востоке, в области распространения неогеновых пород впадины (рис. 1). Для каждой группы образцов делювия исследована зависимость геохимических характеристик от размера гранулометрических фракций (рис. 5).

Фракция размером  $>2500$  мкм первой группы разная по составу. Обломки не окатанные или слабо окатанные. Образцы ТН-3Б, 8Б по петрохимическому составу соответствуют андезитам ( $\text{SiO}_2 = 60.35$  мас. %,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.41$  мас. %), а образцы ТН-9, 10 – риолитам ( $\text{SiO}_2 = 74.5$  мас. %,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.61$  мас. %). Они также отличаются

**Таблица 4.** Коэффициенты корреляции Пирсона для редких и породообразующих элементов поверхностных осадков

| Компо-<br>ненты                | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO   | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | LOI   | Ba    | Cr   | Ni    | V    | CIA  |
|--------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|-------|------|-------|------|------|
| SiO <sub>2</sub>               |                  |                  |                                |                                |       |       |       |                   |                  |                               |       |       |      |       |      |      |
| TiO <sub>2</sub>               | –0.57            |                  |                                |                                |       |       |       |                   |                  |                               |       |       |      |       |      |      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | –0.66            | 0.89             |                                |                                |       |       |       |                   |                  |                               |       |       |      |       |      |      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | –0.94            | 0.73             | 0.82                           |                                |       |       |       |                   |                  |                               |       |       |      |       |      |      |
| MnO                            | –0.73            | 0.08             | 0.20                           | 0.78                           |       |       |       |                   |                  |                               |       |       |      |       |      |      |
| MgO                            | –0.66            | 0.86             | 0.94                           | 0.79                           | 0.14  |       |       |                   |                  |                               |       |       |      |       |      |      |
| CaO                            | 0.54             | –0.35            | –0.60                          | –0.62                          | –0.42 | –0.44 |       |                   |                  |                               |       |       |      |       |      |      |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.71             | –0.58            | –0.61                          | –0.82                          | –0.50 | –0.56 | 0.65  |                   |                  |                               |       |       |      |       |      |      |
| K <sub>2</sub> O               | 0.67             | –0.71            | –0.61                          | –0.67                          | –0.33 | –0.70 | 0.23  | 0.75              |                  |                               |       |       |      |       |      |      |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | –0.83            | 0.16             | 0.28                           | 0.94                           | 0.90  | 0.27  | –0.49 | –0.59             | –0.43            |                               |       |       |      |       |      |      |
| LOI                            | –0.79            | 0.77             | 0.88                           | 0.85                           | 0.43  | 0.86  | –0.68 | –0.83             | –0.78            | 0.53                          |       |       |      |       |      |      |
| Ba                             | –0.18            | –0.29            | –0.01                          | 0.01                           | 0.45  | –0.14 | –0.39 | 0.07              | 0.38             | 0.29                          | –0.01 |       |      |       |      |      |
| Cr                             | 0.13             | 0.21             | 0.13                           | –0.09                          | –0.33 | 0.19  | 0.14  | 0.08              | –0.17            | –0.27                         | 0.04  | –0.29 |      |       |      |      |
| Ni                             | 0.03             | 0.00             | 0.01                           | –0.04                          | –0.05 | 0.04  | 0.06  | 0.07              | –0.05            | –0.03                         | –0.02 | –0.05 | 0.90 |       |      |      |
| V                              | –0.79            | 0.85             | 0.90                           | 0.90                           | 0.37  | 0.91  | –0.52 | –0.81             | –0.83            | 0.45                          | 0.93  | –0.09 | 0.09 | 0.01  |      |      |
| CIA                            | –0.78            | 0.81             | 0.93                           | 0.88                           | 0.40  | 0.87  | –0.76 | –0.83             | –0.71            | 0.50                          | 0.96  | 0.03  | 0.04 | –0.02 | 0.94 |      |
| PIA                            | –0.78            | 0.81             | 0.93                           | 0.88                           | 0.40  | 0.86  | –0.77 | –0.82             | –0.70            | 0.50                          | 0.96  | 0.04  | 0.04 | –0.02 | 0.93 | 1.00 |

по своим магнитным свойствам. Магнитная восприимчивость пород среднего состава составляет  $(2.63–4.28) \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ , в то время как кислого состава –  $0.98 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ .

Галька с пляжа западного берега оз. Чистое по составу ближе к породам пьегинской свиты. Содержание в ней SiO<sub>2</sub> составляет 55.36–64.00 мас. %, (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) – 5.25 мас. %.

Во второй группе образцов больше окатанных обломков, разных по составу. В пробах среди крупных обломков (>500 мкм) доминируют кислые породы (SiO<sub>2</sub> = 76.4 мас. %, Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 4.3 мас. %), относящиеся к риолитам.

Геохимические характеристики делювиальных отложений зависят от размера частиц их слагающих. Химический состав фракции размером > 2500 мкм отражает состав коренных пород.

Известно, что в процессе химического выветривания пород происходит вынос подвижных элементов и обогащение немобильными. В исследованных образцах делювия с уменьшением размера фракций постепенно уменьшаются содержания SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, CaO, Sr, Ba, в то время как концентрации Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Cr, Ni незначительно уменьшаются в грубых фракциях и увеличиваются в бо-

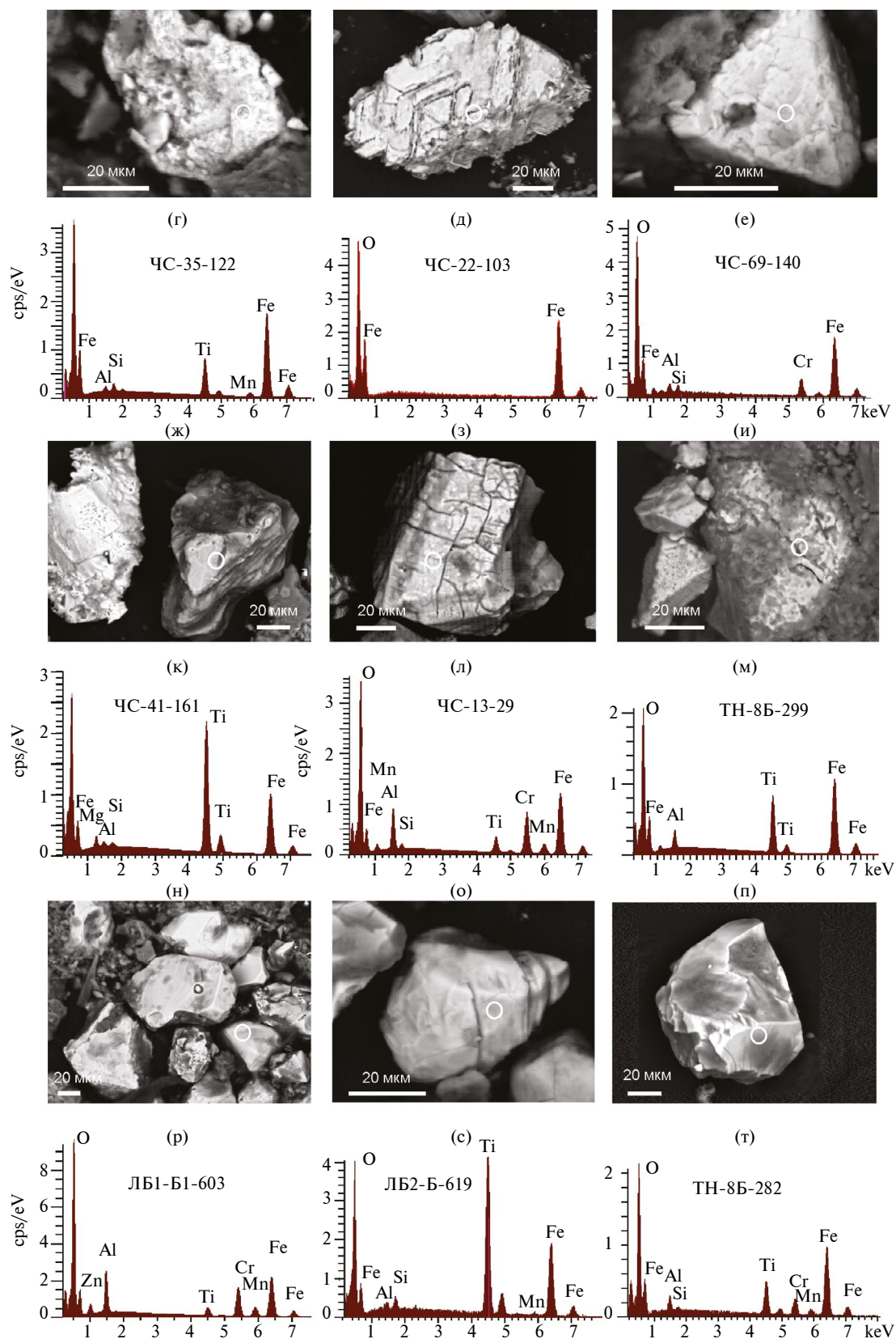
лее тонких (рис. 5). Содержание кремнезема в алеврито-пелитовых фракциях размером 1–20 мкм на 5–25% (среднее 14%) меньше, чем в грубых фракциях, в то время как содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MgO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> увеличиваются в среднем на 73%, 68%, 80% и 117% соответственно по сравнению с содержаниями этих элементов в грубых фракциях.

**Магнито-минералогические данные.** Магнитные фракции из делювиальных образцов состоят преимущественно из малотитанистых и высокотитанистых титаномагнетитов (рис. 4 р-т, табл. 6). Титаномагнетиты с низким содержанием титана (3–4%) преобладают в образцах делювия западной части озера, в то время как высокотитанистые титаномагнетиты со средними содержаниями титана 18.6–19.6% доминируют в образцах делювия из северо-восточных склонов, где также отмечено больше зерен хромитов и ильменитов (табл. 6).

#### *Отложения, вскрытые в скважинах*

**Литология.** В оз. Чистое пробурено 9 скважин и отобраны керны донных отложений, позволяющих судить о строении осадочного чехла (рис. 1). Максимальная мощность озерных осадков составляет 945 см в скв. ЧС-7 (центральная часть озера на глубине 5 м). Примечательно, что в самой глубокой





**Рис. 4.** Характерные минералы магнитных фракций из донных поверхностных и делювиальных отложений: (а-в, ж-и, н-п) — изображение в обратнорассеянных электронах; (г-е, к-м, р-т) — энергодисперсионные спектры.

**Таблица 5.** Элементный (мас. %) состав минералов магнитной фракции поверхностных проб

| Минералы         | Значения | O     | Fe    | Ti    | Si   | Al   | Na   | Mg   | Mn   | Ca   | Cr    | V    | Zn   |
|------------------|----------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|
| Титаномагнетит 1 | N        | 76    | 76    | 62    | 69   | 69   | 9    | 22   | 13   | 11   | 5     | 6    | 0    |
|                  | Мин.     | 14.76 | 31.25 | 0.34  | 0.07 | 0.17 | 0.26 | 0.16 | 0.96 | 0.23 | 0.36  | 0.44 | 0    |
|                  | Макс.    | 36.22 | 74.28 | 13.00 | 5.91 | 1.86 | 1.11 | 0.89 | 2.82 | 7.14 | 1.43  | 1.41 | 0    |
|                  | Среднее  | 26.59 | 59.92 | 4.55  | 1.02 | 0.76 | 0.66 | 0.55 | 1.59 | 1.49 | 0.80  | 0.68 | 0    |
| Титаномагнетит 2 | N        | 77    | 77    | 77    | 55   | 72   | 2    | 68   | 27   | 2    | 0     | 0    | 0    |
|                  | Мин.     | 20.49 | 23.33 | 13.43 | 0.1  | 0.11 | 0.45 | 0.16 | 0.43 | 0.76 | 0     | 0    | 0    |
|                  | Макс.    | 41.51 | 53.35 | 30.17 | 1.75 | 1.27 | 0.9  | 2.17 | 4.63 | 1.1  | 0     | 0    | 0    |
|                  | Среднее  | 30.46 | 42.05 | 21.26 | 0.49 | 0.42 | 0.68 | 0.97 | 1.68 | 0.93 | 0     | 0    | 0    |
| Хромит           | N        | 7     | 7     | 5     | 6    | 7    | 3    | 4    | 5    | 0    | 7     | 0    | 3    |
|                  | Мин.     | 1.18  | 35.20 | 2.74  | 0.34 | 0.16 | 0.64 | 0.52 | 1.97 | 0    | 8.83  | 0    | 1.38 |
|                  | Макс.    | 31.79 | 63.24 | 19.25 | 1.00 | 8.09 | 0.98 | 1.59 | 9.21 | 0    | 15.36 | 0    | 2.85 |
|                  | Среднее  | 25.21 | 45.38 | 6.67  | 0.65 | 3.46 | 0.78 | 0.92 | 3.44 | 0    | 12.50 | 0    | 2.33 |
| Ильменит         | N        | 26    | 26    | 26    | 23   | 18   | 1    | 5    | 24   | 2    | 0     | 0    | 0    |
|                  | Мин.     | 23.96 | 17.22 | 22.01 | 0.10 | 0.10 | 0.53 | 0.83 | 0.97 | 0.53 | 0     | 0    | 0    |
|                  | Макс.    | 42.14 | 37.37 | 34.05 | 1.29 | 1.11 | 0.53 | 1.65 | 9.93 | 1.12 | 0     | 0    | 0    |
|                  | Среднее  | 32.52 | 30.85 | 28.98 | 0.41 | 0.33 | 0.53 | 1.11 | 3.27 | 0.82 | 0     | 0    | 0    |

Примечание. N – количество анализов (зерен).

части озера мощность осадков меньше и составляет 635 см (скв. ЧС-6).

Донные осадки из скважин в оз. Чистое представлены тонким материалом алеврито-пелитовой размерности различной мощности с редкими включениями вивианитовых скоплений и органических остатков преимущественно водных растений (табл. 6). Отложения имеют серый, темно-серый цвет, в окисленном состоянии приобретают буроватый оттенок.

В нижней части разреза самой глубокой скв. ЧС-7 (гл. 600–945 см) отложения имеют неясно выраженную слоистость, подчеркнутую тонкими прослоями органики или более грубыми литологическими разностями. Скважины ЧС-4, 4а, 4б, 4в пробурены до нижней тефры (гл. 189–203 см), остальные скважины – до ложа озера. В основании скважин ЧС-1, ЧС-2, ЧС-6, ЧС-7 отложения содержат прослой песков, гравий, гальку и обилие обугленных органических остатков (рис. 6в). Осадки небольших озер ЛБ-1 и ЛБ-2 более грубозернистые. Они представлены алевритами с многочисленными прослоями песчаных алевритов, тонкозернистых песков, растительного детрита. Близость береговой линии сказывается на составе отложений.

**Гранулометрия.** Для отдельных проб (20 проб) из скв. ЧС-2 выполнен гранулометрический анализ. Пробы отбирались по всей колонке с шагом 10–50 см. Полученные гранулометрические спектры практически однотипные. Они ассиметричные, одномодальные (рис. 6е). Значения модальных пиков составляют от 27 до 70 мкм (среднее 53 мкм). Пики сдвинуты к области грубых гранулометрических разностей. Содержание глинистой компоненты фракций варьирует от 11 до 28% (среднее = 18%). Фракции более 70 мкм составляют 13–33% (среднее = 24%).

В скважине (ЧС-5), пробуренной ближе к береговой линии, осадки представлены песками и алевритовыми песками.

**Тефра.** В осадках оз. Чистое и в осадках близлежащих небольших озер установлены две генерации тефры, имеющие различную мощность (табл. 7, рис. 6а, б).

Тефра представляет собой продукты извержения вулканов, произошедших на границе раннего и позднего голоцена и в позднем голоцене (Минюк и др., 2022б). Геохимические и минералогические характеристики тефр получены по осадкам озер ЛБ-1 и ЛБ-2, где прослой тефры имеют четкие границы.

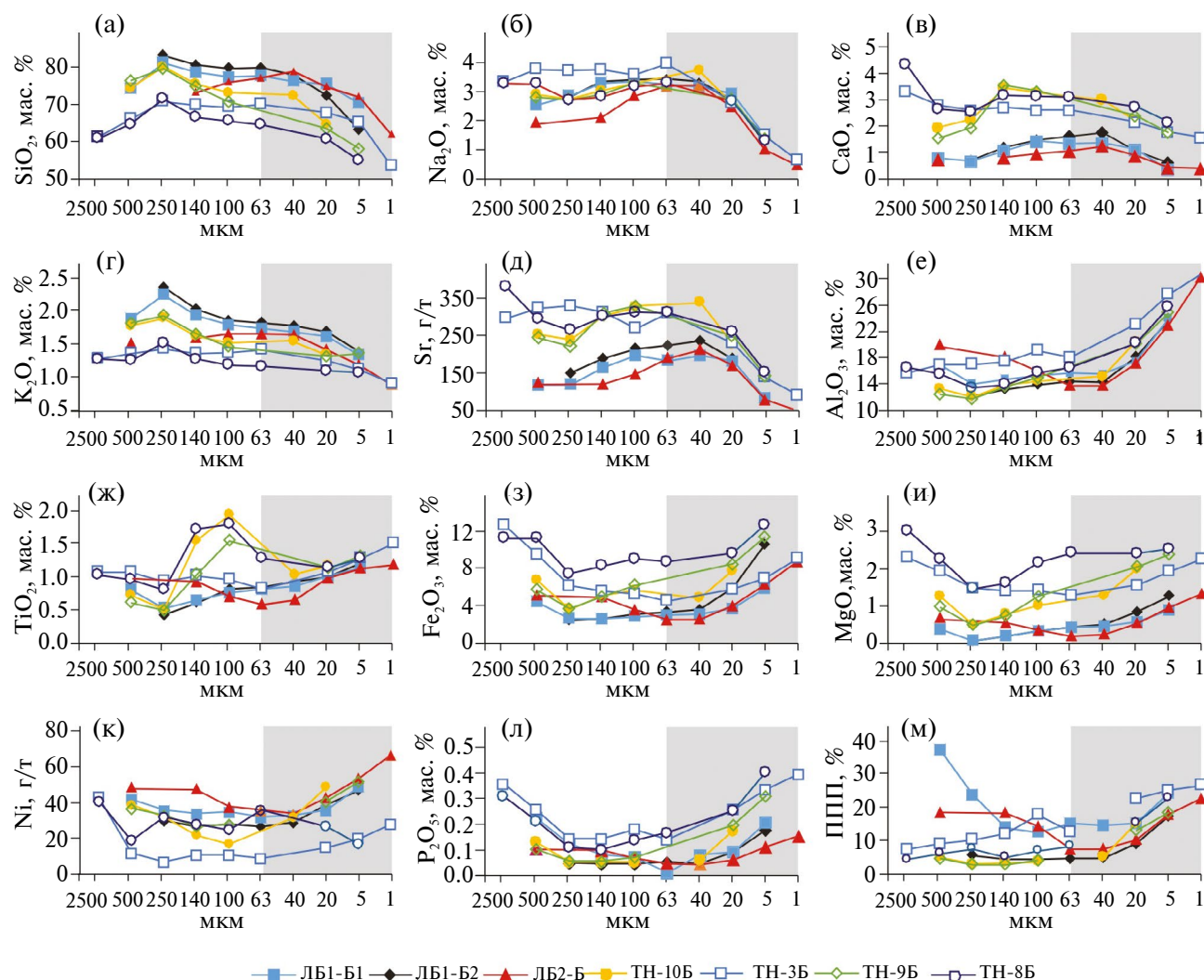


Рис. 5. Зависимость содержаний элементов и величины потери при прокаливании от размера гранулометрических фракций делювия. Серой полосой обозначен доминирующий гранулометрический размер озерных осадков.

Нижняя тефра (скв. ЛБ-2, гл. 661–619 см), по данным микронзондового анализа, имеет риолитовый состав. Средняя концентрация  $\text{SiO}_2$ , определенная по 26 зернам, составляет 70.3 мас. %, сумма  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6.6$  мас. %,  $\text{Na}_2\text{O}$  доминирует над  $\text{K}_2\text{O}$ .

В нижней тефре выделяются две группы титаномagnetитов, отличающиеся по содержанию титана (табл. 8). В группе высокотитанистых титаномagnetитов концентрация  $\text{Ti}$  изменяется в пределах 24.26–28.01 мас. % (среднее 25.54 мас. %). Из примесей присутствуют  $\text{Mn}$  (1.21 мас. %),  $\text{Mg}$  (0.89 мас. %),  $\text{Al}$  (0.14 мас. %) и  $\text{Si}$  (0.35 мас. %). Во второй группе титаномagnetитов содержания  $\text{Ti}$  составляют 0.35–16.87 мас. % (среднее 6.48 мас. %). Примеси представлены  $\text{Mn}$  (1.45 мас. %),  $\text{Si}$  (0.80 мас. %),  $\text{Al}$  (0.59 мас. %),  $\text{Mg}$  (0.53 мас. %),  $\text{V}$  (0.41 мас. %). Тефра связывается с извержением вулкана Курильского озера на Камчатке, произошедшего, по дан-

ном радиоуглеродного анализа, 7600 ( $^{14}\text{C}$ ) лет назад (Ponomareva et al., 2004). Близкий возраст тефры из озерных осадков и обнажений получен по многочисленным объектам Магаданской области и Якутии (Глушкова и др., 2014; Позднечетвертичные..., 2002; Lozhkin et al., 2016; Ponomareva et al., 2004).

Верхняя тефра (скв. ЛБ-2, гл. 171.5–172 см) имеет андезит-дацитовый состав с содержанием оксида кремния 64.65 мас. %, а сумма  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  приблизительно та же (7.57 мас. %). Магнитные минералы в ней представлены magnetитами и малотитанистыми титаномagnetитами с содержанием  $\text{Ti}$  2.7 мас. % (табл. 8). Среди примесей в единичных зернах выявлены  $\text{Cr}$  (0.4 мас. %),  $\text{V}$  (0.29 мас. %),  $\text{Mn}$  (1.11 мас. %), повсеместно отмечены  $\text{Al}$  (0.59 мас. %),  $\text{Si}$  (0.69 мас. %) и  $\text{Mg}$  (0.59 мас. %). В разрезах скв. ЛБ-1а, ЛБ-1б, ЛБ-2, прослой верхней тефры имеет четкие границы. В осадках оз. Чистое, слой тефры не выдержан по

Таблица 6. Средний элементный (мас. %) состав минералов магнитной фракции делювия

| Минерал          | Образец               | O             | Fe            | Ti            | Si           | Al           | Na          | Mg           | Mn           | Ca           | Cr            | V           | Zn          |
|------------------|-----------------------|---------------|---------------|---------------|--------------|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|---------------|-------------|-------------|
| Титаномагнетит 1 | ЛБ-1, 2-Б             | 23.49<br>(22) | 59.59<br>(22) | 3.07<br>(21)  | 0.68<br>(20) | 0.94<br>(22) | 0.85<br>(1) | 0.74<br>(16) | 1.44<br>(7)  | 0            | 0.99<br>(10)  | 0.36<br>(3) | 0           |
|                  | ТН-3Б, 8,<br>9Б, 10Б  | 29.56<br>(58) | 58.72<br>(58) | 4.08<br>(49)  | 1.50<br>(49) | 1.04<br>(57) | 0.38<br>(2) | 0.98<br>(15) | 0            | 0.90<br>(17) | 2.10<br>(2)   | 0           | 0           |
| Титаномагнетит 2 | ЛБ-1, 2-Б             | 29.26<br>(39) | 40.63<br>(39) | 19.61<br>(39) | 0.61<br>(36) | 0.48<br>(37) | 0.23<br>(1) | 0.81<br>(39) | 1.36<br>(14) | 0            | 0.38<br>(3)   | 0           | 0           |
|                  | ТН-3Б, 8Б,<br>9Б, 10Б | 34.21<br>(8)  | 43.38<br>(8)  | 18.64<br>(8)  | 0.77<br>(7)  | 1.00<br>(7)  | 0.92<br>(2) | 1.17<br>(4)  | 1.28<br>(1)  | 1.77<br>(2)  | 0             | 0           | 0           |
| Хромит           | ЛБ-1, 2-Б             | 27.73<br>(12) | 30.26<br>(12) | 3.62<br>(12)  | 0.90<br>(11) | 4.97<br>(12) | 0.62<br>(5) | 1.25<br>(9)  | 4.20<br>(8)  | 0            | 15.00<br>(11) | 0           | 2.43<br>(5) |
|                  | ТН-3Б, 8Б,<br>9Б, 10Б | 28.59<br>(5)  | 46.74<br>(5)  | 4.24<br>(5)   | 0.91<br>(5)  | 2.52<br>(5)  | 0.46<br>(1) | 0.65<br>(1)  | 2.10<br>(4)  | 0            | 9.28<br>(5)   | 0           | 0           |
| Ильменит         | ЛБ-1, 2-Б             | 31.41<br>(3)  | 29.06<br>(3)  | 28.03<br>(3)  | 0.55<br>(3)  | 0.35<br>(2)  | 0           | 0.23<br>(1)  | 1.79<br>(3)  | 0            | 0             | 0           | 0           |
|                  | ТН-3Б, 8Б,<br>9Б, 10Б | 30.81<br>(1)  | 28.42<br>(1)  | 29.52<br>(1)  | 0            | 0            | 0           | 0            | 8.14<br>(1)  | 0            | 0             | 0           | 0           |

Примечание. В скобках – количество анализов (зерен).

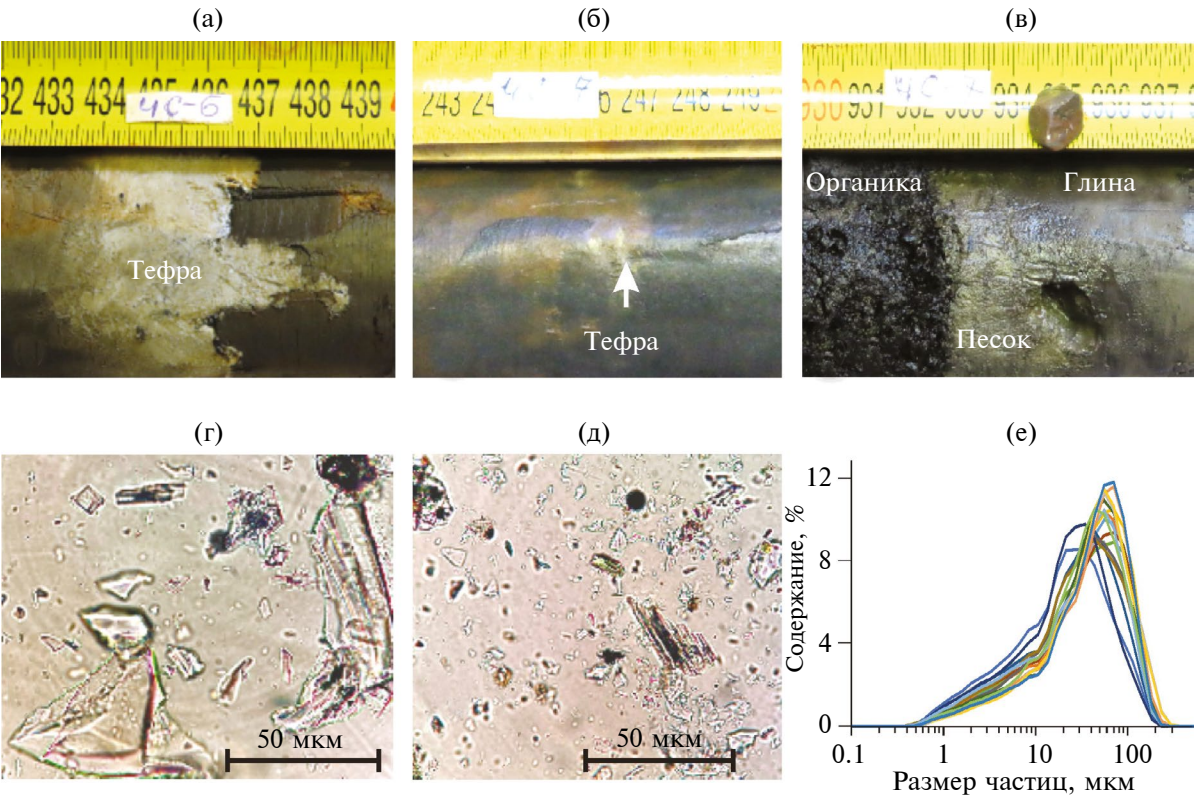


Рис. 6. Изображения прослоев тефры (а, б), осадков основания скважины ЧС-7 (в), слайдов в проходящем свете со стеклами тефры (г, д) и гранулометрические спектры образцов (показаны цветными линиями) из осадков скв. ЧС-2 (е).



Таблица 7. Характеристика керна скважин озер Чистое, ЛБ-1 и ЛБ-2

| Параметры             | ЧС-1      | ЧС-2      | ЧС-4      | ЧС-4а     | ЧС-4б     | ЧС-4в     | ЧС-5      | ЧС-6      | ЧС-7        | ЛБ-1а     | ЛБ-1б     | ЛБ-2        |
|-----------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------------|-----------|-----------|-------------|
| Мощность, см (N)      | 599 (591) | 577 (552) | 193 (295) | 189 (279) | 204 (304) | 203 (202) | 223 (360) | 635 (594) | 945 (920)   | 439 (863) | 423 (842) | 669 (1325)  |
| Верхняя тефра, см     | 86–88     | 77–80     | 36–38.5   | 35.5–37   | 31–34     | 36.5–37   | –         | 162–166   | 240–249     | 108.5–109 | 109.5–110 | 171.5–172.0 |
| Нижняя тефра (КО), см | 373–377   | 360–364   | 190–193   | 185–189   | 184–188   | 182–186   | –         | 433–437   | 625.5–626.5 | –         | –         | 616–619     |

Примечание. N – Количество отобранных образцов.

Таблица 8. Элементный (мас. %) состав минералов магнитной фракции тефры

| Значения                               | O     | Fe    | Ti    | Si   | Al   | Na   | Mg   | Mn   | Ca   | Cr   | V    |
|----------------------------------------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| <b>Верхняя тефра, титаномагнетит 1</b> |       |       |       |      |      |      |      |      |      |      |      |
| N                                      | 28    | 28    | 26    | 28   | 28   | 4    | 25   | 4    | 2    | 3    | 6    |
| Мин.                                   | 13.76 | 43.22 | 0.53  | 0.19 | 0.18 | 0.21 | 0.29 | 0.91 | 0.12 | 0.4  | 0.24 |
| Макс.                                  | 33.23 | 65.46 | 6.86  | 1.28 | 1.17 | 0.62 | 1.13 | 1.22 | 0.27 | 0.5  | 0.34 |
| Среднее                                | 24.8  | 59.36 | 2.72  | 0.69 | 0.59 | 0.39 | 0.59 | 1.11 | 0.2  | 0.44 | 0.28 |
| <b>Нижняя тефра, титаномагнетит 1</b>  |       |       |       |      |      |      |      |      |      |      |      |
| N                                      | 20    | 20    | 18    | 18   | 19   | 5    | 10   | 8    | 2    | 0    | 4    |
| Мин.                                   | 18.05 | 43.74 | 0.36  | 0.21 | 0.22 | 0.44 | 0.16 | 1.08 | 0.28 | 0    | 0.32 |
| Макс.                                  | 33.80 | 67.85 | 16.87 | 2.16 | 1.07 | 0.78 | 0.96 | 2.18 | 0.33 | 0    | 0.59 |
| Среднее                                | 26.72 | 57.85 | 6.48  | 0.80 | 0.59 | 0.62 | 0.53 | 1.44 | 0.30 | 0    | 0.41 |
| <b>Нижняя тефра, титаномагнетит 2</b>  |       |       |       |      |      |      |      |      |      |      |      |
| N                                      | 8     | 8     | 8     | 6    | 4    | 0    | 8    | 8    | 0    | 0    | 0    |
| Мин.                                   | 22.79 | 33.59 | 24.26 | 0.16 | 0.05 | 0    | 0.49 | 0.99 | 0    | 0    | 0    |
| Макс.                                  | 35.96 | 38.85 | 28.01 | 0.56 | 0.18 | 0    | 1.32 | 1.58 | 0    | 0    | 0    |
| Среднее                                | 28.37 | 37.04 | 25.54 | 0.35 | 0.14 | 0    | 0.89 | 1.21 | 0    | 0    | 0    |

Примечание. N – Количество образцов.

простирацию, вулканический материал перемешан с вмещающими осадками, по-видимому, вследствие биотурбаций. Тем не менее по высоким значениям магнитных параметров этот “верхний” слой тефры уверенно диагностируется в осадках (Минюк и др., 2022б). Возраст тефры позднеголоценовый около  $2754 \pm 10$  ( $^{14}\text{C}$ ) лет (Lozhkin et al., 2022).

По данным радиоуглеродного датирования, возраст двух проб органических остатков, отобранных на глубинах 266 и 524 см из скв. ЧС-1, составляет  $5349 \pm 33$  лет ( $6137 \pm 136$  кал. лет назад) и  $8815 \pm 36$  лет ( $9908 \pm 221$  кал. лет назад) соответственно (табл. 1).

**Геохимическая характеристика.** Вариации содержания элементов в осадках скв. ЧС-2 незначительные (рис. 7). По всем параметрам выделяется нижняя часть разреза, где осадки представлены грубозернистыми разностями. Для этих отложений характерны

максимальные содержания  $\text{SiO}_2$  (76.37–77.28 мас. %),  $\text{CaO}$  (2.77–2.95 мас. %),  $\text{K}_2\text{O}$  (1.62–1.65 мас. %),  $\text{Sr}$  (262–275 г/т) и минимальные других элементов –  $\text{TiO}_2$  (0.64–0.73 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (11.06–11.79 мас. %),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (3.35–3.36 мас. %),  $\text{MgO}$  (0.64–0.75 мас. %). В целом снизу вверх по разрезу скважины наблюдается незначительное синхронное увеличение содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , и уменьшение концентраций  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Геохимическая зональность не четкая. Наибольшая амплитуда вариаций наблюдается для  $\text{SiO}_2$ . Содержание кремнезема имеет повышенные значения на глубинах 525–550, 475–490, 400, 300–375, 265, 170 и 25–115 см. Кремнезем положительно коррелирует с  $\text{CaO}$  ( $r = 0.64$ ),  $\text{Sr}$  ( $r = 0.54$ ),  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = 0.24$ ),  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $r = 0.16$ ) и обратно с  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = -0.93$ ),  $\text{ППП}$  ( $r = -0.83$ ),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $r = -0.77$ ),  $\text{TiO}_2$  ( $r = -0.74$ ),  $\text{MgO}$  ( $r = -0.72$ ),  $\text{CIA}$  ( $r = -0.83$ ),  $\text{PIA}$  ( $r = -0.81$ ).

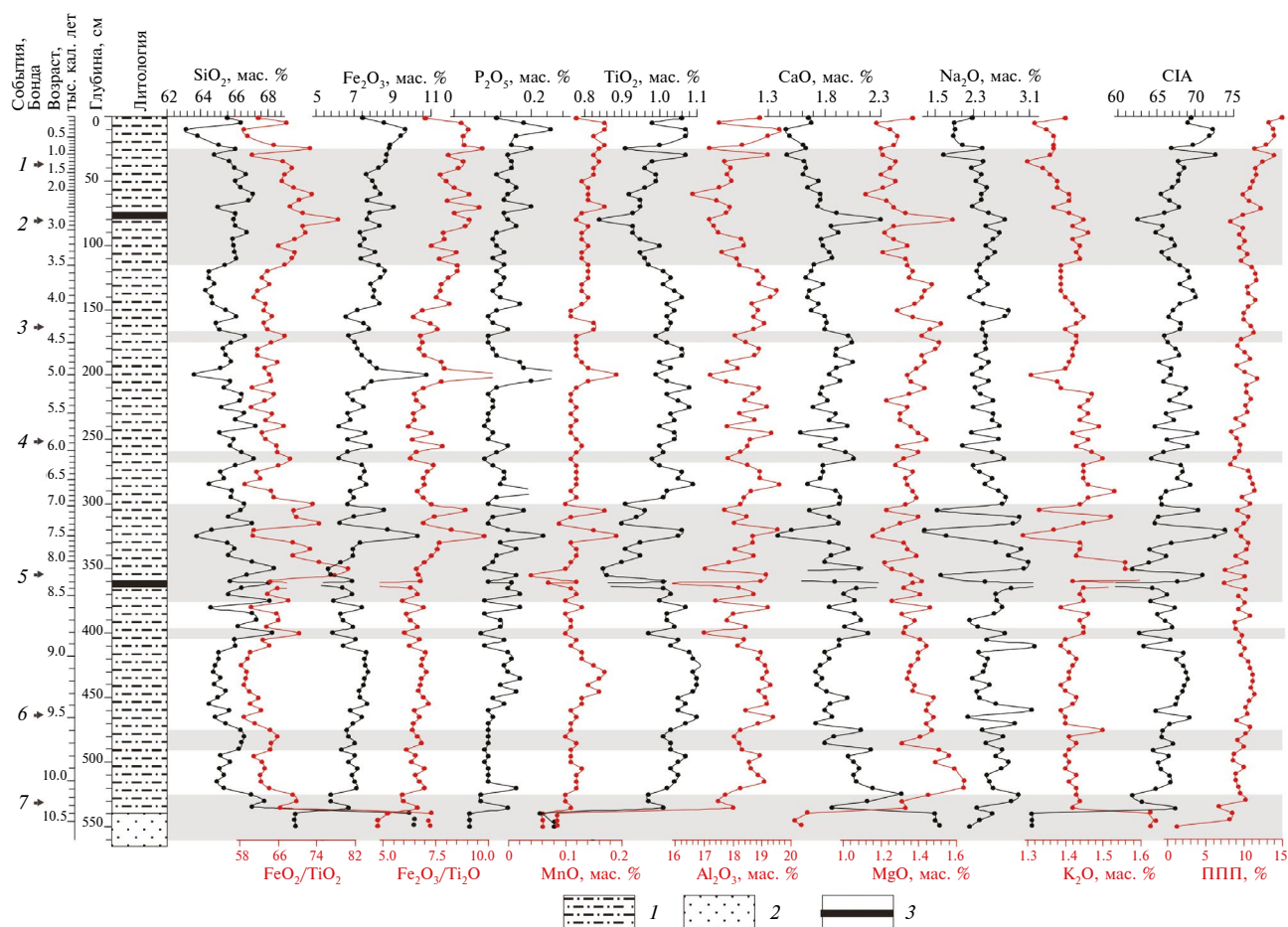


Рис. 7. Литология разреза и распределение геохимических характеристик по разрезу скважины ЧС-2: 1 – песок; 2 – алеврит; 3 – тейфа.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Геохимическое картирование поверхностных отложений озера

На основе данных по поверхностным пробам донных отложений оз. Чистое построены геохимические карты осадочного чехла и определены особенности распределения элементов по площади (рис. 8). Подобные исследования проводились ранее для других крупных озер, что позволило оценить влияние состава пород водосборной площади на характеристику осадков (Das, Naake, 2003; Wennrich et al., 2013; Babeesh et al., 2018).

Для оз. Чистое установлено, что геохимические особенности поверхностных отложений контролируются размерностью частиц и строением пород в источниках сноса.

В зоне распространения песков по периметру оз. Чистое отмечены повышенные концентрации мобильных оксидов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и высокие значения магнитной восприимчивости

(рис. 8 а, б, в, л). В центральных частях озера доминируют тонкие литологические разности. Они обогащены  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , имеют высокие значения ППП, CIA, PIA (рис. 8 г–ж, к, м). Распределение хрома по латерали сложное, но в целом повышенные значения характерны для осадков южной и восточной частей озера. Марганцем обогащены осадки в северной части озера.

Песчаные отложения отличаются по элементному составу в различных частях озера. В северо-восточной и юго-западной частях они менее химически изменены, имеют повышенные содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  (рис. 8 а, б, м). Источниками сноса на севере являются меловые кислые вулканические породы. В южной части неизмененные горные породы, обогащенные кремнеземом, кальцием, возможно, принесены крупным ручьем, дренирующим меловые вулканические породы различного состава.

Полученные данные согласуются с геохимической характеристикой гранулометрических фракций делювия, по которой прослеживается характер

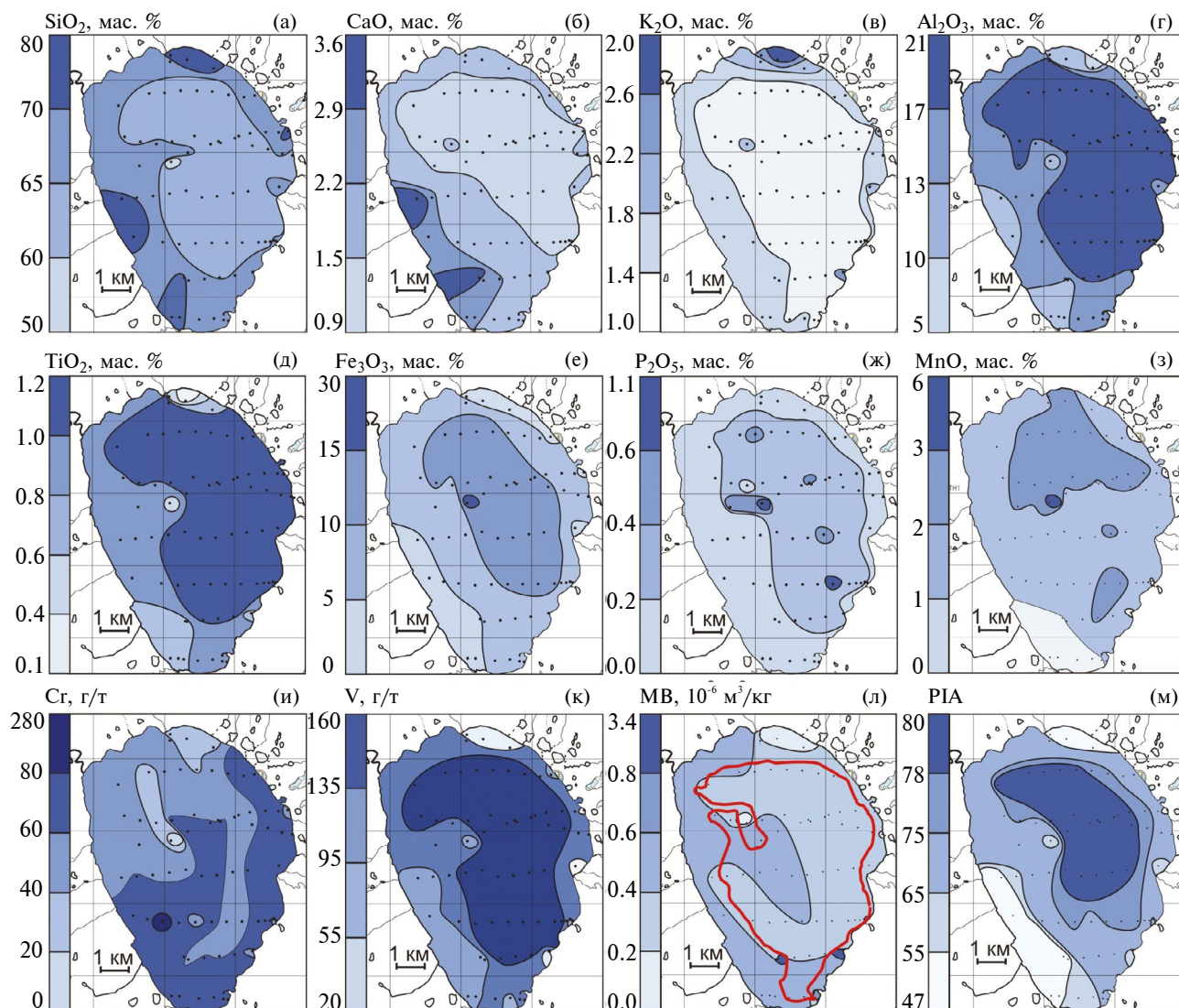


химического изменения пород. С уменьшением размера фракций содержания мобильных элементов уменьшаются, в то время как концентрации немобильных элементов возрастают. В зависимости от размера фракций изменяются геохимические индексы, модули и отношения. Индексы выветривания CIA, PIA, Rb/Sr увеличиваются в тонких фракциях, а величины магнитной восприимчивости уменьшаются во фракциях 40–1 мкм (рис. 9).

### Интерпретация геохимических отношений и индексов

Рассмотрим некоторые отношения и индексы, используемые при интерпретации геохимических данных озерных отложений.

**Отношение  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ .** Это отношение часто используется для оценки относительного содержания биогенного кремнезема в озерных осадках (Tanaka et al., 2007; Brown, 2011; Wennrich et al., 2016; Adamson et al., 2019; Минюк и др., 2020; Tichá et al., 2023). При отсутствии биогенного накопления  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  можно использовать как гранулометрический показатель (Shala et al., 2014; Минюк и др., 2020; Tang et al., 2023). Установлено, что в исследованных образцах делювиальных отложений отношение незначительно уменьшается с уменьшением размерности частиц (рис. 9г). В поверхностных отложениях оз. Чистое значение этого показателя меньше для тонких илов, распространенных в центральной части бассейна. В разрезе скважины ЧС-2 величина отношения  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  изменяется в пределах



**Рис. 8.** Распределение геохимических и петрофизических параметров в поверхностных донных осадках. Жирная линия маркирует границу илистых и песчаных отложений.

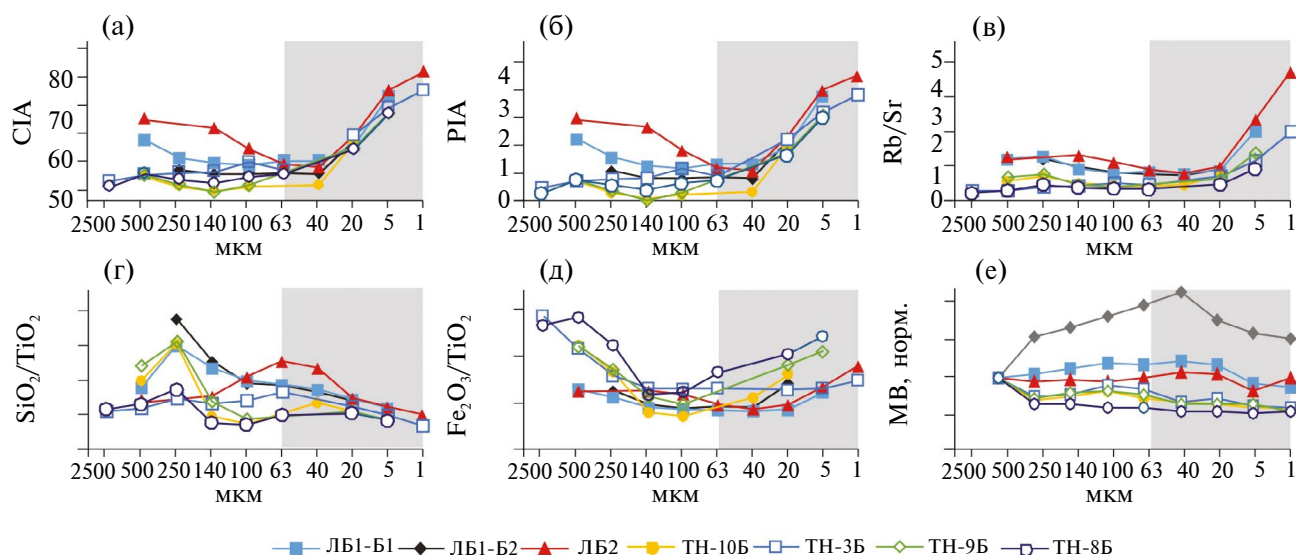


Рис. 9. Зависимость геохимических характеристик от размера гранулометрических фракций делювия. Серой полосою обозначен доминирующий гранулометрический размер озерных осадков.

58.45–119.33 (среднее 66.97). Интервалы с высокими значениями отмечены в основании скважины (глубина 525–550 см), а также на глубинах 475–490, 400, 300–375, 265, 170 и 25–115 см. Можно было бы допустить, что на этих уровнях присутствовало накопление биогенного кремнезема, однако данные указывают на гранулометрический эффект. Отношение  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  коррелируется с отношением  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$  ( $r = -0.59$ ). Этот показатель не связан с биогенным кремнеземом и может использоваться как гранулометрический параметр (Минюк и др., 2020).  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  коррелируется с ППП ( $r = -0.8$ ), Rb/Sr ( $r = -0.3$ ), магнитной восприимчивостью (MB) ( $r = 0.6$ ), остаточной намагниченностью насыщения (Js) ( $r = 0.4$ ), парамагнитной компонентой намагниченности (Jp) ( $r = -0.6$ ).

В целом содержание кремнезема в поверхностных пробах и отложениях скважин невысокое и составляет в среднем 65.65 мас. % и 65.80 мас. % соответственно, что указывает на низкую биопродуктивность озера. Вариации содержаний  $\text{SiO}_2$  по разрезу скважин незначительные. Обычно в голоценовых осадках озер биогенный кремнезем диагностируется по высоким концентрациям общего  $\text{SiO}_2$ . Так, например, в осадках оз. Гранд второй половины голоцена содержание общего  $\text{SiO}_2$  составляет от 83.3 до 92.5% (среднее 88.1%), в оз. Грязевое – от 73.6 до 81.7% (среднее 78.8%). На этих уровнях отмечено обильное скопление ископаемых диатомей (Черепанова и др., 2013, 2022), створки которых состоят из кремнезема.

Отношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  в делювиальных отложениях уменьшается от грубых фракций до фракций 140–100 мкм, затем направленно увеличивается

в тонких фракциях (100–1 мкм). Это отношение иногда используется для оценки вклада недетритового (хемогенного) железа в общее железо. Титан является химически немобильным элементом. При минеральном поступлении железа в бассейн отношение изменяется незначительно (Reynolds et al., 2004; Brunscho et al., 2010), в то же время значения ниже фоновых могут свидетельствовать о растворении железосодержащих минеральных фаз и выносе железа (Fey et al., 2009). Отношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  использовано для оценки источников сноса осадочного вещества (Левитан и др., 2012) и антропогенного загрязнения водоемов (Cvetkoska et al., 2014).

В осадках оз. Чистое отношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  варьирует в пределах 4.59–10.86. Кривые  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  синхронны, указывая на доминирование хемогенного накопления железа (рис. 7). Максимальные значения  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  отмечены на уровнях 70, 200, 305 и 325 см. Эти уровни совпадают с пиками содержаний марганца и фосфора. Предполагается, что они обусловлены аутигенным вивианитом, который в озерных осадках Северо-Востока включает примесь марганца (Minyuk et al., 2013, 2014, 2016). Вивианит, исследованный в 25 зернах из интервала 444 см скв. ЧС-6, состоит из Fe (32.51 мас. %), P (13.70 мас. %), Mn (1.88 мас. %), O (51.49 мас. %). Вивианит является индикатором восстановительных постседиментационных условий. В осадках озера он приурочен к скоплениям органики, создающей восстановительные локальные микросреды. На других уровнях разреза скважины вариации отношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  могут быть обусловлены как гранулометрическим эффектом, так и хемогенными процессами. Данные по делювию

показывают, что при выветривании тонкие фракции обогащаются как железом, так и титаном, однако не в равных пропорциях, так как отношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  возрастает от фракции 100 до фракции 1 мкм. Содержание железа увеличивается во фракциях 1–5 мкм на 179%, в то время как титана – на 103%. На связь содержаний железа с гранулометрией указывает корреляция  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  с  $\text{SiO}_2$  ( $r = -0.54$ ) и  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  ( $r = -0.27$ ), хотя отсутствует корреляция  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  с МВ ( $r = 0.07$ ) и другими магнитными параметрами. Видимо, хемогенный процесс доминирует. Перераспределение железа часто происходит на стадии диагенеза осадков, образуя аутигенные железосодержащие минералы. Для осадков Онежского озера отмечено преобразование нестабильных компонентов детритовых иллитов и хлоритов в железистые разновидности (Strakhovenko et al., 2020; Страховенко и др., 2022).

**Индексы CIA, PIA.** Индексы являются показателями химического изменения пород, которые во многом контролируются климатом (Nesbitt, Young, 1982). Пороодообразующие минералы по-разному изменяются в процессе химического выветривания. Например, из минеральных компонентов гранитов наиболее подвержены выветриванию плагиоклазы, затем щелочные полевые шпаты, наиболее стойким является кварц (Nesbitt et al., 1996). Для оценки тренда выветривания используются диаграммы  $A-CN-K$  [ $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{K}_2\text{O}$ ],  $AK-C-N$  [ $(\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}) - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}$ ]], в которых оксиды приводятся в молярных пропорциях (Nesbitt, Young, 1984; Fedo et al., 1995; Nesbitt et al., 1996). Важное значение имеют геохимические данные по источникам сноса, особенно по неизмененным породам, что позволяет устанавливать связь между ними и осадками. Индекс CIA для неизмененных базальтов, гранитов и гранодиоритов составляет 30–45 и 45–55 соответственно (Nesbitt, Young, 1982). Эти породы будут занимать нижнюю часть  $A-CN-K$  диаграммы. Вершину треугольника занимают хлорит, каолинит, гиббсит, промежуточное положение – смектит и иллит. Неизмененные породы имеют индекс PIA около 50, хлорита, каолинита, гиббсита – 100 (Fedo et al., 1995). Грубозернистые разности озерных и делювиальных отложений наиболее близко будут соответствовать материнским породам, хотя пески и гравий, галька – это уже химически измененный материал, в котором часть подвижных элементов потеряна (Nesbitt et al., 1996).

Рассмотрим тренд химического выветривания по материалам оз. Чистое. Анализировались геохимические данные различных гранулометрических фракций делювиальных отложений, включающих крупные обломки коренных пород, а также данные

по озерным пескам и алевритам, и тефры. Линия тренда на диаграмме  $A-CN-K$  субпараллельна стороне треугольника  $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 10а), что указывает на преимущественную потерю  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  по сравнению с  $\text{K}_2\text{O}$ . CIA озерных алевритов и глин, тонких фракций делювия составляет 60–80. Вблизи линии тренда в нижней части диаграммы находятся грубые фракции делювия и озерные пески. Эти отложения химически слабо изменены, они расположены около линии плагиоклаз – калиевый полевой шпат. Тонкие фракции делювия распределены на диаграммах, как и озерные осадки алеврито-пелитового состава.

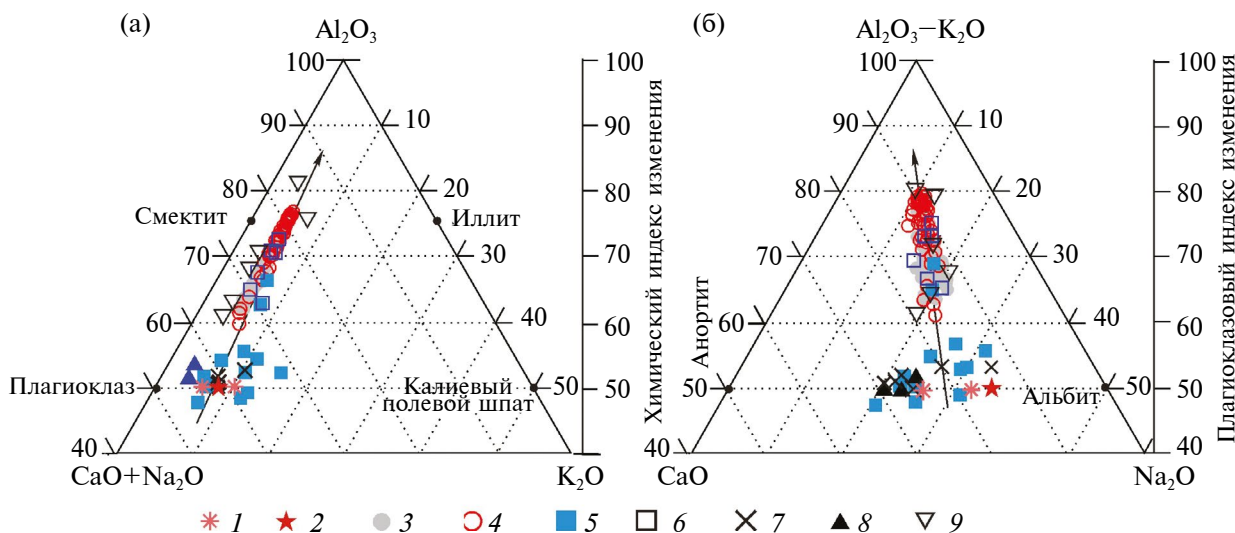
Коренные породы, грубозернистые отложения являются источником материала для тонких озерных осадков. Разновозрастная тефра из озерных отложений химически слабо изменена. Данные по тефре расположены рядом в нижней части диаграммы  $AK-C-N$ , допуская предположение об отсутствии значительных постседиментационных химических изменений тефры, следовательно, и детритового материала в озерном бассейне. В целом полученные геохимические материалы указывают на связь озерных осадков с коренными породами и продуктами их выветривания, распространенными вблизи озера.

Диаграмма  $AK-C-N$  также демонстрирует степень выветривания. Практически в центре диаграммы расположены образцы из тонких фракций делювия и озерных осадков. В нижней части выделяется два кластера данных. Слева от линии тренда расположена группа образов, представляющих породы и продукты выветривания пьегинской свиты, представленной базальтами, андезитами и их туфами. В них содержание кальция и натрия находится приблизительно в равном количестве. Справа от линии тренда находятся образцы, представляющие полимиктовые отложения Ланковской впадины. В них натрий доминирует над кальцием. В зависимости от элементного состава отложений, преимущественно от содержания кальция и натрия и соотношения между ними, направления тренда выветривания на подобных диаграммах различные. Так, для осадков озер Курильских островов, где вулканиды обогащены кальцием, линия тренда параллельна оси  $\text{CaO} - (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O})$  (Минюк, Борходоев, 2021). Для отложений озер Эльгыгытгын и Гранд, источником сноса для которых являются вулканиды кислого состава, линия параллельна оси  $\text{Na}_2\text{O} - (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O})$  (Minyuk et al., 2013; Минюк и др., 2020).

#### *Особенности осадконакопления в оз. Чистое*

Характер осадконакопления и элементный состав осадков являются не типичными для исследованных озер Северо-Востока России. Базальные слои





**Рис. 10.** Диаграммы, показывающие тренд выветривания коренных пород и осадков озера Чистое: 1 – нижняя теффа; 2 – верхняя теффа; 3 – осадки скважин; 4–6 – поверхностные осадки: 4 – алеврит; 5 – песок; 6 – песок восточной части озера; 7–9 – фракции делювия: 7 – 2500–250 мкм; 8 – 250–40 мкм; 9 – 40–1 мкм.

озерной толщии представлены несортированными отложениями с линзами гумуса, торфа, глин, песка, дресвы, с включениями растительных остатков. Такие же несортированные песчано-глинистые отложения с дресвой, галькой, угольками залегают в основании разрезов скважин ЛБ-1а (гл. 439 см), ЛБ-1б (гл. 423 см) и ЛБ-2 (гл. 669 см) в озерах ЛБ-1 и ЛБ-2.

Предполагается, что эти отложения образованы на поверхности равнин с участием мелких водотоков (промоин), видимо, в начале развития термокарстовых процессов на ранних этапах протаивания вечномёрзлых пород и первичного формирования озера. По данным бурения и геофизическим данным мощность мерзлых пород вблизи озера достигает 175 м (Зуев, 1995).

При бурении донных отложений оз. Чистое в зимнее время при достижении скважины нижних слоев осадочной толщии из скважины в больших количествах на поверхность воды начал поступать метан (горит при поджоге). Скопления метана характерно для термокарстовых озера (Heslop et al., 2020). Образование озера, согласно нашим возрастным моделям, построенным на основе радиоуглеродных датировок и возрасте тефры, произошло в самом начале голоцена, около 11200 кал. лет тому назад. Синхронно с озерным накоплением на периферии озера формировались торфяники. Серия из 9 радиоуглеродных дат свидетельствует о непрерывном накоплении торфа начиная от  $11122 \pm 81$  ( $^{14}C$  149725  $\pm$  250) до  $3710 \pm 81$  ( $^{14}C$  3450  $\pm$  90) кал. лет тому назад. Состав торфа органогенный, минеральных детритовых озерных прослоев не зафиксировано. Торфяные болота не затапливались, как

могло бы быть при повышении уровня воды озера, что предполагалось ранее (Андерсон и др., 1997). Оз. Чистое отличается от типичных термокарстовых озера своим развитием. Термокарстовые озера проходят ряд стадий, включая затухание термокарстовых процессов и осушение озера (Кудрявцев и др., 1978). Динамика этих процессов может быть довольно быстрая. В течение нескольких десятилетий очертания озера могут измениться или они могут полностью исчезнуть (Zakharova et al., 2018; Lozhkin et al., 2022a; Chen et al., 2022). Оз. Чистое, расположенное в южной части неотектонической депрессии, существовало на протяжении всего голоцена. Оно со всех сторон окружено небольшими сопками, с которых стекают многочисленные ручьи, питающие его. Озеро не осушалось, пляжи узкие, берега активно разрушаются.

Вытекающая из озера река Белая крупная. Предполагается, что она, как и мелкие ручьи, протекала через равнину, на которой позже сформировалось озеро. Распределение элементного состава озерных поверхностных осадков сложное (рис. 8), что обусловлено, по-видимому, гидрофизическими процессами. Песчаные отложения, обогащенные кремнеземом, встречаются в центральных частях озера на глубинах до 6 м, вдали от береговой линии.

Для озера Чистое характерна низкая биопродуктивность. По содержанию биомассы зоопланктона озеро относится к водоему олиготрофного типа (Юсупов и др., 2012). Содержания кремнезема в осадках не высокие (в среднем 66.1%). Они близкие к содержаниям  $SiO_2$  в тонких фракциях делювия. Кремнезем осадков преимущественно

детритовый. В делювиальных отложениях (обр. ТН-3Б и ТН-10Б) кремний входит в состав кварца (44.9–45.6%), плагиоклаза (28.8–30.5%), К-полевого шпата (29.9–31.1%), альбита (31.6–31.9%). Вариации кремнезема в озерной толще отражают гранулометрические особенности осадка, которые могли контролироваться климатическими изменениями, например, более влажными условиями, увеличением эрозии и стока грубого материала в бассейн озера. Так как озеро расположено в кайнозойской депрессии, возможно влияние разнонаправленных неотектонических движений. В течение голоцена накопилось около 9.5 м осадков.

Материал в озеро поступал со склонов, покрытых делювием, образованным в результате выветривания вулканогенных пород, а также из дренируемых осадочных отложений впадины неоген-палеогенового возраста. Подтверждением этому является наличие большого количества переотложенной пыльцы в озерных осадках, включающей термофильные таксоны *Picea* sect. *Euricea*, *Tsuga*, *Tilia*, *Corylus*, *Juglans*, *Ulmus*, которые не произрастают в окрестностях озера в настоящее время (Lozhkin et al., 2022b). В небольших озерах ЛБ-1 и ЛБ-2 с ограниченным водосбором переотложенная пыльца в донных отложениях отсутствует.

В раннем голоцене в оз. Чистое накапливались преимущественно тонкие илы. Импульс поступления “грубозернистых” осадков, обогащенных кремнеземом, произошел (9760–9650) и 8810 кал. лет тому назад. Заметное накопление относительно грубозернистых осадков происходило в самом начале среднего голоцена 854–692 кал. лет назад, а также 6140 и 4450 кал. лет назад. Для позднего голоцена привнос обломочного материала с повышенными содержаниями  $\text{SiO}_2$  отмечен в интервале 3470–850 кал. лет назад. Климат голоцена был не постоянный (Mayewski et al., 2004). Изменения характера осадконакопления, возможно, обусловлены климатическими причинами, в частности, могут быть связаны с холодными событиями Бонда (рис. 7), выделенными в Северной Атлантике по содержанию гематита в осадках, принесенного льдами (Bond et al., 1997, 2001).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Озеро Чистое образовано в начале голоцена около 11200 кал. лет тому назад. Максимальная мощность осадочного чехла озера составляет 9.5 м. Согласно геохимическим данным, продукты эрозии и выветривания местных пород являлись основным источником материала, приносимым в осадочный бассейн многочисленными ручьями.

Установлена четкая связь элементного состава делювиальных и озерных отложений с грануломе-

трией. Тонкие литологические разности алевро-то-пелитового состава имеют низкие содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Sr}$  и обогащены  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{V}$ . Они химически более измененные, чем песчано-галечный материал.

Проведенное геохимическое картирование современных донных осадков оз. Чистое выявило влияние источников сноса на элементный состав озерных отложений.

В течение голоцена в озерном бассейне доминировало детритовое осадконакопление, биопродуктивность бассейна была низкой. Аутигенные процессы связаны с образованием вивианита в толще донных отложений оз. Чистое. Состав магнитных минералов, где доминируют титаномагнетиты, хромиты и ильмениты, идентичен в источниках сноса и озерных осадках. Две генерации тефры, обнаруженной в озерной толще, отличаются по геохимическим параметрам.

*Авторы благодарят научного редактора Русакова Валерия Юрьевича и двух рецензентов за конструктивные рекомендации, способствующие существенно-му улучшению содержания статьи.*

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 22-27-00444).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андерсон П.М., Белая Б.В., Глушкова О.Ю., Ложкин А.В. (1997) Новые данные об эволюции растительного покрова Северного Приохотья в позднем плейстоцене и голоцене. *Поздний плейстоцен и голоцен Берингии*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 33–54.
- Геологическая карта. Лист Q-56-II. Масштаб 1:2000000 / Составитель В.Г. Корольков, А.М. Королькова. Первое издание, 1985.
- Глушкова О.Ю., Ложкин А.В., Смирнов В.Н., Важенина Л.Н. (2014) Вулканический пепел в голоценовых осадках северного Приохотья и бассейна верхней Колымы. *Вестник СВНЦ ДВО РАН*. 3, 3–13.
- Зуев И.А. (1995) Геокриологические, геотермические и сейсмические особенности Приохотской рифтовой зоны в районе Тауйской губы. *Колыма*. 9–10, 8–15.
- Измайлова А.В. (2018) Озерные водные ресурсы азиатской части Российской Федерации. *Водные ресурсы*. 45(5), 453–462.
- Кудрявцев В.А., Достовалов Б.Н., Романовский Н.Н., Кондратьева К.А., Меламад В.Г. (1978) *Общее мерзлотоведение (геокриология)*. М: МГУ, 464 с.
- Левитан М.А., Сыромятников К.В., Кузьмина Т.Г. (2012) Некоторые литолого-геохимические особенности современной четвертичной седиментации в Северном Ледовитом океане. *Геохимия*. 7, 627–643.



- Levitan M.A., Syromyatnikov K.V., Kuz'mina T.G. (2012) Lithological and geochemical characteristics of recent and quaternary sedimentation in the Arctic ocean. *Geochem. Int.* **50**(7), 559–573.
- Минюк П.С., Борходоев В.Я. (2021) Реакция геохимических характеристик на изменения природной среды голоцена по данным донных отложений озера Малое, остров Итуруп. *Геохимия*. **66**(4), 351–363. DOI: 10.31857/S0016752521040051.
- Minyuk P.S., Borkhodoev V.Ya. (2021) Response of Geochemical Characteristics on the Environmental Changes in the Holocene: Data on Bottom Sediments of Lake Maloe, Iturup Island. *Geochem. Int.* **59**(4), 422–434.
- Минюк П.С., Борходоев В.Я., Бурнатный С.С. (2020) Геохимические исследования озерного седиментогенеза на Дальнем Востоке. *Вестник СВНЦ ДВО РАН*. **1**, 57–73.
- Минюк П.С., Борходоев В.Я. (2016) Геохимия осадков озера Гранд, Северо-Восток России. *Геохимия*. **9**, 841–851.
- Minyuk P.S., Borkhodoev V.Ya. (2016) Geochemistry of Sediments from Lake Grand, Northeast Russia. *Geochem. Int.* **54**(9), 807–816.
- Минюк П.С., Пожидаева Д.К., Бурнатный С.С. (2022a) Гидрохимические характеристики природных и техногенных вод Магаданской области. *Вестник СВНЦ ДВО РАН*. **2**, 45–58.
- Минюк П.С., Соцкая О.Т., Цыганкова В.И., Акинин В.В., Бурнатный С.С. (2022b) Голоценовые пеплы в озерных осадках Приохотья: отличительные признаки. *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. **505**(1), 61–67.
- Минюк П.С., Субботникова Т.В., Андерсон П.М., Ложкин А.В. (2013) Петромагнитные свойства осадков озера Пернатое (остров Парамушир, Курильская гряда) как показатели изменений условий осадконакопления. *Физика Земли*. **1**, 1–10.
- Позднечетвертичные растительность и климаты Сибири и Российского Дальнего Востока (палинологическая и радиоуглеродная база данных) / ред. П.М. Андерсон, А.В. Ложкин. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2002. 369 с.
- Страховенко В.Д., Белкина Н.А., Ефременко Н.А., Потахин М.С., Субетто Д.А., Фролова Л.А., Нигаматзянова Г.Р., Лудикова А.В., Овдина Е.А. (2022) Первые данные по минералогии и геохимии взвеси Онежского озера. *Геология и Геофизика*. **63** (1), 68–86.
- Черепанова М.В., Авраменко А.С., Андерсон П.М., Ложкин А.В., Минюк П.С., Пушкарь В.С. (2013) Диатомовые водоросли оз. Эликчан (Северное Приохотье) и их значение для реконструкции развития экосистемы озера за последние 70 тыс. лет. *Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН*. **1**, 3–15.
- Черепанова М.В., Минюк П.С., Пожидаева Д.К., Бурнатный С.С. (2022) Реакция диатомовых водорослей озера Грязевое (Магаданская область) на изменения окружающей среды северного Приохотья в позднем плейстоцене-голоцене. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. **3**(55), 70–86. DOI: 10.31431/1816-5524-2022-3-55-70-86.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) *Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия)*. Сыктывкар: Геопринт, 742 с.
- Юсупов Р.Р., Болотин И.А., Енькова Р.Р. (2012) Биология обыкновенной малоротой корюшки *Hypomesus olidus* (Osmeridae) озера Чистого (Тауйская губа, северная часть Охотского моря). *Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана*. **27**, 82–89.
- Adamson K., Lane T., Carney M., Bishop T., Delaney C. (2019) High-resolution proglacial lake records of pre-Little Ice Age glacier advance, northeast Greenland. *Boreas*. **48**, 535–550. DOI 10.1111/bor.12361.
- Babeesh C., Hema Achyuthan, Sajeesh T.P. (2018) Geochemical Signatures of Karlad Lake Sediments, North Kerala: Source Area Weathering and Provenance. *J. Geol. Soc. India*. **92**, 177–186. Doi: 10.1007/s12594-018-0979-6.
- Blaauw M., Christen J.A. (2011) Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gammaprocess. *Bayesian Analysis*. **6**, 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G. (2001) Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*. **294**, 2130–2136. DOI: 10.1126/science.1065680.
- Bond G.C., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. (1997) A pervasive millennial scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*. **278**, 1257–1266. DOI: 10.1126/science.278.5341.1257.
- Borkhodoev V.Ya. (1998) X-ray fluorescence determination of rubidium, strontium, yttrium, zirconium and niobium in rocks. *J. Trace Microprobe*. **16**, 341–352.
- Borkhodoev V.Ya. (2002) Accuracy of the fundamental parameter method for x-ray fluorescence analysis of rocks. *X-Ray Spectrom.* **31**, 209–218.
- Bovle J.F. (2002) Inorganic geochemical methods in paleolimnology. In Tracking environmental change using lake sediments. Volume 2. Physical and geochemical methods (Eds. Last M.W., Smol J.P.). Kluwer Academic Publishers, 83–142.
- Brown E. (2011) Lake Malawi's response to "megadrought" terminations: sedimentary records of flooding, weathering and erosion. *Palaeogeogr. Palaeocl.* **303**, 120–125.
- Brunschon C., Haberzettl T., Behling H. (2010) High-resolution studies on vegetation succession, hydrological variations, anthropogenic impact and genesis of a subrecent lake in southern Ecuador. *Veget. Hist. Archaeobot.* **19**, 191–206.
- Chen Y., Liu A., Cheng X. (2022) Detection of the thermokarst lake drainage event in the northern Alaska permafrost region. *Sci. Total Environ.* **807**, 150828.
- Cvetkoska A., Levkov Z., Reed J.M., Wagner B. (2014) Late Glacial to Holocene climate change and human impact in the Mediterranean: The last ca. 17 ka diatom record of Lake Prespa (Macedonia/Albania/Greece). *Palaeogeogr. Palaeocl.* **406**, 22–32.
- Das B.K., Haake B. (2003) Geochemistry of Rewalsar Lake sediment, Lesser Himalaya, India: implications for source-area weathering, provenance and tectonic setting. *Geosci. J.* **7**, 299–312.
- Dunlop D., Özdemir O. (1997) *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press, Cambridge. 573 pp.

- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*. **23**, 921–924.
- Fey M., Korr C., Maidana N.I., Carvedo M.L., Corbella H., Dietrich S., Haberzettl T., Kuhn G., Lücke A., Mayr C., Ohlen-dorf C., Paez M.M., Quintana F.A., Schäbitz F., Zolitschka B. (2009) Palaeoenvironmental changes during the last 1600 years inferred from the sediment record of a cirque lake in southern Patagonia (Laguna Las Vizcachas, Argentina). *Palaeogeogr. Pa-laeocl.* **281**, 363–375.
- Fralick P.W., Kronberg B.I. (1997) Geochemical discrimination of elastic sedimentary rock sources. *Sediment. Geol.* **113**, 111–124.
- Hammer O., Harper D.A.T., Ryan P.D. (2001) PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontol. Electron.* **4**(1), 9 p.
- Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *J. Paleolim-nol.* **25**, 101–110.
- Heslop J.K., Walter Anthony K.M., Winkel M., Sepulveda-Jau-regui A., Martinez-Cruz K., Bondurant A., Grosse G., Liebner S. (2020) A synthesis of methane dynamics in thermokarst lake environments. *Earth-Sci. Rev.* **210**, 103365.
- Lozhkin A.V., Anderson P.M., Regel K.V. (2022a) The role of lake basin history on palynological records from the Upper Kolyma region (northeastern Siberia). *Quaternary Res.* 1–16. <https://doi.org/10.1017/qua.2022.47>.
- Lozhkin A.V., Brown T.A., Anderson P.M., Glushkova O.Yu., Melekestsev I.V. (2016) The Importance of Radiocarbon Dates and Tephra for Developing Chronologies of Holocene Environmental Changes from Lake Sediments, North Far East. *Ту-хоокская геология*. **35**(4), 14–27.
- Lozhkin A.V., Korzun Yu.A., Minyuk P.S., Anderson P.M., Burnatny S.S., Glushkova O.Yu. (2022) Palynological characteristics and volcanic ash from sediments of Chistoye lake, northern Priokhotye. *Вестник СВНЦ ДВО РАН*. **4**, 24–34.
- Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., Karlén W., Maasch K.A., Meeker L.D., Meyerson E. A., Gasse F., van Kreveland S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R.R., Steig E.J. (2004) Holocene climate variability. *Quaternary Res.* **62**, 243–255.
- Minyuk P., Subbotnikova T. (2021) Rock magnetic properties of Grand Lake sediments as evidence of environmental changes during the last 60 000 years in North-East Russia. *Boreas*. **50**, 1027–1042.
- Minyuk P.S., Borkhodoev V.Y., Wennrich V. (2014) Inorganic geochemistry data from Lake El'gygytyn sediments: marine isotope stages 6–11. *Clim. Past*. **10**, 467–485. DOI: 10.5194/cp-10-467-2014.
- Minyuk P.S., Subbotnikova T.V., Brown L.L., Murdock K.J. (2013) High-temperature thermomagnetic properties of vivianite nodules, Lake El'gygytyn, Northeast Russia. *Clim. Past*. **9**, 433–446.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*. **299**, 715–717.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1984) Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Ac.* **48**, 1523–1534.
- Nesbitt H.W., Young G.M., McLennan S.M., Keays R.R. (1996) Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *J. Geol.* **104**, 525–542.
- Ponomareva V.V., Kyle P.R., Melekestsev I.V., Rinkleff P.G., Dirksen O.V., Sulerzhitsky L.D., Zaretskaia N.E., Rourke R. (2004) The 7600 (14C) Year BP Kurile Lake Caldera-forming Eruption, Kamchatka, Russia: Stratigraphy and Field Relationships. *J. Volcanol. Geoth. Res.* **136**, 199–222.
- Reynolds R.L., Rosenbaum J.G., Rapp J., Kerwin M.W., Brad-bury J.P., Colman S., Adam D. (2004) 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.* **31**, 217–233.
- Shala, S., Helmens, K.F., Jansson, K.N., Kylander, M.E., Ris-berg, J., Löwemark, L. (2014). Palaeoenvironmental record of glacial lake evolution during the early Holocene at Sokli, NE Finland. *Boreas*. **43**(2), 362–376.
- Strakhovenko V., Subetto D., Ovdina E., Danilenko I., Belkina N., Efremenko N., Maslov A. (2020) Mineralogical and geochemical composition of Late Holocene bottom sediments of Lake Onego. *J. Great Lakes Research*. **46**, 443–455.
- Tanaka K., Akagawa F., Yamamoto K., Tani Y., Kawabe I., Kawai T. (2007) Rare earth element geochemistry of Lake Baikal sediment: its implication for geochemical response to climate change during the Last Glacial/Interglacial transition. *Quaternary Sci. Rev.* **26**, 1362–1368.
- Tang H., Gao M., Yuan S., Zhang H., Xiao Y., Zhang F., Zhang K. (2023) Impact of the Yellow River capture on the paleoenvironmental changes of Hongze Lake, China. *Int. J. Sedi-ment Res.* <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2023.02.002>.
- Tichá A., Vondrák D., Moravcová A., Chiverrell R., Kuneš P. (2023) Climate-related soil saturation and peatland development may have conditioned surface water brownification at a central European lake for millennia. *Sci. Total Environ.* **858**, 1599822.
- Wennrich V., Andreev A., Tarasov P., Fedorov G., Zhao W., Gerhardt C., Meyer-Jacob C., Synder J., Nowaczyck N., Chaplin B., Anderson P., Lozhkin A., Minyuk P., Koeberl C., Melles M. (2016) Impact processes, permafrost dynamics, and climate and environmental variability in the terrestrial Arctic as inferred from the unique 3.6 myr record of Lake El'gygytyn, Far East Russia – a review. *Quaternary Sci. Rev.* **147**, 221–244.
- Wennrich V., Francke A., Dehnert A., Juschus O., Leipe T., Vogt C., Brigham-Grette J., Minyuk P. S., Melles M., and El'gygytyn Science Party. (2013) Modern sedimentation patterns in Lake El'gygytyn, NE Russia, derived from surface sediment and inlet streams samples. *Clim. Past*. **9**, 135–148.
- Wright H.E.Jr., Mann D.H., Glaser P.H. (1984) Piston corers for peat and lake sediments. *Ecology*. **65**, 657–659.
- Zakharova E.A., Kouraev A.V., Guillasco S., Garestier F., Desyatkin R.V., Desyatkin A.R. (2018) Recent dynamics of hydro-ecosystems in thermokarst depressions in Central Siberia from satellite and in situ observations: Importance for agriculture and human life. *Sci. Total Environ.* **615**, 1290–1304.

## GEOCHEMICAL FEATURES OF DELUVIAL-LACUSTRINE SEDIMENTOGENESIS IN THE BASIN OF LAKE CHISTOYE, NORTHERN PRIOKHOTSK AREA

P. S. Minyuk<sup>a,\*</sup>, D. K. Pozhidaeva<sup>a</sup>, O. T. Sotskaya<sup>a</sup>, S. S. Burnatny<sup>a</sup>

<sup>a</sup> North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute n.a. N.A. Shilo FEB RAS,

16 Portovaya str., Magadan, 685000 Russia

\*e-mail: Minyuk@neisri.ru

The results of the geochemical study of loose sediments of the catchment basin and bottom sediments of Lake Chistoye, located in the Northern Priokhotye, showed that the lake was formed at the beginning of the early Holocene about 11200 cal. years ago. Terrigenous sedimentation dominates in it, i.e. the geochemical characteristics of sediments are determined by the particle sizes. Thin grain size sediments have low SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, CaO, and Sr contents; and are enriched with Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and V. Changes in the nature of sedimentation may be due to climatic reasons and may be associated with cold Bond events. In the Early Holocene, mostly thin silts were deposited in Lake Chistoye. The impulse of “coarse-grained” sediments (>140 microns) enriched with silica occurred (9760–9650) and 8810 cal. years ago. A noticeable accumulation of relatively coarse-grained sediments occurred at the very beginning of the Middle Holocene 8540–6920 cal. years ago, as well as 6140 and 4450 cal. years ago. For the Late Holocene, the input of detrital material with increased SiO<sub>2</sub> contents was noted in the range of 3470–850 cal. years ago.

**Keywords:** Holocene, lake sediments, deluvium, major and rare elements, geochemistry of sediments, Northern Priokhotye