

Минеральный состав и геохимические особенности органоминеральных отложений урочища озера Песчаное в южной части Амуро-Зейского междуречья

В. И. Радомская¹, Д. В. Юсупов², Л. М. Павлова¹, С. М. Радомский¹, В. А. Демчук¹,
Н. В. Моисеенко¹, Т. В. Кезина², Т. Н. Веклич³, С. Я. Кулик⁴

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН (ИГиП ДВО РАН), 675000, г. Благовещенск, пер. Релочный, 1,
e-mails: radomskaya@ascnet.ru, pav@ascnet.ru, rsm@ascnet.ru, demchuk@ascnet.ru, kaunamka82@mail.ru

²Амурский государственный университет (АмГУ), 675027, г. Благовещенск, Игнатьевское шоссе, 21,
e-mails: yusupovd@mail.ru, tkezina@mail.ru

³Амурский филиал Ботанического сада-института ДВО РАН, 675000, г. Благовещенск, Игнатьевское шоссе, 2-й км,
e-mail: tblznjuk@mail.ru

⁴Российский государственный педагогический университет, 191186, Санкт-Петербург, наб. Реки Мойки, 48,
e-mail: sofyaanka20011@mail.ru

Поступила в редакцию 05.09.2021 г., принята к печати 08.11.2021 г.

Объект исследования. Органоминеральные отложения урочища оз. Песчаное (Амурская область, в междуречье Амура и Зей). **Материал и методы.** Работа основана на изучении состава органоминеральных отложений, их радиоуглеродном датировании и палинологическом анализе. **Результаты.** В ходе радиоуглеродного датирования определено, что осадконакопление началось более 4 тыс. календарных лет назад. Установлены особенности накопления и распределения породообразующих оксидов и микроэлементов по органоминеральному осадочному профилю. В минеральном составе преобладают кварц, полевые шпаты, встречаются амфиболы, пирит, гранат и биотит. Наибольшие значения коэффициента рассеяния в толще отложений характерны для Hg (8.0), Tl (6.7), La (5.3), ниже – Zr, Rb и Li (4.7, 4.4 и 4.1 соответственно). **Заключение.** Исследование геохимических характеристик органоминеральных отложений позволило выделить индустриальный период осадконакопления, для которого характерно увеличение концентраций Hg, Cd, Pb, Sn. Фоновые содержания элементов органоминеральных отложений урочища оз. Песчаное могут быть использованы в качестве регионального фона для отложений на трансграничной территории Верхнего и Среднего Амура и его притоков. Рассчитанные геохимические коэффициенты свидетельствуют о пресноводности бассейна и чередовании застойных и окислительных обстановок при осадконакоплении. Повышенные значения Ca/Sr связаны с изменением климатического режима в сторону похолоданий, которые происходили в течение последних 4 тыс. лет на данной территории: 4300–4100, 2400–2100, 500–230 лет назад.

Ключевые слова: оз. Песчаное, колонка органоминеральных отложений, радиоуглеродное датирование, геохимические индексы, спорово-пыльцевой анализ

Mineral composition and geochemical features of organomineral deposits of the tract of Lake Peschanoe in the southern part of the Amur-Zeya interfluvium

Valentina I. Radomskaya¹, Dmitry V. Yusupov², Lyudmila M. Pavlova¹, Sergei M. Radomskii¹,
Viktor A. Demchuk¹, Natalia V. Moiseenko¹, Tatiana V. Kezina², Tatiana N. Veklich³, Sofya Ya. Kulik⁴

¹Institute of Geology and Nature Management, FEB RAS, 1 Relochny lane, Blagoveshchensk 675000, Russia,
e-mails: radomskaya@ascnet.ru, pav@ascnet.ru, rsm@ascnet.ru, demchuk@ascnet.ru, kaunamka82@mail.ru

²Amur State University, 21 Ignatievskoe highway, Blagoveshchensk 675027, Russia, e-mails: yusupovd@mail.ru, tkezina@mail.ru

Для цитирования: Радомская В.И., Юсупов Д.В., Павлова Л.М., Радомский С.М., Демчук В.А., Моисеенко Н.В., Кезина Т.В., Веклич Т.Н., Кулик С.Я. (2022) Минеральный состав и геохимические особенности органоминеральных отложений урочища озера Песчаное в южной части Амуро-Зейского междуречья. Литосфера, 22(2), 251–271. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-251-271>

For citation: Radomskaya V.I., Yusupov D.V., Pavlova L.M., Radomskii S.M., Demchuk V.A., Moiseenko N.V., Kezina T.V., Veklich T.N., Kulik S.Ya. (2022) Mineral composition and geochemical features of organomineral deposits of the tract of Lake Peschanoe in the southern part of the Amur-Zeya interfluvium. *Lithosphere (Russia)*, 22(2), 251–271. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-251-271>

© В.И. Радомская, Д.В. Юсупов, Л.М. Павлова, С.М. Радомский, В.А. Демчук, Н.В. Моисеенко, Т.В. Кезина, Т.Н. Веклич, С.Я. Кулик, 2022

³Amur Branch of the Botanical Garden-Institute, FEB RAS, Ignatievskoe Shosse, 2nd km,
Blagoveshchensk 675000, Russia, e-mail: tbliznjuk@mail.ru

⁴A.I. Herzen Russian State Pedagogical University, 48 Moika River embankment, St.Petersburg 191186, Russia,
e-mail: sofyanka20011@mail.ru

Received 05.09.2021, accepted 08.11.2021

Research subject. The article presents the results of a comprehensive study of a column of organomineral deposits (750 cm) in the tract of *Lake Peschanoe* (Amur Region, between the Amur and Zeya rivers). **Material and methods.** In the studied section, the composition of organomineral deposits were examined based on radiocarbon dating and palynological analysis. **Results.** According to radiocarbon dating, the sedimentation began over 4 thousand calendar years. Specific features of the accumulation and distribution of rock-forming oxides and microelements along the organomineral sedimentary profile were established. The mineral composition is dominated by quartz, feldspars, amphiboles, pyrite, garnet and biotite. The highest values of the scattering coefficient in the thickness of the deposits are typical of Hg (8.0), Tl (6.7), La (5.3), below – Zr, Rb and Li (4.7, 4.4 and 4.1, respectively). **Conclusions.** The study of the geochemical characteristics of organomineral deposits allowed us to identify the industrial period of sedimentation, which was characterized by an increase in the concentrations of Hg, Cd, Pb and Sn. The background contents of elements in the organomineral deposits of the *Lake Peschanoe* tract can be used as a regional background for deposits in the transboundary territory of the Upper and Middle Amur and its tributaries. The calculated geochemical coefficients indicate the freshwater content of the basin and the alternation of stagnant and oxidizing environments during sedimentation. The increased Ca/Sr values are associated with a change in the climatic regime towards cooling, which occurred during the last 4 thousand years in this area: 4300–4100, 2400–2100, 500–230 years ago.

Keywords: *Lake Peschanoe, organomineral column, radiocarbon dating, geochemical indices, spore-pollen analysis*

ВВЕДЕНИЕ

Изменение природных обстановок в период развития водоемов находит отражение в составе отложений. Их исследование дает возможность выделить этапы развития природной среды. Донные отложения континентальных водоемов, болотно-озерные отложения наряду с почвами рассматриваются как основные депонирующие среды для накопления и трансформации концентраций многих микроэлементов, особенно в условиях изменения окружающей среды (Страховенко, 2011). Изучение болотно-озерных отложений часто используется в мировой практике для получения разнообразной биологической, геологической, палеогеографической и палеоклиматической информации (Субетто, Прыткова, 2016; Солотчина и др., 2019; Минюк, Борходоев, 2021). По результатам изучения макро- и микроэлементного состава отложений с применением методов геохимической индикации можно детально реконструировать многие палеоэкологические параметры природной среды, существовавшие в прошлом. В связи с ощутимыми изменениями климата на планете в последние десятилетия и их непредсказуемыми последствиями для природы и человека особую значимость приобретают сведения об изменениях климата прошлых эпох.

Безусловный интерес представляют климатические летописи голоцена, поскольку голоценовые обстановки можно рассматривать как близкие аналоги современности и/или потенциальные аналоги климата будущего (Страховенко и др., 2015). Однако обзорные данные все еще являются слиш-

ком ограниченными и неравномерно распределенными по всему миру (Дарьин, Калугин, 2012). На сегодняшний день большинство подобных исследований касаются водно-болотных угодий Западной Европы и Северной Америки (Van der Linden et al., 2008; Mancini, 2009; Cai, Yu, 2011; Schellekens et al., 2011). Сравнительно мало таких исследований в Северо-Восточной Азии, на Дальнем Востоке России (Klimin et al., 2004; Yu et al., 2017), особенно на интенсивно осваиваемых, в том числе трансграничных, территориях. Поэтому исследования в области палеогеографических реконструкций природной среды на основе комплексного изучения болотно-озерных садков открывают пути для эффективного прогнозирования ее будущих изменений на Дальнем Востоке.

Амурская область – уникальная территория, характеризующаяся сложным геологическим строением, резко неоднородными природно-климатическими условиями, контрастностью ландшафтов, разнообразием природных ресурсов, своеобразным географическим приграничным положением (Россия – Китай). Близкий к современному рельеф территории Верхнего Приамурья начал формироваться 25–27 млн лет назад (Трутнева и др., 2011), но наиболее существенные рельефообразующие процессы происходили в последние 1.0–1.5 млн лет – в четвертичном периоде. Определяющими факторами современного рельефообразования для области являются поверхностные водные потоки и комплекс склоновых процессов (оползни, обвалы, осыпи и др.). Детальные исследования изменений природных условий в голоцене на территории Амурской области практически отсутствуют,

в литературе можно встретить только отрывочные сведения (Клименко и др., 2000; Yu et al., 2017).

Река Зeya дренирует более 64% территории Амурской области (Radomskaaya et al., 2016). В пределах ее бассейна проживает большая часть населения и сосредоточены основные производственно-экономические объекты Амурской области. Наиболее развиты низовья реки, где сосредоточено преимущественно аграрное производство и находится областной центр – г. Благовещенск. На территории бассейна главными загрязнителями являются предприятия горнодобывающей промышленности, сельскохозяйственное производство и коммунально-бытовые объекты. Ключевые направления горнодобывающей промышленности – разработка россыпных месторождений золота, а также добыча бурого угля, строительных материалов и др. Как правило, все они приурочены к горным ландшафтам в верховьях бассейна р. Зeya.

В сельскохозяйственном производстве задействованы большие площади левобережных низких террас нижнего течения р. Зeya. Реализация масштабных проектов по строительству и эксплуатации магистральных нефте- и газопроводных систем (газопровод “Сила Сибири”), заводов (Амурский нефтеперерабатывающий завод, Амурский газоперерабатывающий завод), ракетно-космической техники (космодром “Восточный”) в будущем может стать серьезным фактором нарушения функционирования экосистем района.

На правом берегу нижнего течения р. Зeya расположено урочище оз. Песчаное, состоящее из самого озера и двух линейно вытянутых болот. Урочище отличается минимальным антропогенным воздействием, в связи с чем геохимические характеристики органоминеральных отложений, сформировавшихся в доиндустриальный период, можно использовать в качестве региональных фоновых уровней для ряда элементов, сведения о которых для исследуемого района в настоящее время отсутствуют.

Целью работы стали условия образования органоминеральных отложений урочища Песчаное и анализ процессов миграции и концентрирования макро- и микроэлементов в процессе седиментации.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объект исследований

Урочище Песчаное расположено на правом берегу нижнего течения р. Зeya, на границе низкой поймы и смятых в складки первой, второй и третьей надпойменных террас междуречья Амура и Зеи. Урочище имеет форму вытянутой полосы вдоль поймы реки протяженностью около 3.5 км. Ширина колеблется от 700 до 850 м. Площадь его составляет около 2.6 км². Озеро Песчаное расположе-

но в котловине грядово-оползневого рельефа урочища. Питание озера грунтовое и дождевое; вдоль юго-восточной и северной границ урочища наблюдаются выходы грунтовых вод.

Правобережье р. Зeya сложено хорошо сортированными речными песками сазанковской и белогорской свит, подмываемыми по имеющему общий уклон к востоку водоупору, представленному глинами палеоцена. Под действием грунтовых вод крупнозернистые пески выносятся в пойму реки. Этот процесс приводит к постепенному ослаблению сил сцепления частиц породы и смещению их по наклонным водоупорам (под действием гравитации) в сторону поймы, а во время паводков – вниз по течению реки. Оползневые процессы привели к смещению пород на 45–50 м (в абсолютных высотах) вдоль северо-западных границ и на 80–90 м – вдоль юго-восточных. Оползневая деформация послужила причиной образования линейно вытянутых, ориентированных вдоль речной долины крутых гряд (рис. 1), юго-восточные склоны которых имеют крутизну до 36–40°, а северо-западные – 10–25°. Своеобразие рельефа, проявляемое в системе трех параллельно ориентированных холмов и расположенных между ними котловин, расширяющихся к северо-востоку, привело к формированию озерно-болотного комплекса – урочища Песчаное.

Абсолютные высоты в пределах урочища варьируют от 222.5 м на юго-западе до 169.4 м на северо-востоке. Разница высот свидетельствует о том, что территория урочища в процессе суффозии осела и сползла в сторону поймы р. Зeya более чем на 59.7 м (Филатов, 1998). Благодаря зарегулированию стока реки характер движения грунтовых вод стал более равномерным и скорость процессов оползания в настоящее время несколько ослабла.

В 1993 г. площадь зеркала озера составляла 850 м² при максимальной глубине в 5.8 м, средней – 2.5 м, объем воды – 2125 м³, к 1996 г. максимальная глубина и объем воды в озере несколько уменьшились – до 5.7 м и 2100 м³ соответственно при неизменной средней глубине в 2.5 м (Филатов, 1998). Мощность органоминеральных осадков болотно-озерного комплекса различна, наиболее мощные слои отмечены в северной оконечности озера и составляют 5–7 м (Трутнева и др., 2011). Отложения сформированы в результате нарастания сплавнины на озеро.

Климатическая характеристика района

Климат района исследования континентальный с чертами муссонности. Зима холодная и мало-снежная вследствие проникновения с запада и севера сухих холодных воздушных потоков из континентального азиатского антициклона. Среднегодовая температура воздуха равна 0°C, минимальная

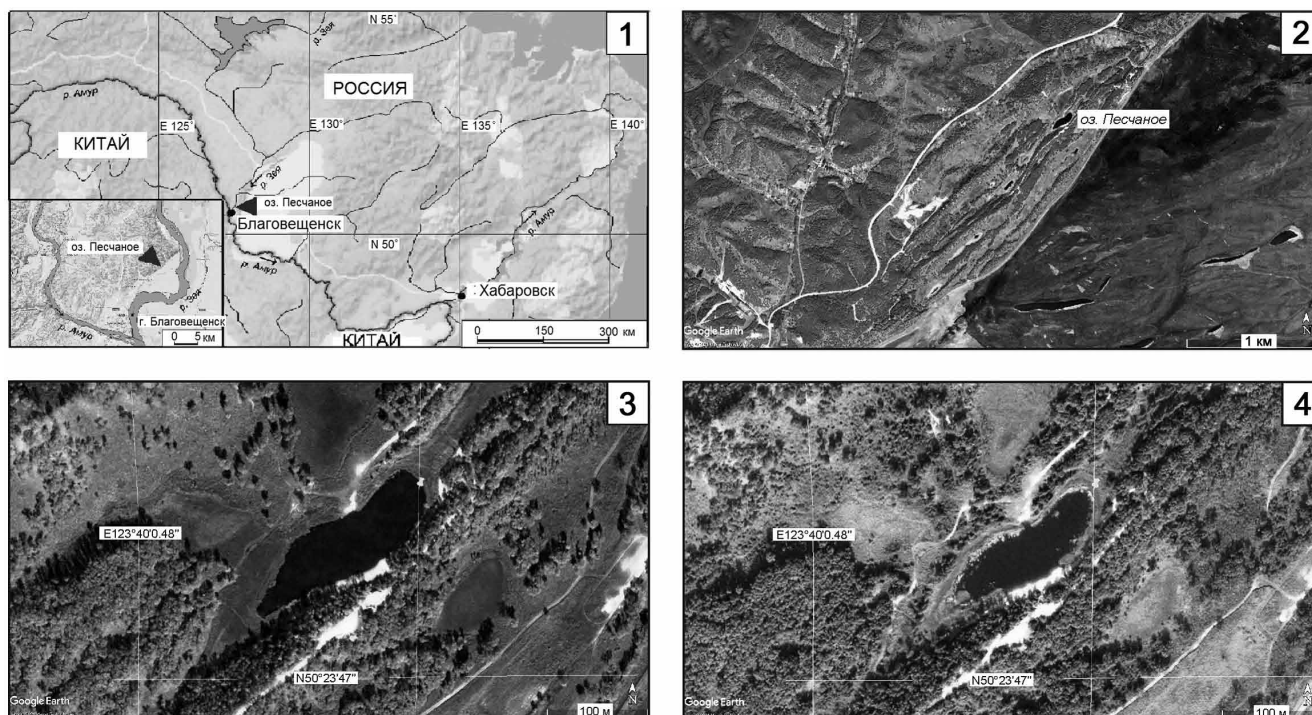


Рис. 1. Озеро Песчаное.

1 – обзорная карта; 2 – грядово-оползневый рельеф урочища оз. Песчаное; 3, 4 – изменение береговой линии озера – 2002 и 2019 гг. соответственно. Пуансоном показано место скважины.

Fig. 1. Lake Peschanoe.

1 – Overview map; 2 – Ridge-landslide relief of of Lake Peschanoe tract; 3, 4 – lake shoreline change – 2002 and 2019. Poinson shows the location of the well.

среднемесячная январская температура составляет -29°C , морозы нередко достигают $-30\ldots-40^{\circ}\text{C}$. Летом территория подвержена влиянию теплых и влажных воздушных потоков с Тихого океана, тогда на юг Амурской области приходят морские муссоны. Максимальная среднемесячная температура в июле достигает $+27^{\circ}\text{C}$; средняя продолжительность безморозного периода 144 дня (Радомская и др., 2014).

Среднегодовое количество осадков составляет 594 мм. Режим их выпадения в течение года очень неравномерный. Наибольшее количество (93–95%) поступает в период с апреля по октябрь, 5–7% приходится на зимние месяцы. Редкие снегопады образуют маломощный (10–18 см, редко 20–25 см) снежный покров, накапливающийся обычно с середины ноября до первой декады марта и исчезающий в конце марта–начале апреля. Сезонное промерзание грунтов в среднем составляет 2.2 м; многолетняя мерзлота в районе отсутствуют.

Растительность урочища оз. Песчаное

Территория урочища Песчаное относится к Среднезейской провинции зоны хвойно-широко-

лиственных (смешанных) лесов с бурными лесными и лугово-болотными почвами (Старченко, 2008). Современная растительность в пределах урочища представлена лесными, луговыми и лугово-пойменными формациями. Основные лесные формации территории – дубняки – доминируют на возвышенных элементах рельефа, пологих склонах холмов. Часто, кроме дуба монгольского, здесь присутствует береза даурская, липа амурская и режа – сосна обыкновенная. В подлеске обычно встречается леспедеца двуцветная, лещина разнолистная, спирея иволистная и рододендрон даурский. Травяной покров дубняков разнообразен и зависит от микрорельефа и типа лесной формации, в основном он представлен ландышем Кейске, касатиком низким, ширококолокольчиком крупноцветковым, лилией Буша, нителестником сибирским.

В нижних частях склонов произрастают осинники с примесью березы плосколистной, дуба монгольского и ольхи пушистой. В подлеске распространены разные виды ив, режа – шиповник и спирея иволистная. Травяной покров относительно беден и заметно варьирует в зависимости от крутизны склонов и степени увлажнения, но чаще всего

представлен вейниками, осоками, лабазником дланевидным и геранью Власова.

В межрядовых понижениях – луговая и водно-болотная растительность. В луговых ценозах часто доминируют вейники с осоками; из разнотравья встречаются солонечник даурский, птармика заостренная, мытник перевернутый и др. В результате антропогенной деятельности видовой состав луговых ценозов в окрестностях озера сильно изменен и засорен сорными и адвентивными видами, такими как подорожник большой, эльсгольция реснитчатая, репашок мелкобороздчатый, клевер ползучий и др.

Водно-болотная растительность распространена по берегам озера и представлена осоками, касатиком гладким, мытником крупноцветковым, лобелией сидячелистной и др. Из водных растений в озере произрастают различные виды рдестов, уруть, пузырчатка, кубышка малая, водяной орех.

Методы исследований

Отбор проб органоминеральных отложений произведен в зоне зарастающего северного берега оз. Песчаное в 1 м от уреза воды с помощью торфоразведочного бура Геллера (ТБГ-1) с диаметром полуцилиндрической керноприемной камеры пробоотборника 2.4 см, интервалом отбора проб 5 см (верхний метровый слой) и 10 см (нижние горизонты). Пробурена скважина глубиной 7.5 м. Ее координаты 50°23'52.78"С, 127°40'13.24"В. Для озера отмечено общее иссушение северо-восточной и западной окраин. Однако в более влажные годы уровень воды в озере поднимается на 1.0–1.5 м и более. На рис. 1 представлены космоснимки урочища Песчаное в разные годы в сентябре, а также отмечено место бурения скважины.

Профильный отбор образцов органоминеральных отложений дополнялся отбором проб воды. Изучение вещественного состава воды и органоминеральных отложений проводили с использованием комплекса методов. Элементный состав отложений определяли атомно-эмиссионным и масс-спектральными методами (ИПТМ РАН, г. Черноголовка). Состав воды изучали методами титриметрии, фотоколориметрии и атомно-абсорбционного анализа на спектрофотометре iCE 3000 Series в пламени ацетилен–воздух (ИГиП ДВО РАН, г. Благовещенск).

Массовую долю частиц, имеющих глинистую размерность, в отложениях определяли по ГОСТ 29234.1–91. Зольность органоминеральных отложений устанавливали прокаливанием при $800 \pm 25^\circ\text{C}$ (ГОСТ 11306–2013), содержание общего азота – по ГОСТ 26107–84; содержание органического углерода – на анализаторе TOC-V CPN с модулем SSM-5000A (Shimadzu, Япония) в ИГиП ДВО РАН. Минеральный состав отложений

изучали методом рентгеновской дифрактометрии (ДРОН-3М; излучение $\text{CuK}\alpha$, Ni фильтр) и с помощью бинокулярного микроскопа МБС-10 И. Массовую долю минералов в пробах выявляли весовым методом.

Спорово-пыльцевой анализ проведен для 10 проб с разных уровней скважины. Пробы обрабатывали сепарационным методом В.П. Гричука (1940) в соответствии с методическими рекомендациями ВСЕГЕИ (Методические рекомендации..., 1986; Методические аспекты..., 1987). Органический материал выделялся центрифугированием в установке ОПН-8 (15 мин, 1500 об/мин) из калий-кадмиевой тяжелой жидкости (удельный вес 2.2–2.4 г/см³). Для большинства проб проводили ацетоллиз по методу Г. Эрдмана (1955) с 5–10-минутным подогревом на водяной бане.

Радиоуглеродное датирование отложений выполнено для двух образцов с глубины 3 и 7 м в радиоуглеродной лаборатории Государственного научного центра экологической радиогеохимии НАН Украины (г. Киев). Привязку слоев по времени провели путем аппроксимации возраста (В) от глубины отложений (х, м) с помощью полиномиальной функции, что позволило перейти от дискретной шкалы времени к непрерывной: $V = 20.226x^2 + 452.99x$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Химический состав воды оз. Песчаное

Согласно существующим классификациям озер (Перельман, 1982; Общие закономерности..., 1986), ведущее значение при анализе состава поверхностных вод имеют шесть ионов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^-), а также водородный и гидроксильный ионы. Озеро Песчаное имеет заболоченные заросшие берега и, как следствие, повышенную продуктивность органического вещества (ОВ). Активно разлагающиеся растительные остатки составляют в воду озера углекислый газ, HCO_3^- и зольные элементы в пропорции, соответствующей их содержанию в живом растительном веществе: $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg}$, что приводит к формированию гидрокарбонатно-кальциево-натриевого типа вод (табл. 1). Вероятно, поэтому в качестве доминирующего аниона вода этого озера содержит значительное количество HCO_3^- (40 мг/л), а из катионов – Ca^{2+} и Na^+ (4.7 и 4.5 мг/л соответственно); содержание SO_4^{2-} (1.5 мг/л) невысокое. Анионы NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{3-} (см. табл. 1) в озерных водах присутствуют благодаря минерализации органического вещества. Суммарное среднее содержание катионов и анионов составляет 14.1 и 45.7 мг/л соответственно.

Более высокое (в 2 раза) содержание Na, по сравнению с K, в поверхностных водах озера объясняется, с одной стороны, более активной сорбци-

Таблица 1. Химический состав воды, мг/л

Table 1. Chemical composition of water, mg/l

Компонент	Пв-1	Пв-2	Пв-9
pH	7.21	7.02	6.98
Cu	0.0017	0.0015	0.0022
Zn	0.078	0.013	0.047
Mn	0.027	0.018	0.020
Cr	<0.01	<0.01	<0.01
Ni	<0.01	<0.01	<0.01
Co	0.0025	0.0013	0.0014
Fe	0.88	0.43	0.56
K	2.58	2.20	2.22
Na	4.48	4.31	4.81
Ca	4.09	5.01	4.98
Mg	1.36	1.50	1.29
HCO ₃ ⁻	40.26	39.04	41.84
F ⁻	<0.1	<0.1	<0.1
Cl ⁻	3.62	3.08	3.02
SO ₄ ²⁻	1.40	1.60	1.55
PO ₄ ³⁻	0.0140	0.0052	0.0100
NO ₂ ⁻	0.01	0.008	0.01
NO ₃ ⁻	0.35	0.65	0.39
NH ₃ + NH ₄	0.50	0.40	0.48
Формула Курлова	M0.06 $\frac{\text{HCO}_3 83 [\text{Cl} 13]}{\text{Na} 45 \text{Ca} 30 [\text{Mg} 16]}$	M0.06 $\frac{\text{HCO}_3 83 [\text{Cl} 11]}{\text{Na} 41 \text{Ca} 36 [\text{Mg} 18]}$	M0.06 $\frac{\text{HCO}_3 85 [\text{Cl} 11]}{\text{Na} 43 \text{Ca} 35 [\text{Mg} 15]}$

ей K⁺ поглощающим комплексом осадков, а с другой – тем, что K является необходимым для жизнедеятельности растений элементом и извлекается водными растениями в больших количествах. Поступление Mg в растворимой форме (бикарбонат Mg) в озеро происходит в основном с поверхностными и подземными водами. Преобладание Ca над Mg (в 3–4 раза) в маломинерализованных водах оз. Песчаное, по-видимому, объясняется составом осадочных пород, в которых кларк Ca составляет 7.28%, кларк Mg – 1.83% (Григорьев, 2009).

Кислотность воды озера нейтральная (pH 6.98–7.21). Согласно классификации О.А. Алёкина (Гусева и др., 1999), вода озера ультрапресная с малой минерализацией, что связано с типом питания озера преимущественно за счет атмосферных осадков (снеговых и дождевых вод). Озеро Песчаное может быть отнесено к мезотрофному типу водоемов (биологическое потребление кислорода в пределах 5 мг O₂/дм³).

Формирование химического состава воды оз. Песчаное в большей степени определяют процессы разложения органического вещества в почвах. Гидрокарбонатно-кальциевый химический состав почвенных, грунтовых и в конечном счете поверхностных вод водоемов формируют именно

процессы разложения большого количества растительных остатков в почвах (Перельман, 1982). В результате минерализации органического вещества образуется углекислый газ, который, растворяясь, дает анион HCO₃⁻. Источником катионов Ca²⁺ служит органическое вещество растительных остатков, содержание кальция в котором достаточно велико (Алексеев, 2000).

Литология и возраст органоминеральных отложений

По гранулометрическому составу органоминеральные отложения представлены песками (1.0–0.1 мм), крупно- (0.10–0.05 мм) и мелкозернистыми (0.05–0.01 мм) алевритами и пелитовой фракцией (<0.01 мм). Мелкозернистый алеврит (27.21–40.59%) и пелитовая фракция (16.70–44.35%) преобладают в составе осадков. Содержание песчаной фракции варьирует по слоям, максимум наблюдается на глубине 560–570 см и составляет 18.73% (табл. 2).

Разрез органоминеральных отложений имеет следующее строение:
0–50 см – почвенно-растительный слой и слаборазложившийся торф;

Таблица 2. Гранулометрический состав отложений

Table 2. Granulometric composition of sediments

Глубина, см	Фракция, %			
	Песок	Алеврит крупнозернистый	Алеврит мелкозернистый	Пелит
190–180	7.11	18.34	34.91	39.64
220–210	0.91	19.77	34.97	44.35
310–300	2.49	20.37	38.31	38.83
460–450	6.19	44.73	32.38	16.7
520–510	5.88	48.48	27.21	18.43
570–560	18.73	22.39	35.22	23.66
650–640	0.95	22.51	40.59	35.95
700–690	0.69	26.46	38.51	34.34
730–720	1.03	22.41	36.89	39.67

50–100 см – торф буро-коричневый с остатками видимых фрагментов растений;

100–400 см – суглинок темно-серый с растительными остатками;

400–500 см – сапропель темно-коричневый до черного;

500–700 см – суглинок серо-коричневый с растительными остатками;

700–750 см – суглинок темно-серый с включением дресвы полевых шпатов и кварца.

Микроскопический анализ керновых проб показал, что в отложениях присутствуют споры и пыльца разнообразных растений, корешки многочисленных видов осок, фрагменты древесины сосны, коры берез и ольхи; выявлено обилие остатков травянистых растений (хвоши, осоки, камыши), а также мхов, зеленых водорослей и диатомовых водорослей. С помощью “Атласа растительных остатков в торфах” (Кац и др., 1977) удалось идентифицировать восемь образцов растительных тканей: зеленые мхи – *Fontinalis anlipyretica* (клетки листа); кора хвойных – ели сибирской или лиственницы даурской – *Picea obovata*; кора хвойных – ели обыкновенной – *Picea excelsa* (глубинный слой коры); углефицированная древесина сосны (?); зеленые мхи – *Meesis triquetra* (стеблевой лист); зеленые мхи – *Drepanoclaus uncinatus* (клетки верхушки стеблевого листа); щитовник болотный – *Dryopteris ihelypteris*; водокрас – *Butomus umbellatus* (клетки корешка).

Результаты радиоуглеродного датирования органоминеральных отложений с глубины 7 м показали, что их возраст составляет 3770 ± 130 радиоуглеродных лет, что соответствует 4162 ± 186 календарных лет. Эта дата относится к позднему периоду голоцена (Walker et al., 2012) и может рассматриваться как время образования озера и приблизительная дата схода оползня. Возраст осадков с глубины 3 м показал дату в 1630 ± 90 радиоуглеродных лет. Эта датировка соответствует также позднему периоду голоцена.

Минеральный состав органоминеральных отложений

Органоминеральные отложения урочища оз. Песчаное образовались в результате смешения неорганических и органических компонентов. Органическая часть отложений – это торф, который представляет собой агрегаты из не полностью разложившихся остатков растений, фрагментов насекомых. Значительное содержание торфа указывает на интенсивное заболачивание озера (табл. 3). В минеральном составе преобладают кварц, полевые шпаты, встречаются амфиболы, пирит, гранат и биотит.

Минимальное содержание торфа зафиксировано на глубине 740–750 см (подошва), что, вероятно, объясняется сходом оползня. Фазовый состав отложений с этой глубины (рис. 2) характеризуется преобладанием кварца и анортноклаза. Образцы органоминеральных отложений, взятых с глубины 170–330 см, отличаются меньшим содержанием кварца по сравнению с образцами с глубины 540–750 см, т. е. с уменьшением глубины возрастает роль аморфной фазы, представленной органическим веществом.

Анализ минерального состава органоминеральных отложений выявил доминирование легкой фракции над тяжелой. В легкой фракции преобладает кварц (максимальное содержание 47.4% отмечено в интервале 740–750 см (подошва)), далее следуют полевые шпаты, встречаются амфибол, микротектиты – очень мелкие стекловидные и металлических (черные магнитные) шарики, часто в пробах преобладают магнитные микротектиты.

В составе тяжелой фракции присутствуют до 20 минералов, среди которых выделяются такие минералы, как пирит, рутил, ильменит, анатаз, гематит, лимонит, магнетит, циркон, золото.

Максимальное содержание кварца в нижней части органоминеральных отложений свидетельствует о том, что первая фаза озерного седиментогенеза

Таблица 3. Состав органоминеральных отложений по данным минералогического анализа, %
Table 3. Composition of organomineral deposits according to mineralogical analysis, %

Компонент	Глубина отбора, см													
	Фракция, мм													
	150–160	260–270	330–340	460–470	580–590	670–680	710–720	740–750						
	–0.1	+0.1	–0.1	+0.1	–0.1	+0.1	–0.1	+0.1	–0.1	+0.1	–0.1	+0.1	–0.1	Исходная
Магнетит	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	Ед. зн.
Ильменит	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	Зн.
Гранат	–	–	Ед. зн.	–	–	–	Ед. зн.	–	–	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	Зн.
Лимонит	–	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	–	–	–	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	Ед. зн.
Пирит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Амфибол	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Зн.
Апатит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Анаказ	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Дистен	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Эпидот	–	–	Ед. зн.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Турмалин	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Зн.
Лейкоксен	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Циркон	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Зн.
Гематит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Ед. зн.
Сфен	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Серицит	–	Ед. зн.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Рутил	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ставролит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Карбонат	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Гидроокислы Fe	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Кварц	Зн.	Зн.	1	Ед. зн.	Зн.	0.1	Зн.	Зн.	Зн.	1.0	Зн.	Зн.	Зн.	–
Полевой шпат	Зн.	Зн.	0.5	Зн.	Зн.	Ед. зн.	Зн.	Зн.	Зн.	0.4	Ед. зн.	Зн.	Зн.	–
Сланец	–	Ед. зн.	–	–	–	–	–	–	–	Ед. зн.	–	–	–	–
Графит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Слюда (биотит)	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	–
Микрокрититы магн.	Зн.	Зн.	Зн.	Ед. зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Ед. зн.
Микрокрититы силикат.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.
Торф	100.0	100.0	98.5	100.0	100.0	99.9	100.0	94.3	99.0	92.0	93.0	96.0	44.4	–
Зола древесная	–	Зн.	–	Зн.	–	Ед. зн.	–	Зн.	Зн.	Зн.	Ед. зн.	Зн.	Зн.	–
Золото самородное	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1 Зн.

Примечание. Ед. зн. – содержание зерен от 1 до 10 знаков, зн. – содержание зерен от 11 до 100 знаков, прочерк – не обнаружено.

Note. Ед. зн. – from 1 to 10 grains, зн. – from 11 to 100 grains, dash – not determined.

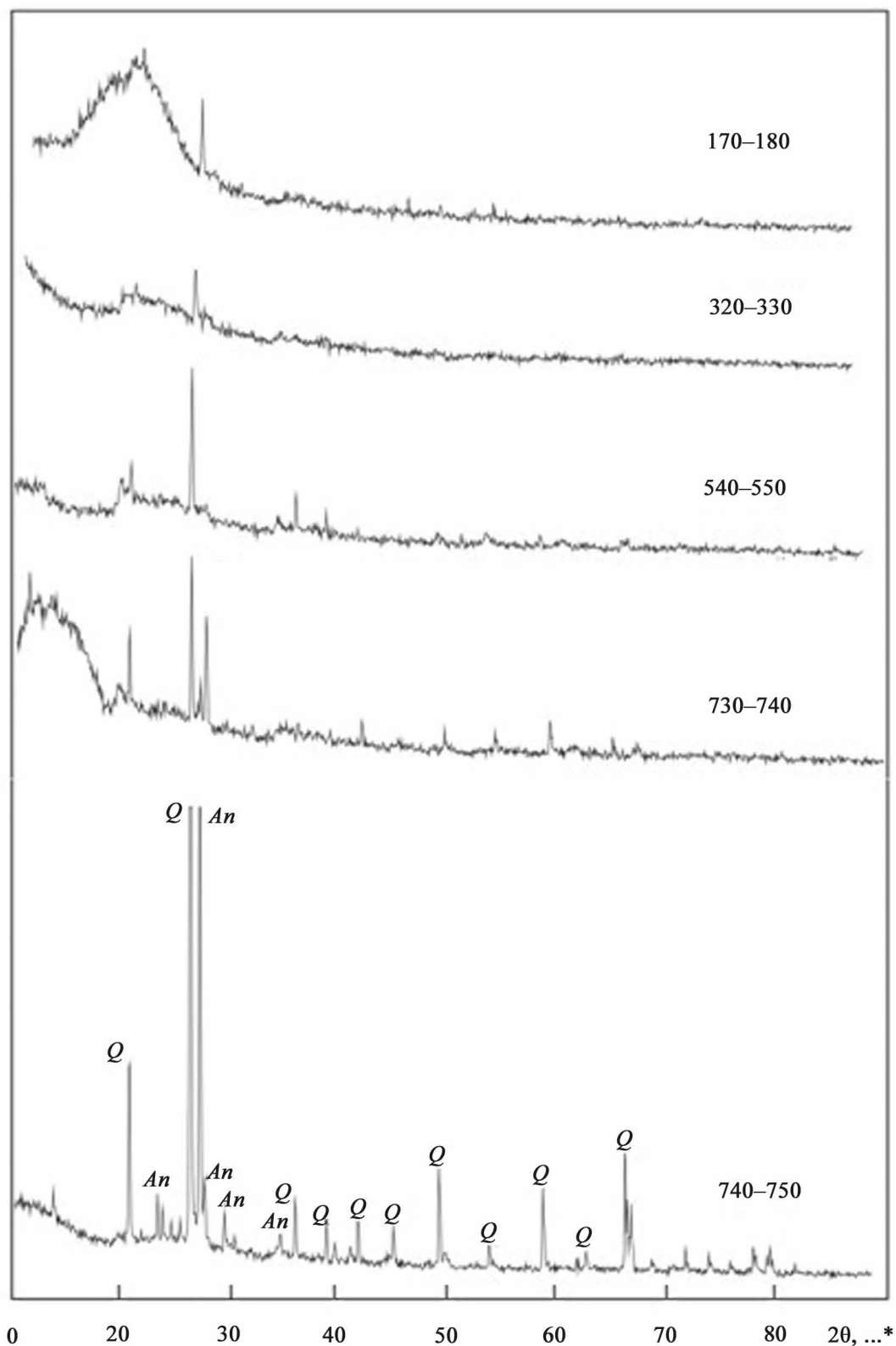


Рис. 2. Дифрактограммы отложений урочища оз. Песчаное.

Q – кварц, *An* – анортотлаз.

Fig. 2. Diffraction patterns of sediments of the tract of Lake Peschanoe.

Q – quartz, *An* – anorthoclase.

в оз. Песчаное характеризовалась накоплением минеральной компоненты. Большая часть минеральной составляющей поступала в отложения в результате выветривания пород водосбора. С позднего периода голоцена в органоминеральных отложениях интенсивно накапливается органическое вещество, что находит отражение в уменьшении минеральной составляющей и увеличении содержания торфа.

Отношение C/N

Органогеохимическим маркером источников поступления и генезиса современного и захороненного органического вещества является широко используемое отношение C/N, которое косвенно подтверждает генетическую связь ОВ осадков с исходным органическим материалом либо автохтонным – планктон, макрофиты – либо аллохтонным – наземная растительность (Ветров и др., 2008; Меленевский и др., 2015). В биопродуцентах C/N-отношение изменяется в широких пределах. Так, например, высшая водная и наземная растительность бедна азотом и имеет высокие значения $C/N = 20-40$ (Ветров и др., 2008). Для органического вещества морского планктона характерны значения C/N, равные 6–7 (Ветров и др., 2008), диатомового планктона – 5.5–7.0 (Харвей, 1948), байкальского фитопланктона – около 10 (Выхристюк, 1980). Поэтому C/N-отношение может служить показателем вклада аллохтонного и автохтонного материала в состав ОВ органоминеральных отложений: при отношении $C/N \leq 12$ доминирует ОВ автохтонного происхождения, при C/N от 12 до 40–47 – ОВ аллохтонного происхождения (Гашкина и др., 2012).

Максимальная концентрация C и N наблюдается в верхних слоях осадков; с глубиной, несмотря на некоторые колебания, количество этих элементов постепенно уменьшается, но не ниже 5.39 и 0.44% соответственно (слой 740–750 см). Снижение содержания ОВ с глубиной определяется в первую очередь распадом органических остатков отложений. Однако не исключено влияние на распределение $C_{орг}$ по вертикали вариаций скорости накопления грунтов и доли захороняемого органического вещества. Валовое содержание $N_{орг}$ по вертикали снижается менее интенсивно, чем $C_{орг}$.

Величина C/N-отношения варьирует с глубиной органоминеральных отложений от 7.2 до 17.0. Наиболее высокие величины C/N отмечены в слоях 100–170, 310–390 и 740–750 см. В составе органического вещества этих слоев большая роль принадлежит аллохтонным органическим остаткам в виде растительного детрита.

Биогеохимические особенности органического вещества отложений

Большое значение для образования органогенных отложений озер имеет синтез первичного органического вещества, который осуществляется автотрофами – фитопланктоном, перифитоном – и высшими водными растениями – макрофитами. Вклад каждой группы автотрофных организмов в величину создаваемой первичной продукции зависит от степени их развития в биоценозе озера. Доминирование либо макрофитов, либо фитопланктона в процессах синтеза органического вещества при формировании озера – результат сочетаний физико-географических (внешневодоемных) и лимнических (внутриводоемных) условий в истории развития озера (Покровская, 1973).

В оз. Песчаное продукция органического вещества образуется преимущественно за счет фотосинтетической деятельности погруженных макрофитов. Такой тип озера относят к “макрофитным” (Покровская, 1973), подразумевая под этим термином определенные свойства их как продуцирующих систем, в которых погруженным макрофитам отведена главная роль при осуществлении единого внутриводоемного процесса синтеза органического вещества, а фитопланктону – второстепенная. Современными продуцентами автохтонного органического вещества в оз. Песчаное являются растения разных эколого-биоморфологических групп. Из полупогруженных макрофитов доминируют касатик гладкий, мытник крупноцветковый, лобelia сидячелистная и различные виды осок, образующие широкую полосу вдоль заболоченных берегов; значительные площади занимают погруженные макрофиты – виды рдестов, уруть, пузырчатка, кубышка малая, водяной орех.

Таким образом, в составе продуцентов органического вещества оз. Песчаное по величине доминируют полупогруженные макрофиты, значительно меньшую биомассу образуют погруженные растения (рдесты, уруть и т. д.).

Спорово-пыльцевой анализ органоминеральных отложений

Спорово-пыльцевой анализ проведен для 10 проб с разных уровней керна скважины. В целом интервал опробования составил 7 м. Микро- и макроостатки растений и животных, содержащиеся в пробах, несут информацию о фитоценозе озера и небольшой прибрежной территории. Споры и пыльца растений, перенесенные ветром и водами ручьев и рек, в том числе и р. Зея (в половодье), позволяют судить о растительности всего водосборного бассейна, включающего территорию нижнего течения р. Зея.

Для растительных сообществ четвертичного периода важным параметром является соотношение пыльцы древесной и кустарниковой растительности. Споровые растения составляют фон, и их состав практически не влияет на заключения о климате. На рис. 3 показан спорово-пыльцевой спектр органоминеральных отложений.

Древесная растительность в спорово-пыльцевых спектрах представлена формами, произрастающими в урочище и на близлежащих территориях и в настоящее время. В палиноспектрах преобладает пыльца мелколиственных: березовых *Betula* sp. (53–76%), в меньшем количестве *Alnus* sp. (1.0–3.6%), *Carpinus* sp. (ед.), а среди кустарников – *Corylus* sp. (1.5–19.7%). На близость крупных водотоков указывает участие *Salix* (0.82–2.7%), хотя и в небольшом количестве. Содержание древесной растительности в спектрах всех проб значительное (от 38.5 до 58.6%) за счет пыльцы березовых. В целом ши-

рокое распространение березовых, как и *Quercus mongolica* (4–12%), указывает на существование дубрав кустарничково-разнотравных с примесью березняков (Клименко и др., 2000) как типа растительности и на умеренные климатические условия. Однако доля широколиственных *Ulmus* spp. (0.75–4.35%) и *Tilia manshurica* (0.64–2.46%) в горизонтах 730–740, 720–730, 540–550 см свидетельствует о повышении влажности и несколько большей мягкости температурного режима.

Встречающиеся ореховые (*Juglans manshurica* – 1–2%) входили в состав кедрово-широколиственных лесов с *Pinus* s./g. *Haploxylon* и *Pinus* s./g. *Diploxylon*, реже *Picea*, *Larix*, которые в голоцене деградируют. Если рассмотреть содержание сосновых по разрезу снизу вверх, то можно выделить три зоны: уровни 730–740, 720–730, 700–710 см с низким содержанием – от 7.1 до 11.7%; средним – интервалы 710–720, 690–700, 540–550 см (12.4–

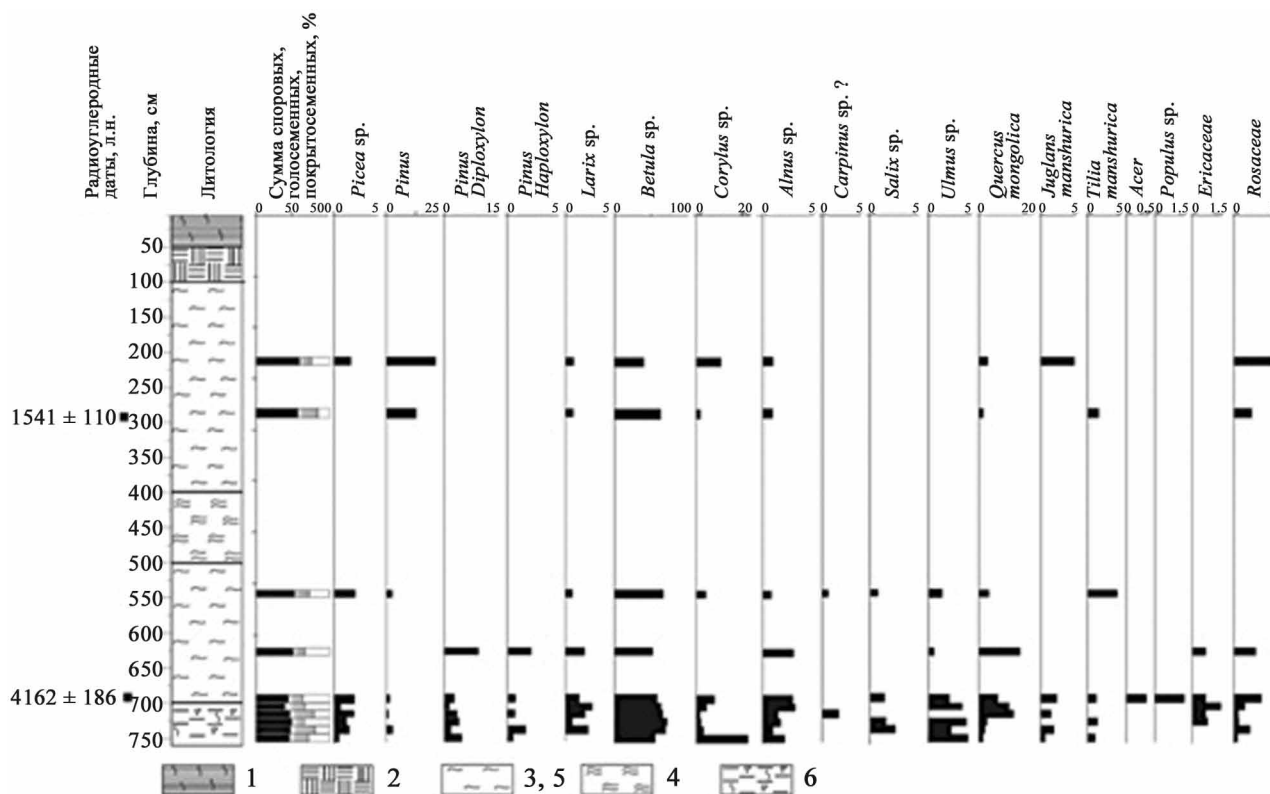


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма органоминеральных отложений.

Здесь и на рис. 4: 1 – 0–50 см – почвенно-растительный слой с остатками водной растительности (и слаборазложившийся торф); 2 – 50–100 см – торф буро-коричневый с остатками видимых фрагментов растений; 3 – 100–400 см – суглинок темно-серый с растительными остатками; 4 – 400–500 см – сапропель темно-коричневый, до черного; 5 – 500–700 см – суглинок серо-коричневый с растительными остатками; 6 – 700–750 см – суглинок темно-серый с включением дресвы полевых шпатов и кварца.

Fig. 3. Spore-pollen diagram of organomineral deposits.

Here and in Fig. 4: 1 – 0–50 cm – soil layer with remnants of aquatic vegetation; 2 – 50–100 cm – brown-brown peat with remnants of visible plant fragments; 3 – 100–400 cm – dark gray loam with plant remains; 4 – 400–500 cm – dark brown to black sapropel; 5 – 500–700 cm – gray-brown loam with plant remains; 6 – 700–750 cm – dark gray loam with the inclusion of feldspar and quartz gruss.

13.9%); высоким содержанием – пробы 630–640, 280–290 см – 20.2–27.0%. Увеличение сосняков может свидетельствовать о понижении температуры (Клименко и др., 2000). В настоящее время среди древесных пород сосновые единичны, а преобладают буковые за счет *Quercus mongolica*. Пыльца *Larix* в пробах встречается в единичных количествах, на территории Зейско-Буреинской равнины ее в естественных сообществах нет, поэтому можно предположить, что спорово-пыльцевые спектры изученных проб отражают период некоторого потепления. Из кустарничков необходимо отметить присутствие вересковых и розоцветных, указывающих на некоторую сухость климата, максимальное содержание которых приходится на интервалы 690–799, 630–640, 220–230 см.

Озеро окаймлено оползневыми блоками, сложенными аллювиальными песчано-галечными осадками миоценового и плиоцен-четвертичного возраста, поэтому наличие в палиноспектрах *Abies*, *Ephedra*, вероятно, обусловлено переотложением из более древних неоген-четвертичных образований белогорской свиты. Их отличают более высокая степень минерализации и темно-бурый цвет пыльцевых зерен. В настоящее время остатки популяции *Ephedra* сохранились в естественном состоянии в районе пос. Чагоян (вверх по течению р. Зей) (Старченко, 2008).

В палинологических спектрах всех проб хорошо выражены фитоценозы водно-болотной растительности (*Nymphaea*, *Trapa*, *Cyperaceae*), луговых ассоциаций (*Campanulaceae*, *Umbelliferae*, *Caprifoliaceae*, *Valerianaceae*, *Polygonaceae*, *Liliaceae*, *Urticaceae* и др.) окрестностей озера и долины р. Зей, которые с большой вероятностью участвуют в палиноспектрах органоминеральных отложений урочища. Пыльца *Cyperaceae* многочисленна в пробах с глубины 630–640, 280–290 см, наряду с *Sanquisorba*, *Thalictrum*, лилейными и злаковыми указывает на распространение долинных луговых ценозов и заболоченных территорий. Пыльца *Artemisia* немногочисленна (3.7–12.3%), ее присутствие, наряду с бобовыми, норичниковыми и гречишными, свидетельствует о наличии степных, даже ксерофильных ценозов (630–640, 280–290, 220–230 см), которые, вероятно, осваивали склоны увалистого рельефа территории и входили в пионерные группировки наряду с мхами, хвощами и папоротниками.

Таким образом, палинологический анализ показывает, что накопление органоминеральных отложений урочища оз. Песчаное происходило в позднем голоцене, а спорово-пыльцевые спектры отражают растительность, близкую к современной. Климатические показатели того периода были близки к современным, но менее континентальными, возможно, более напоминающими показатели Приморья (Yu et al., 2017).

Геохимическая характеристика отложений урочища

Показатель зольности используется для оценки содержания минеральной и органической составляющих. Количество органического материала в отложениях является важным показателем условий осадконакопления и контролирует биопродуктивность водного бассейна. Часть органического материала поступает за счет водных растений, произрастающих непосредственно в озере; аллохтонный привнос органики формируется с водосборной площади.

Как видно из диаграммы распределения зольности по всему разрезу (рис. 4), органоминеральные отложения урочища характеризуются высокими показателями зольности, разброс варьирует от 38.9 до 86.9% при среднем 59.4%. Зольность увеличивается с глубиной. Зольность осадков в интервале 480–750 см составляет в среднем 68.5%, максимальное значение наблюдалось на глубине 740–750 см (подошва). На участке 170–480 см среднее значение зольности составляет 56.48%; в интервале глубин 0–170 см – 45.73%, что характеризует интенсивное накопление органики в озере.

Следует отметить, что содержание CaO в верхней части разреза возрастает и изменяется в интервале от 0.72 до 0.81%, в то время как на глубине 115–750 см – варьирует от 0.40 до 0.64% (см. рис. 4). Можно предположить, что изменение содержания кальция в органоминеральных отложениях связано с небольшим изменением типа питания озера и трансформацией видового состава растительности.

Анализ геохимических показателей представлен в табл. 4 и на рис. 4. Этот материал стал основой для определения фоновых содержаний элементов в изученных отложениях. При нормальном распределении элемента по разрезу колонки в качестве фона принимается среднеарифметическое значение. Распределение считается достоверно нормальным, если абсолютная величина показателей асимметрии и эксцесса меньше их ошибок репрезентативности в 3 раза и более. В соответствии с методами непараметрической статистики, в качестве максимально правдоподобной средней принимают медиану (Ильин и др., 2000).

Распределение породообразующих элементов (за исключением Mg и Mn), согласно тестам Колмогорова – Смирнова и Шапиро – Уилка, не является нормальным. Критерием оценки изменчивости элементов в толще осадков выступает отклонение концентраций отдельных элементов от их медианы на разных уровнях колонки. Так как распределение породообразующих элементов не является нормальным, в качестве фона были приняты их медианные показатели. Отклонение от медианы в сторону больших значений указывает на тенденцию к

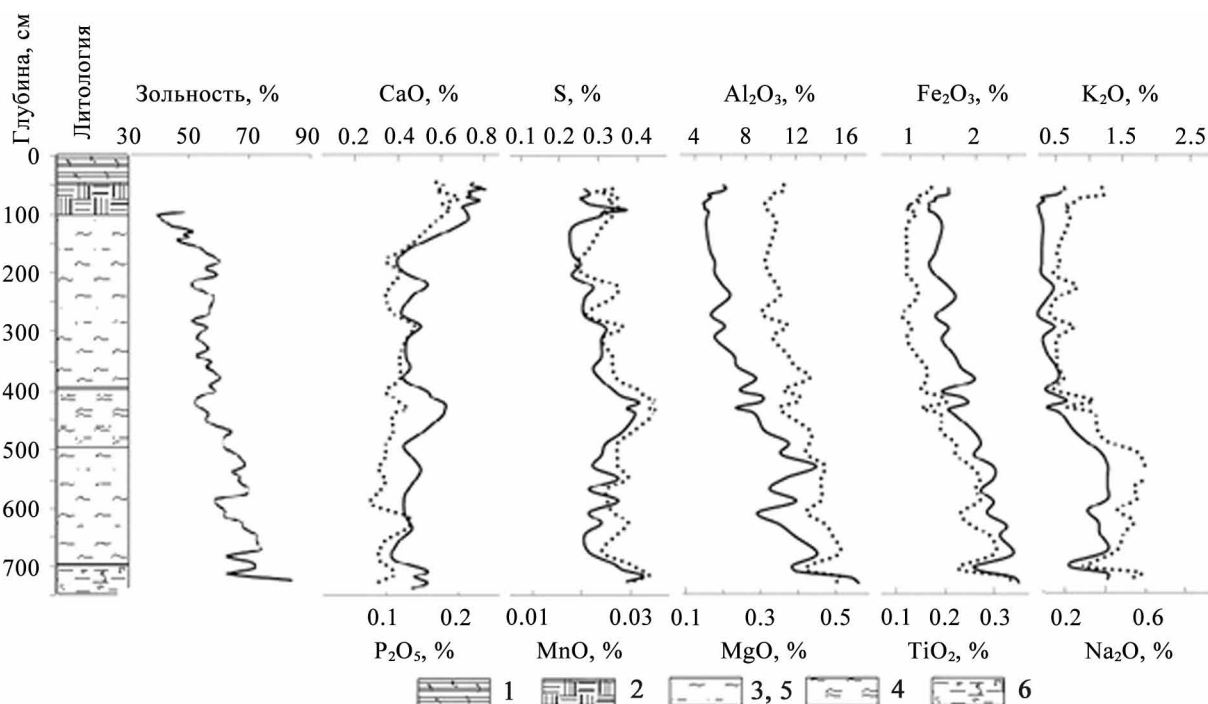


Рис. 4. Литология и химический состав разреза.

Пунктирные линии – элементы со шкалой снизу.

Fig. 4. Lithology and chemical composition of the section.

Dotted lines – items with a scale at the bottom.

аккумуляции элемента, а в сторону меньших значений – на усиление его рассеяния.

По разрезу колонки наблюдаются вариации содержания породообразующих элементов (см. рис. 4). Анализ данных позволил выделить элементы с различным характером распределения по разрезу отложений. Варьирование содержаний Na, Al, P, K, Ti, Fe по профилю значительное, так как $C_v > 25$ (Лакин, 1990), для остальных породообразующих элементов – среднее. Глубины 750–420 см относительно рассчитанных фоновых содержаний характеризуются повышенными концентрациями оксидов Na, Al, K и Mg, Ti и Fe, пониженные концентрации отмечены для P_2O_5 и CaO. На глубине 50–160 см отмечается увеличение концентраций этих элементов.

Распределение микроэлементов по профилю отложений, за исключением Cu, Rb, Y, Mo, Sn, Ba, Tl, Pb, согласно статистическим оценкам, является нормальным. В соответствии с методами непараметрической статистики для Cu, Rb, Y, Mo, Sn, Ba, Tl, Pb в качестве максимально правдоподобной средней приняли медиану. Для остальных элементов с нормальным распределением в качестве фоновых значений для урочища (локальный, местный фон) приняли среднее арифметическое значение их содержаний: Ba – 233.00 мг/кг > Sr – 86.10 > Zn –

79.70 > V – 62.20 > Ce – 43.50 > Zr – 34.20 > Rb – 31.70 > Cr – 30.80 > Ni – 28.00 > Nd – 17.90 > La – 17.30 > Li – 16.10 > As – 14.40 > Cu – 13.70 > Y – 12.80 > Co – 12.70 > Pb – 11.20 > Ga – 9.30 > Sc – 6.81 > Th – 5.84 > Pr – 4.41 > Nb – 3.86 > Sm – 3.58 > Gd – 3.16 > Cs – 2.72 > Dy – 2.61 > Be – 2.52 > Mo – 2.00 > Se – 1.78 > U – 1.75 > Sn – 1.50 > Er – 1.44 > Yb – 1.34 > Hf – 1.07 > Sb – 0.93 > Eu – 0.77 > W – 0.76 > Ho – 0.50 > Tb – 0.45 > Ta – 0.28 > Tl – 0.21 > Tm = Lu – 0.20 > Bi – 0.17 > Cd – 0.14 > Hg – 0.05.

Был рассчитан коэффициент рассеяния K_p микроэлементов в отложениях относительно кларков глин (Turekian, Wedepohl, 1961). Наиболее рассеяны (см. табл. 4) в толще отложений Hg ($K_p = 8$), Tl (6.7), La ($K_p = 5.3$), почти в равной мере Zr, Rb и Li ($K_p = 4.7, 4.4$ и 4.1 соответственно). Для Zn характерны околосларковые содержания ($K_p = 1.2$), концентрации As и Se не превышают кларк ($K_p = 0.1$ и 0.3 соответственно).

Для выявления биогеохимических особенностей формирования состава отложений использовали отношение средней концентрации (медианы) элемента по всему профилю органоминеральных отложений к его концентрации в нижней части (740–750 см), в подошве. Этот показатель обозначается как литологический коэффициент $K_{\text{л}}$.

Таблица 4. Содержание микроэлементов, редких и редкоземельных элементов в отложениях урочища оз. Песчаное, г/т**Table 4.** The content of trace elements, rare and rare earth elements in the sediments of the tract of Lake Peschanoe, ppm

Элемент	Среднее	Медиана	Минимум	Максимум	Стандартное отклонение	Асимметрия	Экссесс	Кларк осадочных пород (Turekian, Wedepohl, 1961)	K _p	K _л
Li	16.1	14.40	8.70	28.70	6.03	0.69	-0.81	66.0	4.1	1.3
Be	2.52	2.20	1.20	4.20	0.83	0.43	-0.97	3.0	1.2	2.1
Sc	6.81	6.00	2.90	11.80	2.35	0.63	-0.75	13.0	1.9	2.4
V	62.2	58.1	27.70	105.00	21.90	0.44	-1.07	130.0	2.1	2.3
Cr	30.8	27.9	12.60	54.90	11.20	0.68	-0.67	90.0	2.9	2.4
Co	12.7	13.8	3.50	20.00	4.29	-0.17	-1.12	19.0	1.5	3.6
Ni	28.0	27.2	8.10	46.80	9.31	0.16	-0.88	68.0	2.4	3.5
Cu	14.8	13.7	7.50	30.20	4.13	1.86	5.09	45.0	3.3	1.8
Zn	79.7	80.7	33.8	136.00	24.80	0.50	-0.41	95.0	1.2	2.4
Ga	9.30	8.30	4.80	18.90	4.11	0.83	-0.45	19.0	2.0	1.1
As	14.4	14.4	3.30	25.20	4.93	-0.04	-0.64	1.3	0.1	4.4
Se	1.78	1.70	0.55	3.50	0.70	0.52	-0.26	0.6	0.3	3.2
Rb	36.4	31.7	22.5	78.10	13.20	1.13	0.85	140.0	4.4	0.4
Sr	86.1	83.1	70.9	163.00	15.50	3.08	14.0	300.0	3.5	0.5
Y	13.8	12.8	5.90	19.50	3.41	0.15	-0.86	26.0	2.0	2.2
Zr	34.2	28.3	21.10	62.10	11.60	0.96	-0.17	160.0	4.7	1.1
Nb	3.86	3.20	2.20	7.30	1.50	0.97	-0.28	11.0	2.8	1.2
Mo	1.93	2.00	0.30	2.60	0.42	-1.25	3.85	2.6	1.3	6.7
Cd	0.14	0.14	0.07	0.24	0.05	0.36	-0.81	0.3	2.1	2.0
Sn	1.64	1.50	0.73	4.60	0.79	1.78	4.10	6.0	4.0	1.5
Sb	0.93	0.90	0.51	1.60	0.27	0.37	-0.79	1.4	1.5	1.2
Cs	2.72	2.60	1.90	4.40	0.68	0.71	-0.34	5.0	1.8	1.1
Ba	262	233	165.00	985.00	128	4.41	24.5	580.0	2.5	0.2
La	17.3	15.7	10.60	25.60	4.60	0.52	-1.14	92.0	5.3	1.6
Ce	43.5	37.9	26.80	66.60	13.30	0.60	-1.24	59.0	1.4	1.6
Pr	4.41	4.00	2.40	6.40	1.16	0.42	-1.24	5.6	1.3	1.8
Nd	17.9	16.1	8.80	26.10	4.63	0.37	-1.15	24.0	1.3	2.0
Sm	3.58	3.20	1.70	5.30	0.93	0.36	-1.11	6.4	1.8	2.1
Eu	0.77	0.69	0.44	1.10	0.21	0.45	-1.34	1.0	1.3	1.8
Gd	3.16	2.90	1.50	4.70	0.85	0.30	-1.23	6.4	2.0	2.1
Tb	0.45	0.41	0.22	0.67	0.11	0.34	-0.96	1.0	2.2	2.1
Dy	2.61	2.30	1.10	3.90	0.72	0.29	-1.04	4.6	1.8	2.4
Ho	0.50	0.45	0.22	0.73	0.14	0.29	-1.08	1.2	2.4	2.3
Er	1.44	1.30	0.65	2.10	0.40	0.33	-1.13	2.5	1.7	2.2
Tm	0.20	0.18	0.09	0.31	0.06	0.35	-1.02	0.2	1.0	2.2
Yb	1.34	1.20	0.59	2.10	0.38	0.34	-1.03	2.6	1.9	2.3
Lu	0.20	0.18	0.09	0.30	0.06	0.37	-1.18	0.7	3.5	2.1
Hf	1.07	0.90	0.67	2.10	0.38	1.04	0.23	2.8	2.6	1.1
Ta	0.28	0.23	0.15	0.56	0.12	0.92	-0.31	0.8	2.9	1.1
W	0.76	0.63	0.43	1.40	0.32	0.81	-0.69	1.8	2.4	1.3
Hg	0.05	0.05	0.01	0.08	0.01	0.14	0.59	0.4	8.0	8.3
Tl	0.23	0.21	0.13	0.53	0.09	1.20	1.45	1.4	6.7	0.4
Pb	14.3	11.2	6.70	36.40	7.46	1.54	2.12	20.0	1.8	0.6
Bi	0.17	0.16	0.08	0.27	0.05	0.65	-0.35	Н. д.	—	2.1
Th	5.84	4.90	3.60	10.90	2.01	0.83	-0.41	12	2.1	1.6
U	1.75	1.40	0.91	3.20	0.62	0.90	-0.39	3.7	2.1	1.9

Примечание. Н. д. – нет данных, K_p – коэффициент рассеяния, K_л – литологический коэффициент.Note. Н. д. – now data, K_p – dispersion coefficient, K_л – lithological coefficient.

Он отражает комплексное влияние гидрохимического фона, литолого-геохимических условий образования отложений, характеризует избирательную способность растений накапливать химические элементы (Перельман, Касимов, 1999), обуславливая тем самым региональные особенности биогеохимического поглощения микроэлементов.

Значения $K_d > 1$ указывают на накопление элемента отложениями, $K_d < 1$ – на захват. В результате расчетов обнаружено, что большая часть элементов накапливается отложениями. Наиболее высоким уровнем накопления характеризуются Hg, Mo, As, самым низким – Pb, Sr, Rb, Tl, Ba. Полученные нами данные согласуются с выводами Я.Ю. Юдовича (1978) об особенностях миграции As и Mo в биосфере за счет их высокой биофильности и способности накапливаться в органическом веществе (углях, сланцах). Например, в торфах содержание Mo часто превышает кларк (Крештапова, 1974).

Самые высокие концентрации микроэлементов, за исключением Hg, Mo, фиксируются в нижних слоях органоминеральных отложений (430–750 см) – их средние содержания до 1.7 раза выше фонового. Вероятно, это связано с тем, что аниогенные элементы слабо мигрируют в условиях резко восстановительной среды и осаждаются на восстановительных барьерах (Перельман, Касимов, 1999). В частности, гидроксиды Fe, Mn служат сорбционным геохимическим барьером для Co, Ni, Pb, Cu и других тяжелых металлов, мигрирующих в основном в катионной форме, а также для некоторых аниогенных элементов. Свидетельством этого выступает высокая корреляция Fe с большинством металлов, за исключением Sr, Mo, Ba. Обнаружены значимые связи между концентрацией Mn и концентрациями Sc, V, Co, Ni, Zn, Y, Zr, Cd, Sn, Sb, Cs, Hf, W, Bi, Th, U, РЗЭ. Вероятно, соосаждение с гидроксидами Fe, Mn является одним из путей поступления металлов в отложения. Коэффициенты корреляции потерь при прокаливании и металлов изменяются от –0.86 (Tl) до 0.19 (As). Исключение составляет Mo, для которого коэффициент корреляции равен 0.64. Слабая корреляционная связь между концентрациями металлов в отложениях и потерями при прокаливании может свидетельствовать о преимущественно терригенном характере поступления микроэлементов в отложения.

Следует отметить, что подошва (740–750 см) характеризуется самыми высокими содержаниями кремнезема. Концентрация SiO_2 составляет 72.6%. Из-за высокого содержания песчаной фракции концентрации других микроэлементов снижены, за исключением Sr, Rb, Ba, Tl. Горизонт 740–750 см сложен главным образом крупнозернистым кварцевым песком.

В пределах 50–420 см при относительно невысокой флуктуации концентрации большинства микроэлементов уменьшаются и становятся ниже

среднего по разрезу. Более своеобразно ведут себя Hg, Cd, Pb, Sn. Верхняя часть отложений – зона новейшего осадкообразования – характеризуется повышенной аккумуляцией Hg (в 1.6 раза), Cd (1.5), Pb (2.6), Sn (в 2.7 раза) относительно принятых нами фоновых значений для урочища. Высокие содержания этих элементов обусловлены, скорее всего, техногенными нагрузками (Shotyk et al., 1996). Локальный ореол рассеяния именно Hg, Cd, Pb, Sn, возможно, связан с близостью железнодорожного пути с тепловозной тягой (в 300 м восточнее озера) и грунтовой автодороги (в 500 м западнее озера). Возраст этого слоя аккумуляции, согласно экстраполяции результатов радиоуглеродного датирования, составляет порядка 230 лет и, на наш взгляд, является завышенным. Он должен находиться в интервале 150–80 лет, что соответствует раннему периоду индустриального освоения исследуемой территории. Вероятно, для последних 200–300 лет аппроксимация метода радиоуглеродного датирования малопригодна.

Условия накопления органоминеральных отложений

Для анализа условий осадконакопления традиционно используют ряд индикаторных отношений химических элементов (рис. 5). Можно построить простую модель осадконакопления с двумя источниками осадочного материала: терригенная компонента и органическое вещество как аллохтонного, так и автохтонного происхождения. Вариации региональных ландшафтно-климатических условий определяют интенсивность поступления терригенного и органического материала, что фиксируется в составе и свойствах отложений.

Информативными индикаторами зрелости осадков и климата являются отношения Ti/Zr (см. рис. 5б) и La/V (см. рис. 5а) (Bhatia, Crook, 1986; Roser et al., 1996). Некоторые темноцветные минералы, обогащенные Ti и V (пироксены, амфиболы и ряд оксидов), быстро разрушаются при транспортировке и седиментации, тогда как более устойчивые циркон, апатит, монацит содержат повышенные концентрации Zr и La (Маслов и др., 2003). Пониженные значения отношения Ti/Zr связаны с относительно большей концентрацией Zr в устойчивых к выветриванию минералах (цирконе) и свойственны более древним, химически зрелым отложениям с высокой долей глинистой фракции (Скляров и др., 2001; Рященко и др., 2017). Значения соотношения La/V в отложениях урочища оз. Песчаное изменялись от 0.20 до 0.44 (среднее 0.29). Коэффициент вариации модуля La/V составил 21%. Значения соотношения Ti/Zr варьировали от 29 до 37 (среднее 34), коэффициент вариации 5.7%, что свидетельствует о низкой степени химической зрелости отложений.

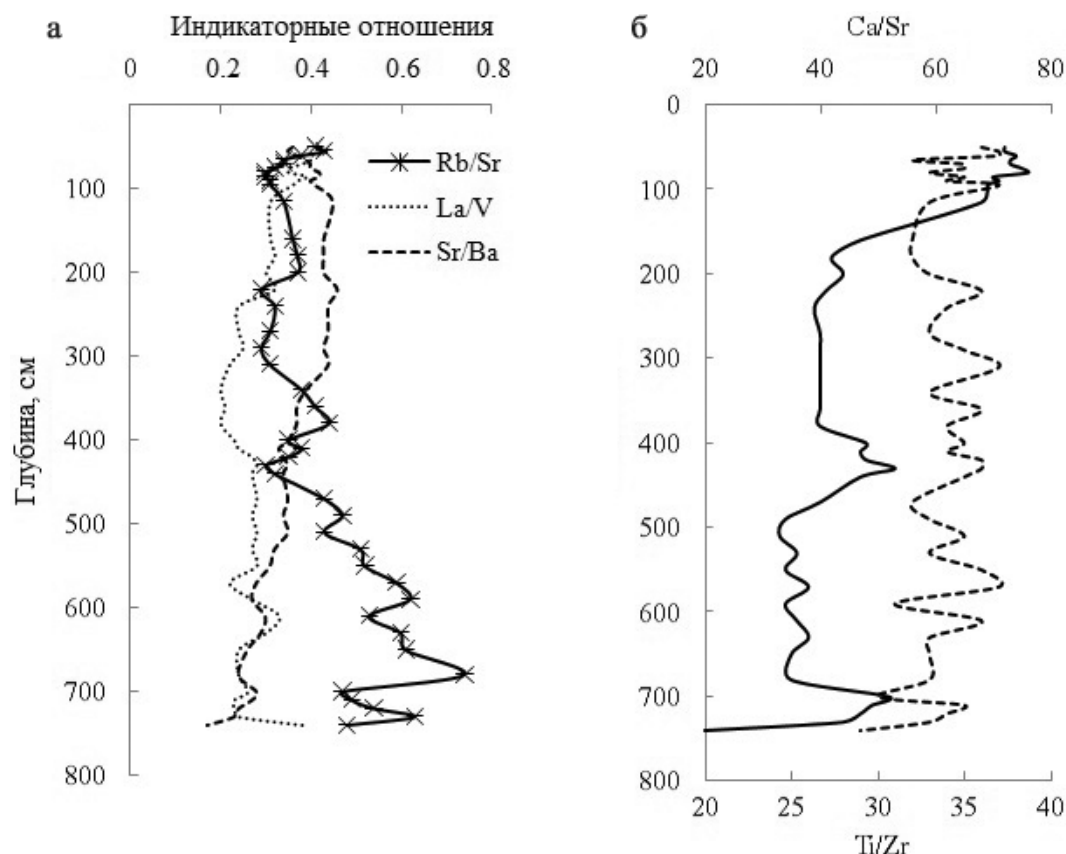


Рис. 5. Индикаторные отношения микроэлементов в органоминеральных осадках урочища оз. Песчаное.
а – отношения Rb/Sr, La/V, Sr/Ba; б – Ca/Sr (сплошная линия, шкала сверху), Ti/Zr (штриховая линия, шкала снизу).

Fig. 5. Indicator ratios of microelements in organomineral sediments of the Lake Peschanoe tract.

а – Rb/Sr, La/V, Sr/Ba ratios; б – Ca/Sr (solid line, scale above), Ti/Zr (dashed line, scale below).

В качестве индикатора интенсивности химического выветривания может быть использовано отношение Rb/Sr (Chen et al., 1999; Jin et al., 2001). Уменьшение значений этого показателя указывает на ослабление процессов физического выветривания, например, за счет похолодания, а увеличение – на усиление процессов физического и химического выветривания. Характер распределения значений модуля Rb/Sr по разрезу органоминеральных отложений урочища оз. Песчаное имеет тенденцию к возрастанию с глубиной и перепадами по всему профилю. Перепады содержания Rb/Sr объясняются неравномерностью поступления обломочного материала. В мелкообломочном материале процессы выветривания протекают быстрее, происходит более интенсивный вынос Sr, следовательно, и соотношение Rb/Sr увеличивается.

Отношение Sr/Ba традиционно используется как индикатор палеосолёности. При интенсивном химическом выветривании Ba и Sr мигрируют совместно до попадания в морские водоемы. В прибрежных водах Ba быстро связывается с SO_4^{2-} и

выпадает в осадок, Sr мигрирует в более удаленные части водного бассейна. Его осаждение начинается лишь в лагунных обстановках. Следовательно, по значениям соотношения Sr/Ba в осадках можно проследить переход от пресноводных отложений к морским. В пресноводных условиях этот показатель составляет менее 1, в морских – более 1 (Маслов, 2005). Кроме того, соотношение Sr/Ba характеризует геохимические и гидротермические условия осадконакопления. Так, Е.Э. Веретенникова и И.В. Курьина (2014) утверждают, что это отношение отражает разный состав фаз – носителей этих элементов – и тесно связано с увлажнением климата. Барий накапливается в марганцевых конкрециях, а стронций – в карбонатных, что, соответственно, влияет на их дифференциацию по профилю осадков.

Значения индикатора Sr/Ba в органоминеральных отложениях урочища оз. Песчаное варьировали от 0.17 до 0.46, что свидетельствует о пресноводности бассейна седиментации. Возрастание показателя на глубине 70–310 см (разброс от 0.40 до

0.46 при среднем 0.43) характеризует относительное увеличение солености водоема.

Для реконструкции редокс-обстановок используют ряд индикаторных отношений – Mo/Mn, V/Cr и др. (Подковыров и др., 2011). В отложениях застойных водоемов значение Mo/Mn составляет более 0.01, тогда как для осадков хорошо аэрируемых бассейнов этот показатель существенно меньше – 0.001 (Холодов, Недумов, 1991). Средняя величина соотношения Mo/Mn по разрезу колонки органоминеральных осадков урочища составляет 0.0091 ± 0.0024 (минимум 0.002, максимум 0.014). Соотношение Mo/Mn > 0.01 было зафиксировано на глубинах 170–210, 280–370 и 470–500 см, что указывает на наличие застойных обстановок в придонных слоях воды оз. Песчаное. Значение Mo/Mn для остальных глубин находится в интервале 0.002–0.010. Это может свидетельствовать о том, что органоминеральные осадки урочища оз. Песчаное формировались в плохо аэрируемом пресноводном бассейне.

Окислительные условия в бассейне предполагаются при значениях соотношения V/Cr < 2, а показатели 2.00–4.25 и >4.25 указывают на осадконакопление в условиях крайне низкого содержания кислорода и в бескислородных условиях соответственно (Jones, Manning, 1994). Полученные для осадков урочища значения V/Cr по всему профилю не отличаются стабильностью. На уровне 90–170 и 590–640 см эти показатели находятся в пределах 1.7–1.9 ед., что свидетельствует об окислительных условиях в те периоды образования осадков. Для остальных глубин осадкообразование происходило при низком содержании кислорода.

Ca/Sr (см. рис. 5б) рассматривают в качестве климатического критерия, пониженные значения которого связаны с потеплением и увлажнением климатического режима (Рященко и др., 2017). Наиболее высокие значения соотношения Ca/Sr, которые отражают относительное похолодание, наблюдались на глубинах 700–720, 400–440, 50–115 см, что соответствует похолоданию 4300–4100, 2400–2100 и 500–230 лет назад. Анализ органоминеральных отложений урочища оз. Песчаное свидетельствует о том, что в течение последних 4 тыс. лет влажные и прохладные климатические условия неоднократно чередовались. Сравнение полученных данных с историческими сведениями (Клименко и др., 2000) позволяет говорить об очень хорошем совпадении выявленных тенденций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На правом берегу нижнего течения р. Зей в междуречье Амура и Зей (Амурская область) в результате серии палеоползней сформировался уникальный рельеф урочища оз. Песчаное с тремя линейно вытянутыми крутыми грядами, разделенными меж-

грядовыми понижениями. Результаты радиоуглеродного датирования органоминеральных отложений приподнятой части разреза показали, что озеро образовалось 4162 ± 186 лет назад, что может рассматриваться как время схода первого древнего оползня. Данные палинологического и споропыльцевого анализов подтверждают, что накопление органоминеральных отложений урочища происходило в позднем голоцене.

Минеральный и химический состав отложений связан главным образом с особенностями пород водосборного бассейна. Полученные фоновые содержания химических элементов в органоминеральных отложениях урочища оз. Песчаное могут служить в качестве региональных фоновых уровней для трансграничной территории верхнего и среднего течения р. Амур и притоков, мг/кг: Ba – 233.0, Zn – 79.7, Sr – 86.1, V – 62.2, Ce – 43.5, Zr – 34.2, Rb – 31.7, Cr – 30.8, Ni – 28.0, Nd – 17.9, La – 17.3, Li – 16.1, As – 14.4, Cu – 13.7, Y – 12.8, Co – 12.7, Pb – 11.2, Ga – 9.3, Sc – 6.81, Th – 5.84, Pr – 4.41, Nb – 3.86, Sm – 3.58, Gd – 3.16, Cs – 2.72, Dy – 2.61, Be – 2.52, Mo – 2.00, Se – 1.78, U – 1.75, Sn – 1.50, Er – 1.44, Yb – 1.34, Hf – 1.07, Sb – 0.93, Eu – 0.77, W – 0.76, Ho – 0.50, Tb – 0.45, Ta – 0.28, Tl – 0.21, Tm-Lu – 0.20, Bi – 0.17, Cd – 0.14, Hg – 0.05.

Выделен индустриальный период осадконакопления, который характеризуется увеличением концентраций Sn, Pb, Hg и Cd в верхнем горизонте толщи.

Рассчитанные геохимические коэффициенты свидетельствуют о пресноводности бассейна и чередовании застойных и окислительных обстановок при осадконакоплении. Повышенные значения Ca/Sr связаны с изменением климатического режима в сторону похолоданий, которые происходили в течение последних 4 тыс. лет на данной территории: 4300–4100, 2400–2100, 500–230 лет назад.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.А. (2000) Экологическая геохимия. М.: Логос, 626 с.
- Веретенникова Е.Э., Курьина И.В. (2014) Эволюция грядово-мочажинного комплекса южнотаежной подзоны Западной Сибири. *География и природн. ресурсы*, (2), 91-99.
- Ветров А.А., Семилетов И.П., Дударев О.В., Пересыпкин В.И., Чаркин А.Н. (2008) Исследование состава и генезиса органического вещества донных осадков Восточно-Сибирского моря. *Геохимия*, (2), 183-195.
- Выхристюк Л.А. (1980) Органическое вещество донных осадков Байкала. Новосибирск: Наука, 79 с.
- Гашкина Н.А., Моисеев Т.И., Кремлева Т.А. (2012) Особенности распределения биогенных элементов и органического вещества в малых озерах и лимитирование их трофности на европейской территории России и Западной Сибири. *Вестн. Тюменского гос. ун-та*, (12), 17-25.
- ГОСТ 26107–84. (1984) Почвы. Методы определения об-

- щего азота. М.: Изд-во стандартов, 6 с.
- ГОСТ 29234.1–91. (1992) Пески формовочные. Методы определения глинистых частиц. М.: Изд-во стандартов, 7 с.
- ГОСТ 11306–2013. (2014) Торф и продукты его переработки. Методы определения зольности. М.: Стандартинформ, 8 с.
- Григорьев Н.А. (2009) Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 382 с.
- Гричук В.П. (1940) Методика обработки осадочных пород, бедных органическими остатками, для целей пыльцевого анализа. *Проблемы физич. географии*, **8**, 53–58.
- Гусева Т.В., Молчанова Я.П., Заика Е.А., Виниченко В.Н., Аверочкин Е.М. (1999) Гидрохимические показатели состояния окружающей среды. Справ. материалы. М.: Эколайн, 74 с.
- Дарьин А.В., Калугин И.А. (2012) Реконструкция климата горного Алтая по данным литолого-геохимических исследований донных осадков озера Телецкое. *Изв. АН. Сер.: Географическая*, (6), 63–70.
- Ильин В.Б., Сысо А.И., Конарбаева Г.А., Байдина Н.Л., Черевко А.С. (2000) Содержание тяжелых металлов в почвообразующих породах юга Западной Сибири. *Почвоведение*, (9), 1086–1090.
- Кац Н.Я., Кац С.В., Скобеева Е.И. (1977) Атлас растительных остатков в торфах. М.: Недра, 376 с.
- Клименко В.В., Климанов В.А., Кожаринов А.В. (2000) Динамика растительности и климата Амуро-зейского междуречья в голоцене и прогноз их естественных изменений. *Изв. АН. Сер.: Географическая*, (2), 42–50.
- Крештапова В.Н. (1974) Методические рекомендации по оценке содержания микроэлементов в торфяных месторождениях европейской части РСФСР. М.: Мингео СССР, 200 с.
- Лакин Г.Ф. (1990) Биометрия. М.: Высш. шк., 352 с.
- Маслов А.В. (2005) Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Учеб. пособ. Екатеринбург: УГГУ, 289 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. (2003) Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата (на примере рифея Южного Урала). *Литология и полез. ископаемые*, (5), 502–525.
- Меленевский В.Н., Леонова Г.А., Бобров В.А., Каширцев В.А., Кривоногов С.К. (2015) Трансформация органического вещества в голоценовых осадках озера Очки (Южное Прибайкалье) по данным пиролиза. *Геохимия*, (10), 925–944.
- Методические аспекты палинологии. (1987) (Под ред. И.И. Нестерова). М.: Недра, 223 с.
- Методические рекомендации к технике обработки осадочных пород при спорово-пыльцевом анализе. (1986) (Под ред. Е.Д. Заклинской, Л.А. Пановой). Л.: ВСЕГЕИ, 77 с.
- 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.
- Общие закономерности возникновения и развития озер. Методы изучения истории озер (1986) (Отв. ред. Д.Д. Квасов). Л.: Наука, 254 с.
- Перельман А.И. (1982) Геохимия природных вод. М.: Наука, 154 с.
- Перельман А.И., Касимов Н.С. (1999) Геохимия ландшафта. М.: Астрель-2000, 768 с.
- Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. (2011) Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда южной части Вычегодского прогиба. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 484–504.
- Покровская Т.Н. (1973) Типизация озер – накопителей органического вещества. *Изв. АН СССР. Сер.: Географическая*, (1), 43–51.
- Радомская В.И., Юсупов Д.В., Павлова Л.М. (2014) Макрокомпонентный состав снежного покрова г. Благовещенска. *Вода: химия и экология*, (8), 95–103.
- Рященко Е.Г., Штельмах С.И., Вологина Е.Г. (2017) Микроэлементный состав донных осадков озера Байкал (район Академического хребта). *Отчет. геология*, (2), 59–67.
- Склярков Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. (2001) Интерпретация геохимических данных. Учеб. пособ. М.: Интермет Инжиниринг, 288 с.
- Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Солотчин П.А., Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Даниленко И.В. (2019) Аутигенные карбонаты голоценовых осадков озера Иткуль (юг Западной Сибири) – индикаторы изменений климата. *Докл. АН*, **487**(1), 54–59.
- Старченко В.М. (2008) Флора Амурской области и вопросы ее охраны: Дальний Восток России. М.: Наука, 228 с.
- Страховенко В.Д. (2011) Геохимия донных отложений малых континентальных озер Сибири. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 33 с.
- Страховенко В.Д., Солотчина Э.П., Восель Ю.С., Солотчин П.А. (2015) Геохимические факторы аутигенного минералообразования в донных отложениях озер Тажеранской системы (Прибайкалье). *Геология и геофизика*, **56**(10), 1825–1841.
- Субетто Д.А., Прыткова М.Я. (2016) Донные отложения разнотипных водоемов. Методы изучения. Петрозаводск: КНЦ РАН, 89 с.
- Трутнева Н.В., Елманова В.С., Юсупов Д.В., Скрипникова М.И., Кезина Т.В. (2011) Оползни и их проявления на территории Амурской области. *Вестн. Амурского гос. ун-та. Сер.: Естественные и экономические науки*, (55), 86–96.
- Харвей Х.В. (1948) Современные успехи химии и биологии моря. М.: ИЛ, 224 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. (1991) О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов. *Изв. АН СССР. Сер. Геол.*, (12), 74–82.
- Филатов А.Г. (1998) Геоморфологическая характеристика урочища “Озеро Песчаное”. *География Амурской области на рубеже веков: проблемы и перспективы*. Благовещенск: БГПУ, 31–34.
- Юдович Я.Ю. (1978) Геохимия ископаемых углей. Л.: Наука, 264 с.
- Эрдтман Г. (1955) Морфология пыльцы и систематика растений. М.: ИЛ, 486 с.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. (1986) Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination

- of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**(2), 181-193. DOI: 10.1007/bf00375292
- Cai S.S., Yu Z.C. (2011) Response of a warm temperate peatland to Holocene climate change in northeastern Pennsylvania. *Quaternary Res.*, **75**, 531-540. DOI: 10.1016/j.yqres.2011.01.003
- Chen J., An Z.S., Head J. (1999) Variation of Rb/Sr ratios in the loess-paleosol sequences of Central China during the last 130,000 years and their Implications for Monsoon paleoclimatology. *Quaternary Res.*, **51**(3), 215-219. DOI: 10.1006/qres.1999.2038
- Jin Z., Wang S., Shen J., Zhang E., Li F., Ji J., Lu X. (2001) Chemical weathering since the Little Ice Age recorded in lake sediments: a high-resolution proxy of past climate. *Earth Surface Processes and Landforms*, **26**(7), 775-782. DOI: 10.1002/esp.224
- Jones B., Manning D.A.C. (1994) Comparison of Geochemical Indices Used for the Interpretation of Palaeoredox Conditions in Ancient Mudstones. *Chem. Geol.*, **111**, 111-129. DOI: 10.1016/0009-2541(94)90085-X
- Klimin M., Kuzmin Y., Bazarova V., Mokhova, L., Jull A.J. (2004) Late Glacial-Holocene environmental changes and its age in the Lower Amur River basin, Russian Far East: Gursky peatbog case study. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, **223-224**, 676-680. DOI: 10.1016/j.nimb.2004.04.125
- Mancini M.V. (2009) Holocene vegetation and climate changes from a peat pollen record of the forest et steppe ecotone, Southwest of Patagonia (Argentina). *Quaternary Sci. Rev.*, **28**(15-16), 1490-1497. DOI: 10.1016/j.quascirev.2009.01.017
- Radomskaya V.I., Radomskii S.M., Pavlova L.M., Gusev M.N. (2016) The first experience of studying the fraction distribution of heavy metals in sediments of the Zeya river basin (Far east, Russia). *Water, Air, & Soil Pollution*, **227**(12), 438. DOI: 10.1007/s11270-016-3145-z
- Roser B.P., Cooper R.A., Nathan S., Tulloch A.J. (1996) Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **39**, 1-16. DOI: 10.1080/00288306.1996.9514690
- Schellekens J., Buurman P., Fraga I., Martinez-Cortizas A. (2011) Holocene vegetation and hydrologic changes inferred from molecular vegetation markers in peat, Penido Vello (Galicia, Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **299**, 56-69. DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.10.034
- Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G., Fankhauser A., Kramers J.D. (1996) Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony and lead deposition recorded in an ombrotrophic peat bog profile, Jura Mountains, Switzerland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **145**(1), 1-7. DOI: 10.1016/S0012-821X(96)00197-5
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. (1961) Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**(2), 175-192. DOI: 10.1130/0016-7606(1961)72[175:doteis]2
- Van der Linden M., Barke J., Vickery E., Charman D.J., Van Geel B. (2008) Late Holocene human impact and climate change recorded in a North Swedish peat deposit. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **258**, 1-27. DOI: 10.1016/j.palaeo.2007.11.006
- Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L.C., Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H. (2012) Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Quaternary Sci.*, **27**(7), 649-659. DOI: 10.1002/jqs.2565
- Yu S.-H., Zheng Z., Kershaw P., Skrypnikova M., Huang K.-Y. (2017) A late Holocene record of vegetation and fire from the Amur Basin, far-eastern Russia. *Quaternary Int.*, **432**, 79-92. DOI: 10.1016/j.quaint.2014.07.059

REFERENCES

- Alekseenko V.A. (2000) Ecological geochemistry. Textbook (transfer). Moscow, Logos Publ., 626 p. (In Russ.)
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. (1986) Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**(2), 181-193. DOI: 10.1007/bf00375292
- Cai S.S., Yu Z.C. (2011) Response of a warm temperate peatland to Holocene climate change in northeastern Pennsylvania. *Quaternary Res.*, **75**, 531-540. DOI: 10.1016/j.yqres.2011.01.003
- Chen J., An Z.S., Head J. (1999) Variation of Rb/Sr ratios in the loess-paleosol sequences of Central China during the last 130,000 years and their Implications for Monsoon paleoclimatology. *Quaternary Res.*, **51**(3), 215-219. DOI: 10.1006/qres.1999.2038
- Dar'in A.V., Kalugin I.A. (2012) Reconstruction of the climate of mountain Altai according to the data of lithological and geochemical studies of bottom sediments of Lake Teletskoye. *Izv. Akad. Nauk. Ser. Geol.*, (6), 63-70. (In Russ.)
- Erdtman G. (1955) Pollen morphology and plant taxonomy. Moscow, IL Publ., 486 p. (In Russ.)
- Filatov A.G. (1998) Geomorphological characteristics of the "Ozero Peschanoe" tract. *Geography of the Amur Region at the Boundary of the Centuries: Problems and Prospects*. Blagoveshchensk, BSPU, 31-34. (In Russ.)
- Gashkina N.A., Moiseenko T.I., Kremleva T.A. (2012) Peculiarities of distribution of nutrients and organic matter in small lakes and limitation of their trophicity in the European territory of Russia and Western Siberia. *Bull. Tyumen State University*, (12), 17-25. (In Russ.)
- General laws of the emergence and development of lakes. Methods for studying the history of lakes. (1986) (Ed. D.D. Kvasov). Leningrad, Nauka Publ., 254 p. (In Russ.)
- GOST 26107-84. (1984) Soils. Methods for the determination of total nitrogen. Moscow, Publishing house of standards, 6 p. (In Russ.)
- GOST 29234.1-91. (1992) Molding sands. Methods for determination of clay particles. Moscow, Publishing house of standards, 7 p. (In Russ.)
- GOST 11306-2013. (2014) Peat and products of its processing. Methods for determining ash content. Moscow, Standartinform, 8 p. (In Russ.)
- Grichuk V.P. (1940) Technique for treating sedimentary rocks poor in organic residues for pollen analysis. *Problemy Fizicheskoi Geografii*, **8**, 53-58. (In Russ.)
- Grigor'ev N.A. (2009) Distribution of chemical elements in the upper part of the continental crust. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 382 p. (In Russ.)

- Guseva T.V., Molchanova Ya.P., Zaika E.A., Vinichenko V.N., Averochkin E.M. (1999) Hydrochemical indicators of the state of the environment. Reference materials. Moscow, Ekolain Publ., 74 p. (In Russ.)
- Harvey H.W. (1948) Modern advances in chemistry and biology of the sea. Moscow, IL Publ., 224 p. (In Russ.)
- Il'in V.B., Syso A.I., Konarbaeva G.A., Baidina N.L., Cherevko A.S. (2000) Heavy metal contents of soil-forming rocks in the south of Western Siberia. *Euras. Soil Sci.*, **33**(9), 950-953 (translated from *Pochvovedenie*, (9), 1086-1090).
- Jin Z., Wang S., Shen J., Zhang E., Li F., Ji J., Lu X. (2001) Chemical weathering since the Little Ice Age recorded in lake sediments: a high-resolution proxy of past climate. *Earth Surface Processes and Landforms*, **26**(7), 775-782. DOI: 10.1002/esp.224
- Jones B., Manning D.A.C. (1994) Comparison of Geochemical Indices Used for the Interpretation of Palaeoredox Conditions in Ancient Mudstones. *Chem. Geol.*, **111**, 111-129. DOI: 10.1016/0009-2541(94)90085-X.
- Katz N.Ya., Katz C.B., Skobeeva E.I. (1977) Atlas of plant residues in peat. Moscow, Nedra Publ., 376 p. (In Russ.)
- Kholodov V.N., Nedumov R.I. (1991) About geochemical criteria of hydrogen-sulfide contamination of waters in old reservoirs. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (12), 74-82. (In Russ.)
- Klimenko V.V., Klimanov V.A., Kozharinov A.V. (2000) Dynamics of vegetation and climate of the Amur-Zeya interfluvium in the Holocene and forecast of their natural changes. *Izv. Akad. Nauk. Ser. Geol.*, (2), 42-50. (In Russ.)
- Klimin M., Kuzmin Y., Bazarova V., Mokhova, L., Jull A.J. (2004) Late Glacial-Holocene environmental changes and its age in the Lower Amur River basin, Russian Far East: Gursky peatbog case study. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, **223-224**, 676-680. DOI: 10.1016/j.nimb.2004.04.125
- Kreshtapova V.N. (1974) Guidelines for assessing the content of trace elements in peat deposits of the European part of the RSFSR. Moscow, Mingeo USSR Publ., 200 p. (In Russ.)
- Lakin G.F. (1990) Biometrics. Moscow, Vysshaya shkola Publ., 352 p. (In Russ.)
- Mancini M.V. (2009) Holocene vegetation and climate changes from a peat pollen record of the forest et steppe ecotone, Southwest of Patagonia (Argentina). *Quaternary Sci. Rev.*, **28**(15-16), 1490-1497. DOI: 10.1016/j.quascirev.2009.01.017
- Maslov A.V. (2005) Sedimentary rocks: methods for studying and interpreting the data obtained. Tutorial. Ekaterinburg, UGGU, 289 p. (In Russ.)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z. (2003) Lithological, lithochemical and geochemical indicators of paleoclimate (on the example of the Riphean of the Southern Urals). *Litol. Polez. Iskop.*, (5), 502-525. (In Russ.)
- Melenevskii V.N., Leonova G.A., Bobrov V.A., Kashir-tsev V.A., Krivonogov S.K. (2015) Transformation of organic matter in Holocene sediments of Lake Ochki (South Baikal region): evidence from pyrolysis data. *Geochem. Int.*, **53**(10), 903-921 (translated from *Geokhimiya*, (10), 925-944).
- Methodical aspects of palynology. (1987) (Ed. I.I. Nesterova). Moscow, Nedra Publ., 223 p. (In Russ.)
- Methodological recommendations for the technique of processing sedimentary rocks in spore-pollen analysis. (1986) (Eds E.D. Zaklinskaya, L.A. Panova). Leningrad, VSEGEI, 77 p. (In Russ.)
- Minyuk P.S., Borkhodoev V.Y. (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 (translated from *Geokhimiya*, **66**(4), 351-363). DOI: 10.31857/S0016752521040051
- Perel'man A.I. (1982) Geochemistry of natural waters. Moscow, Nauka Publ., 154 p. (In Russ.)
- Perel'man A.I., Kasimov N.S. (1999) Landscape Geochemistry. Moscow, Astrea-2000 Publ., 768 p. (In Russ.)
- Podkovyrov V.N., Grazhdankin D.V., Maslov A.V. (2011) Lithochemochemistry of the Vendian fine-grained clastic rocks in the southern Vychegda trough. *Litol. Miner. Res.*, **46**(5), 427-446 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (5), 484-504).
- Pokrovskaya T.N. (1973) Typification of lakes – accumulators of organic matter. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (1), 43-51. (In Russ.)
- Radomskaya V.I., Yusupov D.V., Pavlova L.M. (2014) Macrocomponent composition of the snow cover of the city of Blagoveshchensk. *Voda: Khimiya i Ekologiya*, (8), 95-103. (In Russ.)
- Radomskaya V.I., Radomskii S.M., Pavlova L.M., Gusev M.N. (2016) The first experience of studying the fraction distribution of heavy metals in sediments of the Zeya river basin (Far east, Russia). *Water, Air, & Soil Pollution*, **227**(12), 438. DOI: 10.1007/s11270-016-3145-z
- Roser B.P., Cooper R.A., Nathan S., Tulloch A.J. (1996) Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **39**, 1-16. DOI: 10.1080/00288306.1996.9514690
- Ryashchenko E.G., Shtel'makh S.I., Vologina E.G. (2017) Trace element composition of bottom sediments of Lake Baikal (Akademicheskii ridge region). *Otech. Geologiya*, (2), 59-67. (In Russ.)
- Schellekens J., Buurman P., Fraga I., Martinez-Cortizas A. (2011) Holocene vegetation and hydrologic changes inferred from molecular vegetation markers in peat, Penido Vello (Galicia, Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **299**, 56-69. DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.10.034
- Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G., Fankhauser A., Kramers J.D. (1996) Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony and lead deposition recorded in an ombrotrophic peat bog profile, Jura Mountains, Switzerland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **145**(1), 1-7. DOI: 10.1016/S0012-821X(96)00197-5
- Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Ivanov A.V., Letnikova E.F., Mironov A.G., Barash I.G., Bulanov V.A., Sizykh A. (2001) Interpretation of geochemical data: Textbook. Moscow, Internet Engineering Publ., 288 p. (In Russ.)
- Starchenko V.M. (2008) Flora of the Amur region and issues of its protection: The Far East of Russia. Moscow, Nauka Publ., 228 p. (In Russ.)
- Solotchina E.P., Kuz'min M.I., Solotchin P.A., Mal'tsev A.E., Leonova G.A., Danilenko I.V. (2019) Authigenic carbonates from holocene sediments of lake Itkul (south of West Siberia) as indicators of climate chan-

- ges. *Dokl. Earth Sciences*, **487**(1), 745-750 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **487**(1), 54-59). DOI: 10.1134/S1028334X19070079
- Strakhovenko V.D. (2011) Geochemistry of bottom sediments of small continental lakes in Siberia. Dis. ... Dr geol. and min. sci. diss. Novosibirsk, IGM SO RAN, 33 p. (In Russ.)
- Strakhovenko V.D., Solotchina E.P., Vosel' Y.S., Solotchinn P.A. (2015) Geochemical factors for endogenic mineral formation in the bottom sediments of the Tazheran lakes (Baikal area). *Russ. Geol. Geophys.*, **56**(10), 1437-1450 (translated from *Geol. Geofiz.*, **56**(10), 1825-1841).
- Subetto D.A., Prytkova M.Ya. (2016) Bottom sediments of different types of water reservoirs. Study methods. Petrozavodsk, Karel'skii nauchnyi centr RAN, 89 p. (In Russ.)
- Trutneva N.V., Elmanova V.S., Yusupov D.V., Skripnikova M.I., Kezina T.V. (2011) Landslides and their manifestation on the territory of the Amur region. *Vestn. Amurskogo Gos. Un-ta. Ser. Estestvennye i Ekonomicheskie Nauki*, (55), 86-96. (In Russ.)
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. (1961) Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**(2), 175-192. DOI: 10.1130/0016-7606(1961)72[175:doteis]2
- Van der Linden M., Barke J., Vickery E., Charman D.J., Van Geel B. (2008) Late Holocene human impact and climate change recorded in a North Swedish peat deposit. *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **258**, 1-27. DOI: 10.1016/j.palaeo.2007.11.006
- Veretennikova E.E., Kur'ina I.V. Evolution of the ridge-hollow complex of the southern taiga subzone of Western Siberia. *Geografiya i Prirodnye Resursy*, (2), 91-99. (In Russ.)
- Vetrov A.A., Semiletov I.P., Dudarev O.V., Peresypkin V.I., Charkin A.N. (2008) Composition and genesis of the organic matter in the bottom sediments of the East Siberian sea. *Geochem. Int.*, **46**(2), 156-167 (translated from *Geokhimiya*, (2), 183-195).
- Vykhristyuk L.A. (1980) Organic matter of bottom sediments of Lake Baikal. Novosibirsk, Nauka Publ., 79 p. (In Russ.)
- Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L.C., Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H. (2012) Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Quaternary Sci.*, **27**(7), 649-659. DOI: 10.1002/jqs.2565
- Yu S.-H., Zheng Z., Kershaw P., Skrypnikova M., Huang K.-Y. (2017) A late Holocene record of vegetation and fire from the Amur Basin, far-eastern Russia. *Quaternary Int.*, **432**, 79-92. DOI: 10.1016/j.quaint.2014.07.059
- Yudovich Ya.Yu. (1978) Geochemistry of Fossil Coals. Leningrad, Nauka Publ., 264 p. (In Russ.)