

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.435.3:551.89 (470.316)

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ОЗЕРА НЕРО В ГОЛОЦЕНЕ[#]

© 2023 г. Е. А. Константинов^{1,*}, Н. В. Карпухина¹, А. Л. Захаров¹, С. С. Бричёва^{1,2},
В. Ю. Украинцев¹, Л. И. Лазукова¹, А. И. Рудинская¹

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

*E-mail: eakonst@igras.ru

Поступила в редакцию 25.03.2021 г.

После доработки 01.11.2022 г.

Принята к публикации 22.12.2022 г.

Палеогидрологическая обстановка в Ростовской низине (Ярославская область) является предметом многолетних дискуссий. Представления о голоценовых колебаниях уровня озера Неро существенно расходятся у разных авторов. Нами исследовано строение донных отложений и рельефа дна в наиболее глубокой северо-восточной части акватории озера. Проведена батиметрическая съемка. Выполнены бурение с отбором ненарушенных колонок, георадарное профилирование, радиоуглеродное датирование и комплекс литологических анализов. Стратиграфические несогласия в строении донных отложений указывают на падение уровня озера в позднеледниковье и раннем голоцене. Глубина падения достигала отметки 87 м абс., что на 7 м ниже современного уровня воды в озере. Размеры озера на этом этапе сокращались в несколько раз. С 9.0 до 6.5 тыс. л. н. установлен трансгрессивный этап: средний многолетний уровень озера мог подниматься до 91–94 м абс., что близко к современному показателю. В интервале от 6.5 до 2.4 тыс. л. н. фиксируется снижение уровня на 1–3 м ниже современного. Затем начинается постепенный рост уровня вплоть до достижения современных значений 300–500 л. н. Основным фактором колебания уровня озера Неро в голоцене — изменение высоты порога стока, вызванное вертикальными деформациями речных русел Устья, Которосли и Вексы. Эти деформации были связаны как с региональными изменениями флювиальной активности, так и с процессами саморазвития русловых систем.

Ключевые слова: палеолимнология, георадиолокация, озерные отложения, фациальный анализ, перерывы в осадконакоплении, флювиальные процессы

DOI: 10.31857/S2949178923020044, **EDN:** ECGAPL

ВВЕДЕНИЕ

Неро — мелководное озеро, расположенное в пределах Ростовской низины приблизительно в 180 км к северо-востоку от Москвы. Этот гидрологический объект уже более столетия притягивает к себе внимание геологов и палеогеографов, изучающих четвертичный период (Бикбулатов и др., 2003). Причин такого интереса несколько. Во-первых, большая, более 70 м (Судакова и др., 1984), мощность озерных отложений позднего плейстоцена и голоцена делает этот объект привлекательным в качестве подробного архива палеогеографической информации. Во-вторых, наличие хорошо выраженного комплекса террас на бортах Ростовской низины открывает возможность реконструировать уровни древних озерных

бассейнов, которые могли иметь приледниковую природу. В-третьих, на побережье озера Неро в Ростовской котловине известно большое число археологических памятников широкого хронологического диапазона — от неолита до средневековья (Александровский и др., 2011).

Несмотря на длительную историю исследований, до сих пор остается немало спорных вопросов, касающихся амплитуды и хронологии колебаний уровня озера Неро в прошлом, а также причин этих колебаний. Так, высокие террасы на бортах Ростовской низины рассматривались Д.Д. Квасовым (1975) как поздневалдайские (МИС 2). По его представлениям уровень озера Неро в конце позднего плейстоцена поднимался до отметки 145 м абс., а само озеро имело связь с системой приледниковых водоемов. По представлениям же В.С. Гуновой (1975) уровень озера Неро в позднем валдае не превышал 110 м абс., а более высокие террасы она относилась к позднемосковскому (МИС 6) времени.

[#] Ссылка для цитирования: Константинов Е.А., Карпухина Н.В., Захаров А.Л. и др. (2023). Колебания уровня озера Неро в голоцене // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 2. С. 51–60. <https://doi.org/10.31857/S2949178923020044>; <https://elibrary.ru/ECGAPL>

Голоценовая история озера Неро не менее дискуссионная. Так, по данным А.Л. Александровского (2011), В.С. Гуновой и О.Н. Лефлат (1997) в конце позднеледникового и раннем голоцене уровень озера мог превышать современный. Однако результаты Б. Вольфарта (Wohlfarth et al., 2006), напротив, говорят о регрессивном уровне озера в начале голоцена. Ю.А. Лаврушин и соавт. (2016) реконструируют существенный подъем уровня воды в системе Неро-Которосль-Тимирево с образованием единого водоема во время средневекового климатического оптимума. В других исследованиях такая крупная средневековая трансгрессия не регистрируется. При этом в объяснении причин колебания уровня наблюдается единодушие. Все вышеперечисленные исследователи связывают изменения уровня озера со степенью увлажненности климата: более аридные этапы, согласно принятым представлениям, соответствуют низкому уровню, а более гумидные — высокому.

Анализ литературы показал, что значительная часть противоречий в области гидрологической истории озера Неро сложились из-за ряда обстоятельств: низкой обеспеченности кернов озерных отложений прямыми датировками, неполноты геологической летописи в большинстве кернов, отсутствия надежной батиметрической модели, недооценки роли флювиальных процессов в истории озера.

В данной работе выполнена попытка частично восполнить указанные пробелы и получить более достоверную модель истории озера в интервале последних 15 тыс. л. Предлагаемая реконструкция колебаний уровня озера Неро опирается, главным образом, на комплекс новых данных по строению, составу и возрасту донных отложений, вскрытых скважинами на профиле Ростов-Угодичи. Вместе с тем для реконструкции палеоуровней были привлечены ранее опубликованные материалы по археологии озерных террас, а также хроно-, лито- и биостратиграфии донных отложений.

МЕТОДЫ

В феврале 2020 г. в северо-восточной части акватории озера выполнены промеры глубин со льда ручным лотом. Высота уровня воды в озере, относительно которой проводились промеры, была измерена ГНСС ровером EFT M4 в режиме RTK. Уровень воды составил 94.2 м (по геоиду EGM08). В общей сложности глубины были измерены в 180 точках, покрытая площадь составила 14.7 км². Батиметрическая карта (рис. 1) по результатам промеров составлена в программе Arcmap 10.3. методом интерполяции с помощью инструмента “кригинг” (сферическая модель, ординарный метод).

С помощью поршневого бура Ливингстона со льда пробурено 9 скважин по линии профиля Ростов-Угодичи (рис. 1). Вдоль бурового профиля проведено профилирование георадаром “Зонд 12e” с антенной 300 МГц и георадаром “Python3” с антенной 100 МГц. Для образцов из двух кернов (NER-3 и NER-5) выполнен комплекс лабораторных исследований в Лаборатории палеоархивов природной среды Института географии РАН: потери при прокаливании (ППП) в двух температурных режимах (550 и 950°C), магнитная восприимчивость, гранулометрический анализ. Гранулометрический анализ выполнялся лазерно-дифрактометрическим методом на анализаторе Malvern Mastersizer 3000. Пробоподготовка включала в себя растворение карбонатов 10% HCl и органического вещества 30% H₂O₂, а также обработку материала ультразвуком. Содержание CaCO₃ (карбонатность) рассчитывалось на основе результатов PPP по методике (Dean, 1974). Из образцов керна NER-5 получено шесть радиоуглеродных дат методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) и одна дата жидкостно-сцинтилляционным (LSC) методом (табл. 1). AMS датирование выполнено в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии ИГ РАН совместно с Центром изотопных исследований Университета Джорджии (США). LSC дата получена в Институте наук о Земле СПбГУ. Модели роста осадка (возрастные модели) для кернов NER-5 и W-2006 (по датам из работы Wohlfarth et al., 2006) построены на основе радиоуглеродных датировок байесовским методом в пакете Bacon v.2.4.0. среды R (Blaauw, Christen, 2011). Калибровка радиоуглеродных дат выполнена в приложении OxCal 4.4 с использованием калибровочной кривой IntCal20 (Reimer et al., 2020).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Распределение глубин, показанное на батиметрической карте (рис. 1), позволяет существенно детализировать представления о донном рельефе северо-восточной части акватории озера Неро. Так, установлено, что участки повышенных глубин имеют форму пологих и протяженных ложбин. Крупнейшая ложбина протягивается в северо-восточном направлении от центра озера до сужения озера вблизи истока Вексы. Ширина ложбины изменяется от 400 до 800 м, длина достигает 2.5–3.0 км. Максимальные глубины (3.8 м) наблюдаются на линии между Ростовским Кремлем и с. Угодичи — в районе скважины NER-5. Поперечный профиль ложбины корытообразный с очень пологими бортами. Продольный профиль — волнистый, с заметным углублением в центральной части. В направлении истока Вексы ложбина постепенно выполаживается и теряет выражен-

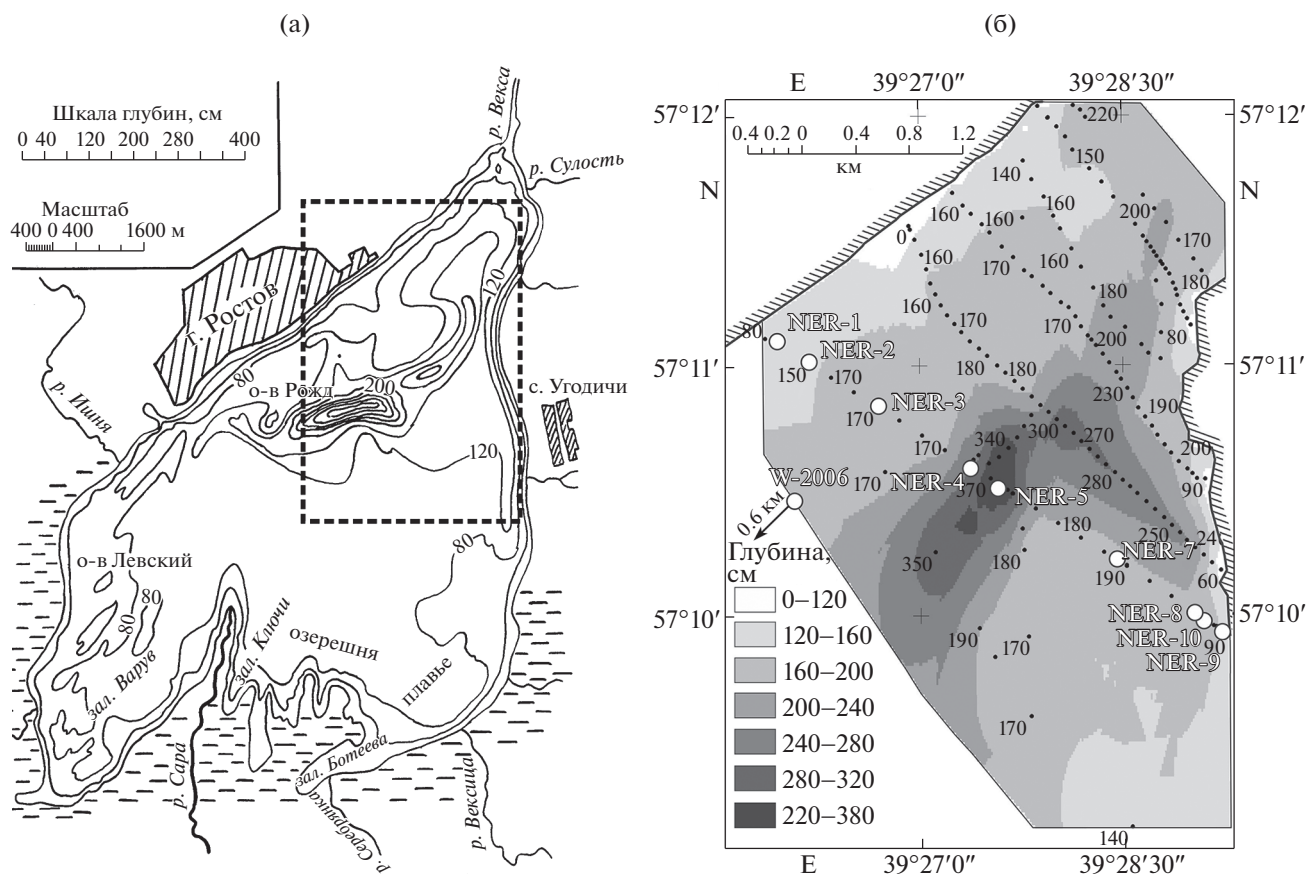


Рис. 1. Распределение глубин в озере Неро: (а) – батиметрическая схема (по Барышевой, 1953); (б) – батиметрическая карта северо-восточной части акватории, составленная по результатам замеров зимой 2020 г. Обозначения на рисунке (б): черные точки – участки измерения глубин; белые круги – буровые скважины, скважины с индексом NER – авторские результаты, скважина W-2006 – из работы Wohlfarth et al., 2006.

Fig. 1. Depth distribution in Lake Nero: (a) – bathymetric scheme (according to Barysheva, 1953); (b) – bathymetric map of the northeastern part of the water area, compiled based on the results of measurements in the winter of 2020. Designation in the figure (b): black dots – depth measurement points; white circles are boreholes, wells with NER index are author's results, well W-2006 is from Wohlfarth et al., 2006.

ность в донном рельефе. От берега у северного края села Угодичи растет вторая ложбина, расширяясь и углубляясь в северо-западном направлении. Она сливается с главной ложбиной в осевой части озера. Вне ложбин дно озера представлено однородным мелководьем с глубинами 1.2–1.8 м. Подводные береговые склоны, как правило, очень пологие.

Результаты бурения показали, что верхняя часть осадка (слой 1 – см. нумерацию слоев в легенде к рис. 2) представлена слабоконсолидированным органо-минеральным илом мощностью до 1.0 м. Наличие этого слоя не всегда позволяет однозначно определить границу между водой и дном из-за плавного перехода к плотному осадку. Это, вероятно, служило одной из причин слабого отраженного сигнала георадара на границе раздела воды и осадка (рис. 3). На снижение качества георадарного профиля, полученного с антенной 100 МГц (рис. 3), также повлияли помехи, связанные с многократным переотражением внутри льда.

Ниже залегает оформленный темно-серый органо-минеральный ил (слой 2) мощностью 0.5–2.5 м. Причем в глубокой части осевой ложбины мощность этого слоя минимальная. Содержание органического вещества в этом слое по данным ППП колеблется в пределах от 18 до 45%, а карбонатов – от 6 до 30%. В механическом составе силикатной части осадка доминирует фракция алеврита (5–50 мкм) – от 62 до 76%. Содержание песка (50–1000 мкм) изменяется в пределах от 8 до 23%, содержание глины (<5 мкм) – от 10 до 16%. Магнитная восприимчивость характеризуется крайне низкими значениями – около $0.01 \cdot 10^{-3}$ СИ. Возраст формирования слоя 2, согласно возрастным моделям, лежит в интервале от 6.5 до 0.5 кал. тыс. л. н. Органо-минеральный ил практически повсеместно, за исключением прибрежных мелководных участков, подстилается более плотным светло-оливковым терригенно-карбонатным илом (слой 3). В береговой зоне ма-

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования образцов из керна NER-5
Table 1. Results of radiocarbon dating of samples from core NER-5

Лаб. номер	Керн	Глубина, м	Материал, датирующая фракция	Метод	^{14}C дата, л. н.	Кал. возраст, л. н. (среднее $\pm$ 1 сигма)
IGAN 8253	NER-5	0.75	Органо-минеральный ил, общий орг. углерод	AMS	4855 $\pm$ 20	5580 $\pm$ 30
LU-9517	NER-5	0.85–1.0	Органо-минеральный ил, общий орг. углерод	LSC	5640 $\pm$ 190	6460 $\pm$ 220
IGAN 8254	NER-5	2.35	Терригенно-карбонатный ил с примесью орг. в-ва, общий орг. углерод	AMS	6430 $\pm$ 25	7360 $\pm$ 40
IGAN 8255	NER-5	3.75	Терригенно-карбонатный ил с примесью орг. в-ва, общий орг. углерод	AMS	7300 $\pm$ 25	8100 $\pm$ 40
IGAN 6783	NER-5	5.38	Терригенно-карбонатный ил с примесью орг. в-ва, общий орг. углерод	AMS	8215 $\pm$ 25	9180 $\pm$ 60
IGAN 6784	NER-5	7.18	Терригенно-карбонатный ил, общий орг. углерод	AMS	9190 $\pm$ 30	10340 $\pm$ 60
IGAN 6785	NER-5	8.6	Терригенно-карбонатный ил, общий орг. углерод	AMS	9900 $\pm$ 30	11290 $\pm$ 40

ломощный слой 2 часто подстилается опесчаненной гиттией.

Контакт между слоями 2 и 3 обычно резкий, что указывает на размыв, который подтверждается датировками (рис. 2). Так, согласно возрастной модели, в керне W-2006 (Wohlfarth et al., 2006) на уровне 90.7 м абс. имеет место перерыв в осадконакоплении в интервале от 3.7 до 2.4 кал. тыс. л. н. Перерыв в керне NER-3, зафиксированный на уровне 89.6 м абс., на основе корреляционных оценок имеет размах от 6.3 до 5.2 кал. тыс. л. н.

На радарограммах граница между слоями 2 и 3 читается очень плохо, что иллюстрируется неполным совпадением интерпретации волновой картины с результатами бурения (рис. 3). Вероятных причин этому несколько. Во-первых, происходит частичное затухание сигнала при прохождении через мощный (до 0.5 м) слоистый лед. Во-вторых, имеет место плавный, градиентный переход между слоями 1 и 2 — от слабоконсолидированного осадка к более плотному органо-минеральному илу, что рассеивает значительную часть энергии волны. В-третьих, вода озера Неро обладает относительно высокой минерализацией. По литературным данным известно, что среднегодовая минерализация озера Неро составляет 240 мг/л, а в конце зимы этот показатель может превышать 600 мг/л (Бикбулатов и др., 2006). Высокие значения электропроводности, вызванные минерализацией — причина поглощения энергии электромагнитных волн, что, в свою очередь не позволяет рассчитывать на большую глубинность исследо-

вания и ограничивает возможность выделения границ на глубинах свыше 2 м.

Слой 3 характеризуется высоким содержанием карбонатов (61–77%) и примесью органического вещества до 15%. Мощность слоя 3 изменяется от 2.0 на участках фоновых глубин до 4.4 м в днище ложбины (NER-5). Возраст формирования слоя 3 по наиболее полному керне NER-5 оценивается в границах от 9.2 до 6.5 кал. тыс. л. н. В слое 3 наблюдается высокое содержание песка, особенно в керне NER-5 — от 10 до 45%. При этом содержание глины изменяется от 5 до 37%. Прослой с высоким содержанием глины внутри слоя 3 хорошо читается в кернах NER-3 и NER-5. В совокупности с характерной формой кривых вариаций магнитной восприимчивости и ППП можно рассматривать этот глинистый прослой как маркирующий горизонт. Он читается также и в керне W-2006. Согласно возрастной модели по керну NER-5 время формирования этого маркера оценивается в 7.2–7.5 кал. тыс. л. н. Тонкий состав осадка дает основания предполагать спокойные, относительно глубоководные и удаленные от берегов и устьев рек условия осадконакопления. Переход к нижележащему слою 4 в керне NER-5 постепенный. В керне NER-3 на контакте слоев 3 и 4 имеются признаки размыва. В керне W-2006 (Wohlfarth et al., 2006) на уровне 88.7 м абс. наблюдается эрозионный контакт слоя 3 с подстилающей песчанистой гиттией слоя 5, а размах перерыва по данным возрастного моделирования составляет 13.0–7.8 кал. тыс. л. н.

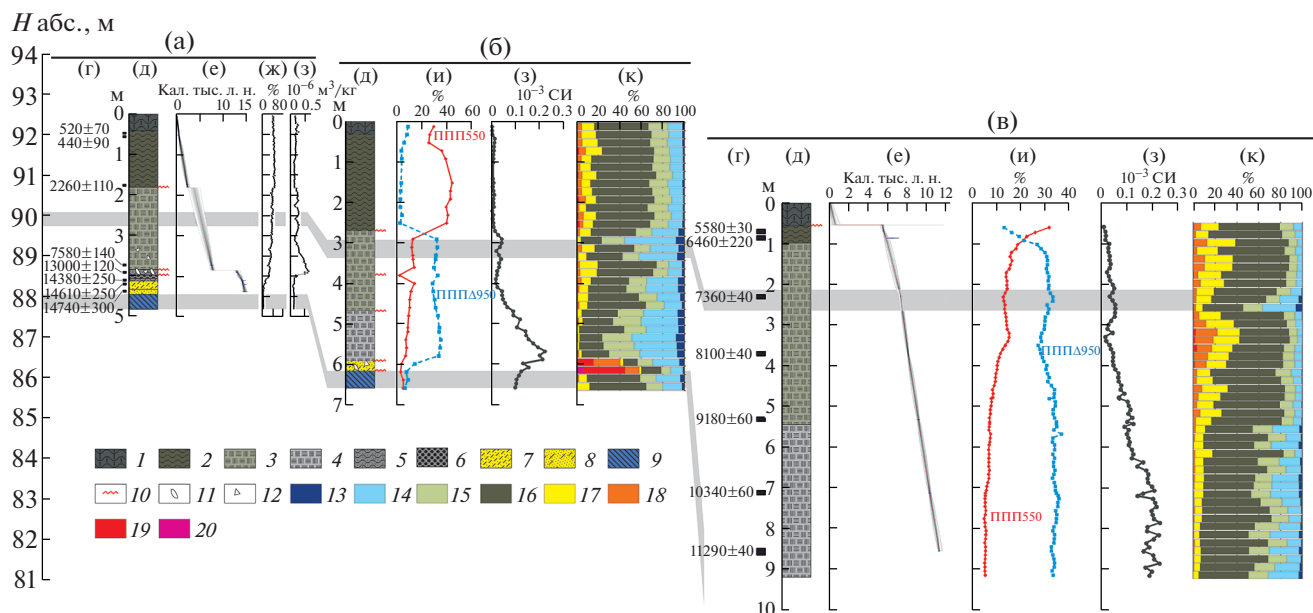


Рис. 2. Схема корреляции опорных колонок донных отложений. (а) – керн W-2006 (из работы Wohlfarth et al., 2006), (б) – керн NER-3, (в) – керн NER-5, (г) – калиброванные радиоуглеродные даты, (д) – литологические колонки, (е) – возрастные модели, (ж) – влажность, (з) – магнитная восприимчивость, (и) – потери при прокаливании, (к) – гранулометрический состав. Условные обозначения к колонкам. Озерный ил: 1 – слабоконсолидированный, 2 – органо-минеральный, 3 – терригенно-карбонатный с примесью органического вещества, 4 – терригенно-карбонатный, 5 – песчанистый органо-минеральный (песчанистая гиттия); 6 – торфянистая гиттия; 7 – супесь с примесью органики; 8 – супесь; 9 – плотные серые суглинки; 10 – эрозионный контакт; 11 – раковины моллюсков; 12 – ракушечный детрит. Гранулометрические фракции, мкм: 13 – <1, 14 – 1–5, 15 – 5–10, 16 – 10–50, 17 – 50–100, 18 – 100–250, 19 – 250–500, 20 – 500–1000.

Fig. 2. Correlation scheme of reference cores of bottom sediments. (a) – core W-2006 (from Wohlfarth et al., 2006), (б) – core NER-3, (в) – core NER-5, (г) – calibrated radiocarbon dates, (д) – lithological columns, (е) – age models, (ж) – humidity, (з) – magnetic susceptibility, (и) – loss on ignition, (к) – particle size distribution. Legend for the cores. Silt: 1 – weakly consolidated, 2 – organic and mineral, 3 – terrigenous and carbonate lacustrine with an admixture of organic matter, 4 – terrigenous and carbonate lacustrine, 5 – sandy organic and mineral (sandy gyttia); 6 – peaty gyttia; 7 – sandy loam with an admixture of organic matter; 8 – sandy loam; 9 – dense gray loam; 10 – erosional contact; 11 – mollusk shells; 12 – shell detritus. Grain size classes, μm : 13 – <1, 14 – 1–5, 15 – 5–10, 16 – 10–50, 17 – 50–100, 18 – 100–250, 19 – 250–500, 20 – 500–1000.

Слой 4 представлен серым терригенно-карбонатным илом с очень высоким содержанием карбонатов (70–83%) и с низким содержанием органики (4–6%). Его мощность изменяется от 1.3 м в керне NER-3 до 3.7 м (видимых) в керне NER-5. В механическом составе силикатной части осадка содержание песка снижается до 3–10%, доля глины существенно возрастает – до 15–45%. Магнитная восприимчивость плавно нарастает вниз от кровли слоя – от 0.1 до $0.23 \cdot 10^{-3}$ СИ. В керне NER-3 в основании слоя 4 наблюдается эрозионный контакт с подстилающими супесями слоя 8. Возраст подошвы слоя 4 в этом керне оценивается на основе корреляции с керном NER-5 примерно в 10.0 кал. тыс. л. н.

На участках дна с фоновыми глубинами 1.2–1.8 м под терригенно-карбонатными илами повсеместно залегает маломощная (0.2–0.6 м) пачка супесей с ракушечным и растительным детритом, иногда с опесчаненной гиттией в кровле. Контакты у этой пачки (слои 5–8) с выше- и нижележа-

щими слоями резко эрозионные. На основании дат из керна W-2006 (Wohlfarth et al., 2006) можно заключить, что формирование этой пачки относится к интервалу 14.7–12.9 кал. тыс. л. н., что примерно соответствует интерстадиалу бelling-аллеред. Кровля пачки установлена в диапазоне высот от 85.7 (NER-2) до 88.7 (W-2006) м абс. Подстиляется пачка плотными серыми суглинками с низким содержанием карбонатов (14–20%) и органического вещества (3–5%).

Проведены обследования о-ва Рождественский, высота поверхности которого изменяется в интервале 94.2–94.5 м абс. В строении поверхностных отложений острова участвуют (на разных участках) низинные древесно-тростниково-осоковые торфа мощностью 20–100 см, пески и минеральные суглинки, проработанные голоценовым гидроморфным почвообразованием. Отложений, сходных с голоценовыми донными осадками озера Неро, обнаружено не было.

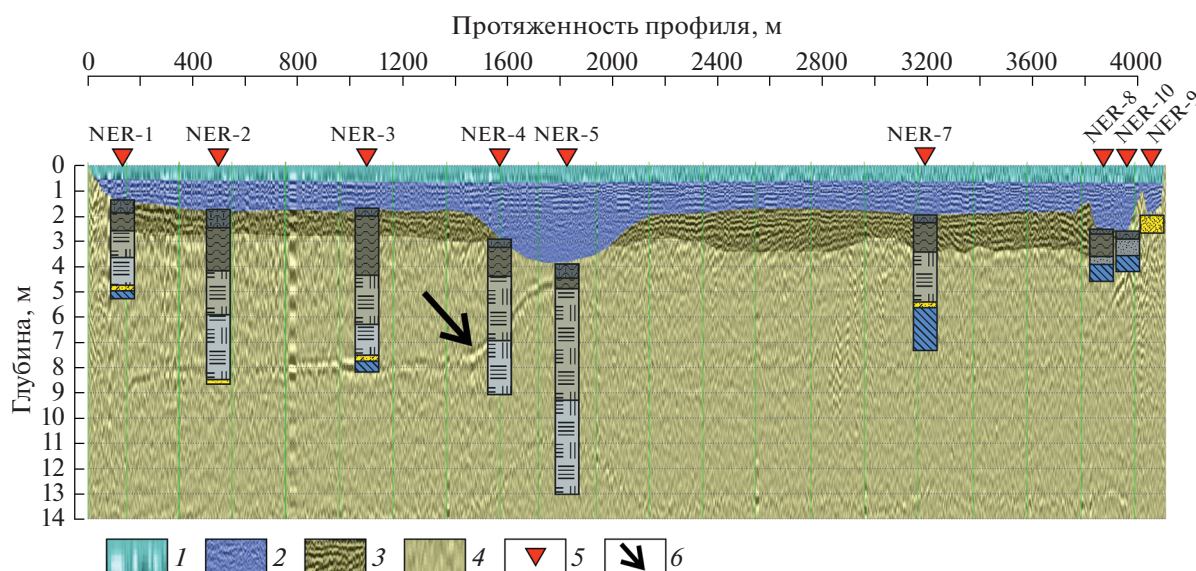


Рис. 3. Профиль Ростов–Угодичи. Георадиолокационный профиль 100 МГц и строение колонок донных отложений по результатам бурения. Георадиолокационный разрез: 1 – лед, 2 – вода, 3 – обводненные донные органические илы, 4 – обводненные суглинки, 5 – буровые скважины, 6 – искажения (облик горизонтальной помехи после трансформации времени в глубину). Усл. обозначения к буровым колонкам см. рис. 2.

Fig. 3. Rostov–Ugodichi profile. Georadar profile 100 MHz and the structure of bottom sediment cores based on drilling results. Symbols for the GPR section: 1 – ice, 2 – water, 3 – flooded bottom organic silts, 4 – flooded loams, 5 – boreholes, 6 – distortions (the appearance of horizontal interference after the transformation of time into depth). Symbols for drill cores see in the fig. 2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты позволяют предложить корреляционную схему для трех опорных колонок (рис. 2) – W-2006 (Wohlfarth et al., 2006), NER-3 и NER-5. На схеме отчетливо видно, что строение отложений в днище ложбины принципиально отличается от строения отложений на участках со средними глубинами. В ложбине (NER-5) практически отсутствует верхний слой темно-серого органо-минерального ила. Эродированность верхней части донного осадка в ложбине читается также по радарограмме (рис. 3). Из корреляционной схемы (рис. 2) видно, что в среднем голоцене эта ложбина была существенно слабее выражена в донном рельефе. Вероятно, что современный рельеф ложбины во многом и обусловлен размывом кровли позднеголоценовых отложений. Природа этого размыва до конца не ясна. Мы предполагаем два возможных механизма: 1) результат добычи сапропеля в середине XX столетия (Смирнов, 1956); 2) позднеголоценовая эрозия, вызванная повышенными скоростями течений в осевой части озера. Ниже поверхности размыва на участке NER-5 залегает осадочная последовательность, которая отличается наибольшей мощностью, полнотой и сохранностью. Отсутствие перерывов подтверждается гладкой (без ступеней) возрастной моделью. В нижней части керна NER-5 нами обнаружены тонкие терригенно-карбонатные илы раннего голоцена, доказывающие существование озерного

водоема в наиболее глубокой части озерной ванны в самом начале голоцена.

Для оценки размаха потенциально возможных колебаний уровня озера было проанализировано высотное положение осадков озерного генезиса. Оценка верхнего предела среднего многолетнего уровня в голоцене (рис. 4) опиралась на результаты обследования о-ва Рождественский, где голоценовых озерных отложений в строении поверхностного чехла зафиксировано не было. Оценка минимального возможного уровня озера проводилась на основе компиляции данных о высотном положении и модельном возрасте озерных осадков по всем датированным кернам. Возраст и высотные отметки всех отложений озерного генезиса, взятые с дискретностью в 1 см, сформировали интегральную кривую роста поверхности дна, ниже которой уровень озера не мог опускаться за рассматриваемый период (рис. 4).

На участках озерного дна с фоновыми глубинами (1.2–1.8 м) в строении озерных отложений зарегистрированы стратиграфические несогласия. Для кернов NER-3 и W-2006 установлены следующие возрастные рубежи перерывов в осадконакоплении и абсолютные высоты эрозионных контактов: н. д. – 10.0 кал. тыс. л. н. (86.4 м абс.), 13.0–7.8 кал. тыс. л. н. (88.7 м абс.), 6.3–5.2 кал. тыс. л. н. (89.6 м абс.), 3.7–2.4 кал. тыс. л. н. (90.7 м абс.). Эти перерывы позволяют выявить этапы вероятного обмеления озера (рис. 4). При реконструкции этапов низкого уровня мы прибавляли 1 м к

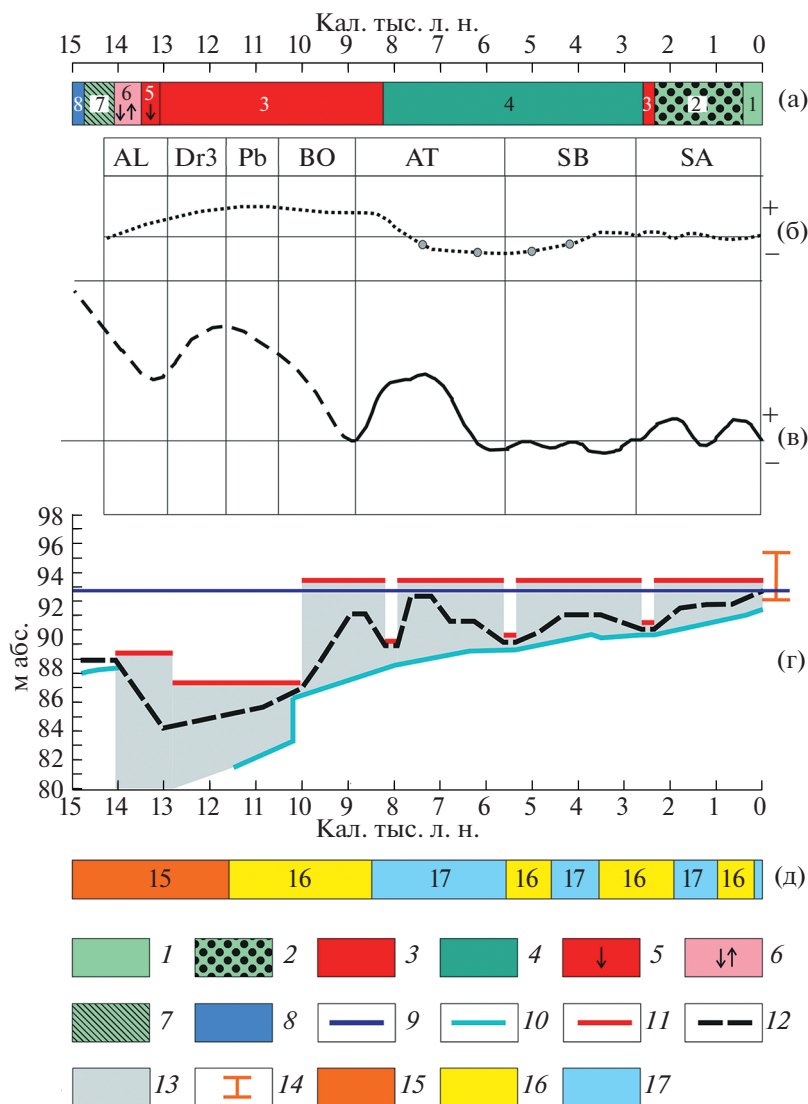


Рис. 4. Изменение уровня озера Неро в голоцене, сопоставление результатов разных авторов: (а) – по (Wohlfarth et al., 2006); (б) – по (Александровский, 2011); (в) – по (Гунова, Лефлат, 1997); (г) – авторский вариант; (д) – изменение флювиальной активности в центре Восточно-Европейской равнины (Panin, Matlakhova, 2015). 1 – мелководное эвтрофное озеро; 2 – мелководное бескислородное озеро с высокой кислотностью; 3 – перерыв в осадконакоплении (падение уровня); 4 – мелководное озеро; 5 – возможное обмеление озера / береговая линия; 6 – колебания уровня и постепенное обмеление; 7 – мелководное эвтрофное/мезотрофное озеро; 8 – мелководное олиготрофное озеро; 9 – средний многолетний уровень по данным на середину XX века (Бикбулатов и др., 2003); 10 – минимальный вероятный средний многолетний уровень; 11 – максимальный вероятный средний многолетний уровень; 12 – авторская оценка изменения среднего многолетнего уровня; 13 – вероятная область колебания среднего многолетнего уровня; 14 – зафиксированная амплитуда колебаний уровня за 1930–1980 гг. (Бикбулатов и др., 2003); 15 – эпоха экстремально высокого речного стока; 16 – высокая флювиальная активность; 17 – низкая флювиальная активность.

Fig. 4. Fluctuations of Lake Nero in the Holocene, comparison of the results of different authors: (a) – based on the materials of (Wohlfarth et al., 2006); (б) – based on the materials of (Aleksandrovsky, 2011); (в) – based on the materials of (Gunova, Leflat, 1997); (г) – author's version; (д) – change in fluvial activity in the center of the East European Plain (Panin, Matlakhova, 2015). 1 – shallow eutrophic lake; 2 – shallow anoxic lake with high acidity; 3 – break in sedimentation (drop in level); 4 – shallow lake; 5 – possible shallowing of the lake / shoreline; 6 – level fluctuations and gradual shallowing; 7 – shallow eutrophic/mesotrophic lake; 8 – shallow oligotrophic lake; 9 – the average long-term level according to the data for the middle of the 20th century (Bikbulatov et al., 2003); 10 – the minimum probable average long-term level; 11 – the maximum probable average long-term level; 12 – the author's estimate of the change in the average long-term level; 13 – the probable area of fluctuation average long-term level; 14 – the recorded amplitude of level fluctuations for 1930–1980 (Bikbulatov et al., 2003); 15 – epoch of extremely high river runoff; 16 – high fluvial activity; 17 – low fluvial activity.

высоте эрозионных границ, беря в расчет возможность волновой эрозии донного осадка на мелководье.

Установленные крупные перерывы в осадконакоплении и маркирующие прослои супесей в основании карбонатно-терригенного ила указы-

вают на наличие регрессивного этапа в истории озера в интервале от 14.7 до примерно 10.0 кал. тыс. л. н. Причем начало регрессии (14.7–14.4 кал. тыс. л. н.) сопровождалось резким увеличением поступления песка в озеро, что может косвенно говорить о росте расходов воды в реках. По нашим оценкам в ходе регрессии уровень озера опускался ниже 87 м абс. Это почти на 7 м ниже среднего многолетнего уровня 93.75 м (Бикбулатов и др., 2006), установленного для середины XX столетия (т.е. еще до строительства гидроузла на р. Векса в конце 1980-х гг.). Во время регрессии озеро сокращалось в размерах в несколько раз, водоем сохранялся только в осевой наиболее глубокой части котловины.

После завершения глубокой регрессии, в середине бореального периода голоцена последовал довольно быстрый рост уровня озера. В начале и середине атлантического периода (9.0–6.5 кал. тыс. л. н.) уровень озера уже мог достигать 91–94 м абс., что соответствует современным показателям. Установленная трансгрессия в целом согласуется с результатами диатомового анализа (Гунова, Лефлат, 1997), показавшего высокое содержание планктонных видов в первой половине атлантического периода, что указывает на относительно глубоководные условия в это время.

Начиная с 6.5 кал. тыс. л. н. уровень озера довольно быстро снижается, растет эвтрофикация, в осадках существенно увеличивается содержание органического вещества. В нижней точке регрессивной фазы (~5.5 кал. тыс. л. н.) уровень озера не превышал 90.6 м. Около 5.2 кал. тыс. л. н. уровень воды начинает медленно расти, но не достигает современных отметок. Регрессивный этап конца атлантика — начала суббореала подтверждается находками культурных слоев и почв ниже современного уровня озера в разрезах низких озерных террас (Александровский, 2011). На фоне и так невысокого уровня в начале субатлантика (~2.5 кал. тыс. л. н.) фиксируется кратковременное обмеление до уровня примерно 91.7 м. Начиная с 2.4 кал. тыс. л. н. уровень озера медленно растет, достигая современных (до постройки плотины на Вексе) значений примерно 300–500 л. н.

Учитывая проточный характер озера Неро и гумидный тип климата на протяжении всего голоцена, можно заключить, что необходимым условием глубокого падения уровня озера Неро является снижение высоты порога стока — т.е. глубинная эрозия в русле вытекающей реки (Вексы). Однако углубление русла Вексы в условиях крайне низких уклонов рек Устья и Которосли не представляется возможным без врезания последних. В настоящее время русловая система Устья-Которосли (Чижиков, 1956) на участке впадения Вексы находится в режиме интенсивной аккумуляции и роста уровня дна, о чем свидетельствуют

крайне частое меандрирование и обвалованный характер русел. До строительства плотины в Белогостицах во время крупных паводков на Устье-Которосли даже отмечались обратные уклоны по Вексе (Бикбулатов и др., 2006), что приводило к противотоку воды и наводнениям по берегам озера Неро. Все это указывает на прямую зависимость уровня Неро от эрозионно-аккумулятивного режима в системе рек Устье-Которосль.

Сопоставление кривой колебаний уровня Неро (рис. 4, (г)) с диаграммой интенсивности флювиальных процессов (рис. 4, (д)) обнаруживает связь. Предположительно крупная регрессия озера в позднеледниковье и начале голоцена была вызвана экстремально высокими расходами воды и глубоким врезанием речных русел (Panin, Matlakhova, 2015; Ukraintsev et al., 2020). Следствием этого стали существенное падение высоты порога стока и фактическое превращение озера Неро в небольшое озеровидное расширение в месте слияния рек Сары и Ишни. Трансгрессия озера Неро в атлантический период совпадает с минимумом флювиальной активности в голоцене, что создало предпосылки для интенсивной аккумуляции в русловой системе Устья-Которосли на участках с низкими уклонами продольного профиля. Это привело к созданию своего рода аллювиальной дамбы, подпрудившей низовья рек Сары и Ишни. Последующие небольшие регрессии озера в целом совпадают по времени с ростом флювиальной активности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Установлена глубокая регрессия озера Неро в позднеледниковье и начале голоцена. Стратиграфические несогласия в осадках фиксируют этап низкого положения уровня (ниже 87 м абс.) в интервале от 14.7 до 10.0 тыс. л. н. Озеро сокращалось в размерах в несколько раз, водоем сохранялся только в осевой наиболее глубокой части котловины.

2. Крупная трансгрессивная фаза зафиксирована в начале и середине атлантического периода голоцена — с 9.0 до 6.5 тыс. л. н. Уровень озера достигал отметок 91–94 м абс., что близко к современным значениям. Выше отметки 94.2 м средний многолетний уровень озера в голоцене не поднимался.

3. Слабые регрессивные фазы в динамике среднего многолетнего уровня установлены в интервале 6.5–2.4 тыс. л. н. Уровень озера был ниже современного примерно на 1–3 м.

4. Начиная с 2.4 тыс. л. н., уровень озера Неро медленно повышался, достигнув современных отметок примерно 300–500 л. н.

5. Основным фактором колебания уровня озера Неро в голоцене была трансформация русло-

вых систем, вызывавшая изменения высоты порога стока озера. Эта трансформация связана как с климатически-обусловленными изменениями флювиальной активности, так и с внутренним саморазвитием речных русел.

БЛАГОДАРНОСТИ

Лабораторно-аналитические исследования и реконструкция колебаний уровня озера Неро выполнены за счет Мегагранта (соглашение № 075-15-2021-599, 08.06.2021). Полевые работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда (проект № 18-77-00083).

Авторский коллектив выражает благодарность всем участникам полевых и лабораторных работ, в том числе: Е.В. Гаранкиной, В.Р. Беляеву, И.Г. Шоркунову, Н.В. Сычеву, Н.Г. Константиновой, Е.О. Мухаметшиной, О.К. Борисовой, М.М. Иванову, Е.С. Гаровой, Н.Т. Ткачу, В.В. Мацковскому, А.А. Мареевой, П.А. Морозовой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александровский А.Л. (2011). Эволюция почв низких террас озера Неро // Почвоведение. №. 10. С. 1155–1167.
- Барышева А.А. (1953). Бассейн озера Неро: физико-географическая характеристика. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МОПИ, 16 с.
- Бикбулатов Э.С., Бикбулатова Е.М., Литвинов А.С., Поддубный С.А. (2003). Гидрология и гидрохимия озера Неро. Рыбинск: Рыбинский дом печати, 192 с.
- Гунова В.С. (1975). История озера Неро по палеоботаническим данным. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 21 с.
- Гунова В.С., Лефлат О.Н. (1997). Голоценовое и современное состояние экосистемы озера Неро // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. № 4. С. 42–45.
- Квасов Д.Д. (1975). Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 278 с.
- Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Энговатова А.В. (2016). Кратковременные природные события термодинамического максимума X–XII веков в окрестностях раннего Ярославля // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 24. № 6. С. 114–128.
- Смирнов А.В. (1956). Запасы сапропелей озера Неро, опыт их использования на удобрение и способы производственной добычи // Тр. лаб. сапропелевых отложений. № 6. С. 201–213.
- Судакова Н.Г., Дашевский В.В., Писарева В.В. (1984). Четвертичные отложения окрестностей г. Ростова Ярославского // Путеводитель экскурсии 10-В XXVII Международного геологического конгресса. М.: Союзгеолфонд, 26 с.
- Чижиков Н.В. (1956). Геоморфология и почвы бассейна озера Неро и реки Устье-Которосль // Тр. лаб. сапропелевых отложений. № 6. С. 130–144.
- Blaauw M., Christen J.A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian analysis. Vol. 6. No. 3. P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Reimer P.J., Austin W.E., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. Vol. 62. No. 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Dean W.E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods // Journal of Sedimentary Research. Vol. 44. No. 1. P. 242–248. <https://doi.org/10.1306/74D729D2-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Panin A., Matlakhova E. (2015). Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // Catena. No. 130. P. 46–61. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.016>
- Ukrainetsev V., Konstantinov E., Zakharov A. (2020). Drainage changes in the Nero lake basin, Central European Russia // Limnology and Freshwater Biology. Vol. 4. No. 1. P. 476–477. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-4-476>
- Wohlfarth B., Tarasov P., Bennike O. et al. (2006). Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl' area, West Central Russia // Journal of Paleolimnology. Vol. 35. No. 3. P. 543–569. <https://doi.org/10.1007/s10933-005-3240-4>

FLUCTUATIONS OF LAKE NERO DURING THE HOLOCENE¹

E. A. Konstantinov^{a,*}, N. V. Karpukhina^a, A. L. Zakharov^a, S. S. Bricheva^{a,b}, V. Yu. Ukrainetsev^a, L. I. Lazukova^a, and A. I. Rudinskaya^a

^a Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^b Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia

*E-mail: eakonst@igras.ru

The paleohydrological condition in the Rostov depression (Yaroslavl region) has been the subject of many years of discussions. The ideas about the Holocene fluctuations of the Lake Nero level differ among researchers. We have studied the structure of bottom sediments and bottom topography in the deepest northeastern

¹ For citation: Konstantinov E.A., Karpukhina N.V., Zakharov A.L. et al. (2023). Fluctuations of Lake Nero during the Holocene. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 2. P. 51–60 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S2949178923020044>; <https://elibrary.ru/ECGAPL>

part of the lake. A bathymetric survey was carried out. Drilling with the selection of undisturbed columns, GPR profiling, radiocarbon dating and a set of lithological analyzes were performed. Stratigraphic unconformities in the structure of bottom sediments indicate a drop in the lake level during the Lateglacial and the early Holocene. The level dropped to 87 m asl, which is 7 m lower than the current water level in the lake. The size of the lake at this stage was reduced several times. From 9 to 6.5 ka BP a transgressive stage was established: the average level of the lake could have risen to 91–94 m asl, which is close to its modern level. From 6.5 to 2.4 ka BP a decrease in the level by 1–3 m below the current one is revealed, followed by a gradual increase in the level. The current level was reached 300–500 years ago. The main factor in the fluctuations in the level of Lake Nero in the Holocene is the change in the height of the runoff threshold, caused by the transformation of the Ustye, Veksa, and Kotorosl river systems. This transformation was associated both with regional changes in fluvial activity and with the processes of self-development of river channels.

Keywords: paleolimnology, lacustrine deposits, ground-penetrating radar, facies analysis, hiatuses, Rostov lowland

ACKNOWLEDGEMENTS

Laboratory and analytical studies and reconstruction of the Nero fluctuations were carried out at the expense of the Megagrant (agreement No. 075-15-2021-599 dated 06/08/2021). Field work was supported by a grant from the Russian Science Foundation (Project No. 18-77-00083).

The authors are grateful to all the participants in the field and laboratory work, including: E.V. Garankina, V.R. Belyaev, I.G. Shorkunov, N.V. Sychev, N.G. Konstantinova, E.O. Mukhametshina, O.K. Borisova, M.M. Ivanov, E.S. Garova, N.T. Weaver, V.V. Matskovsky, A.A. Mareeva, P.A. Morozova.

REFERENCES

- Aleksandrovskii A.L. (2011). Soil evolution on the low terraces of Lake Nero. *Eurasian Soil Science*. T. 44. No. 10. C. 1055–1067. <https://doi.org/10.1134/s1064229311100024>
- Barysheva A.A. (1953). *Bassein ozera Nero: fiziko-geograficheskaya kharakteristika* (Basin of Lake Nero: geographical characteristics). *PhD thesis*. Moscow: MOPI (Publ.), 16 p. (in Russ.)
- Bikbulatov E.S., Bikbulatova E.M., Litvinov A.S., Poddubnyj S.A. (2003). *Gidrologiya i gidrokhimiya ozera Nero* (Hydrology and geochemistry of the Lake Nero). Rybinsk: Rybinskii dom pečhati (Publ.), 192 p. (in Russ.)
- Blaauw M., Christen J.A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian analysis*. Vol. 6. No. 3. P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Chizhikov N.V. (1956). Geomorphology and soils of the basin of Lake Nero and the river Ustye-Kotorosl. *Tr. lab. sapropelevykh otlozhenii*. No. 6. P. 130–144. (in Russ.)
- Dean W.E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. 44. No. 1. P. 242–248. <https://doi.org/10.1306/74D729D2-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Gunova V.S. (1975). *Istoriya ozera Nero po paleobotanicheskim dannym* (History of the Lake Nero according to paleobotanical data). *PhD thesis*. Moscow: MSU (Publ.), 21 p. (in Russ.)
- Gunova V.S., Leflat O.N. (1997). Holocene and current state of the ecosystem of Lake Nero. *Vestnik Mosk. un-ta. Ser. 5. Geografiya*. No. 4. P. 42–45. (in Russ.)
- Kvasov D.D. (1975). *Pozdnechetvertichnaya istoriya krupnykh ozer i vnutrennikh morei Vostochnoi Evropy* (Late-quaternary history of the large lakes and inland seas of Eastern Europe). L.: Nauka (Publ.), 278 p. (in Russ.)
- Lavrushin Yu.A., Spiridonova E.A., Engovatova A.V. (2016). Short-term natural events at the Thermal humid maximum in the tenth to twelfth centuries in the environs of Early Yaroslavl. *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol. 24. No. 6. P. 637–650. (in Russ.)
- Panin A., Matlakhova E. (2015). Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications. *Catena*. No. 130. P. 46–61. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.016>
- Reimer P.J., Austin W.E., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. Vol. 62. No. 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Smirnov A.V. (1956). Reserves of sapropels of Lake Nero, experience of their use for fertilizer and methods of industrial extraction. *Tr. lab. sapropelevykh otlozhenii*. No. 6. P. 201–213. (in Russ.)
- Sudakova N.G., Dashevskij V.V., Pisareva V.V. (1984). Quaternary deposits of the environs of the city of Rostov Yaroslavl'sky. *Putevoditel' ekskursii 10-V XXVII Mezhdunarodnogo geologicheskogo kongressa*. Moscow: Soyuzgeolfond (Publ.), 26 p. (in Russ.)
- Ukraitsev V., Konstantinov E., Zakharov A. (2020). Drainage changes in the Nero Lake basin, Central European Russia. *Limnology and Freshwater Biology*. Vol. 4. No. 1. P. 476–477. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-4-476>
- Wohlfarth B., Tarasov P., Bennike O. et al. (2006). Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov–Yaroslavl' area, West Central Russia. *Journal of Paleolimnology*. Vol. 35. No. 3. P. 543–569. <https://doi.org/10.1007/s10933-005-3240-4>