

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ:
ОТ КАЛИНИНГРАДА ДО КАМЧАТКИ

УДК 551.435.38; 551.3.051; 551.4.07

ИЗМЕНЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНОГО УРОВНЯ БЕЛОГО МОРЯ
В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ – РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ
(ВОСТОЧНЫЙ БЕРЕГ ПРОЛИВА ГОРЛО, ОЗЕРО СРЕДНЯЯ ТРЕТЬ)[#]

© 2023 г. Т. Ю. Репкина^{1,*}, Ю. А. Кублицкий^{2,**}, П. А. Леонтьев^{2,***}, А. Л. Гуринов^{1,3,****},
Е. А. Вахрамеева^{4,*****}, Г. Н. Лосюк^{4,*****}, О. С. Шилова^{5,*****}, Н. Н. Луговой^{1,5,*****}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

³НИУ ВШЭ, Факультет географии и геоинформационных технологий, Москва, Россия

⁴Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. акад. Н.П. Лаверова УрО РАН,
Архангельск, Россия

⁵Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

*E-mail: t-repkina@yandex.ru

**E-mail: uriy_87@mail.ru

***E-mail: barograph@yandex.ru

****E-mail: gurinov.artem@gmail.com

*****E-mail: vakhr-elena@yandex.ru

*****E-mail: glosyuk@yandex.ru

*****E-mail: o.olyunina@mail.ru

*****E-mail: lugovoy-n@yandex.ru

Поступила в редакцию 19.04.2023 г.

После доработки 10.08.2023 г.

Принята к публикации 08.09.2023 г.

На восточном побережье пролива Горло впервые реконструированы основные черты изменения относительного уровня моря для интервала времени ~12.1–9.1 тыс. кал. л. н. Для этого в котловине озера Средняя Треть (66.014009° с.ш., 41.086294° в.д.; урез — 7.3 м над у. м., порог стока 6.2 м над у. м.) проведены палеолимнологические, георадиолокационные и геоморфологические исследования, а также съемка окрестностей озера беспилотным летательным аппаратом. Донные отложения озера изучены в четырех скважинах, скоррелированных между собой по результатам интерпретации георадиолокационных данных. Выполнены литологическое описание кернов скважин, гранулометрический и диатомовый анализы, радиоуглеродное датирование (АМС), определены валовое содержание органического вещества и соотношение C_{org}/N_{org} . По данным полевых наблюдений и дешифрирования космических снимков в окрестностях оз. Средняя Треть и нижнем течении р. Ручьи выделены абразионно-эрозионные береговые линии на высотах 4–5 и 12–15 м. В результате были уточнены положение относительного уровня моря во время позднеледниковой и ранних этапов голоценовой трансгрессии, а также их хронология. Позднеледниковая трансгрессия завершилась ранее ~12.1 тыс. кал. л. н., а ее максимальный уровень был, вероятно, не выше 15 м над у. м. После раннеголоценовой регрессии относительный уровень моря приблизился к современному ~9.5 тыс. кал. л. н., а в максимум трансгрессии (~9.1 тыс. кал. л. н.) достигал ~5 м над у. м. Береговая линия моря находилась вблизи котловины озера, однако морские воды в нее не проникали. В приморской части котловины накапливались пески, вынесенные ветром с берега моря. По данным диатомового анализа котловину озера постепенно заполняли пресные воды.

Ключевые слова: относительный уровень моря, позднеледниковая трансгрессия, палеолимнологические исследования, георадиолокация, гранулометрический анализ, содержание органического вещества, C_{org}/N_{org} , хронология, Зимний берег Белого моря

DOI: 10.31857/S2949178923040084, **EDN:** HMZBFW

ВВЕДЕНИЕ

Пролив Горло — ключевой район для понимания динамики уровня Белого моря в позднелед-

никовье и голоцене. Во время последнего оледенения пролив был перекрыт краем ледникового щита, отделившим Белое море от Баренцева, а в ходе дегляциации вновь заполнен морскими водами

[#] Ссылка для цитирования: Репкина Т.Ю., Кублицкий Ю.А., Леонтьев П.А. и др. (2023). Изменение относительного уровня Белого моря в позднеледниковье — раннем голоцене (восточный берег пролива Горло, озеро Средняя Треть) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 4. С. 105–130. <https://doi.org/10.31857/S2949178923040084>; <https://elibrary.ru/HMZBFW>

(Лаврова, 1960; Ekman, Ijij, 1995; Евзеров и др., 2007; Соболев, 2008; Lunkka et al., 2012; Huges et al., 2015; Рыбалко и др., 2017 и др.). Механизм восстановления циркуляции через пролив (пассивное затопление, протаивание или катастрофический прорыв “ледяной плотины”) остается одним из наиболее дискуссионных вопросов палеогеографии региона, а время события оценивается интервалом от ~13.5 (Корсакова, 2022) до ~11 тыс. кал. л. н. (Demidov et al., 2006).

На протяжении последующей истории Белого моря узкий пролив контролировал поступление баренцевоморских вод во внутреннюю часть бассейна (Невесский и др., 1977; Полякова и др., 2014; Новичкова и др., 2017; Agafonova et al., 2020). На динамику относительного уровня моря (ОУМ) на берегах и в котловине пролива влияли факторы, типичные для окраин ледниковых щитов — слабое послеледниковое поднятие и трансгрессивно-регрессивные колебания уровня (Baranskaya et al., 2018). Тренды изменения ОУМ таких районов чаще всего включают два “пика”, связанных с позднеледниковой и ранне-среднеголоценовой (Тапес) трансгрессиями (Корсакова и др., 2016; Rosentau et al., 2021; Creel et al., 2022). В условиях медленных колебаний ОУМ древние береговые линии — комплексы береговых форм и отложений, образовавшихся при определенном положении моря относительно суши, могли быть изменены в дальнейшем экстремальными штормами и нагонами (Каплин, Селиванов, 1999).

На восточном берегу пролива Горло данные для реконструкции динамики ОУМ до недавнего времени были ограничены результатами измерений высоты береговых линий (Ramsay, 1898; Победоносцев, Розанов, 1971), геолого-съёмочных работ (Зоренко и др., 1993) и единичными радиоуглеродными датами (Соболев, 2008). На дне пролива геолого-геофизическими и биостратиграфическими методами были выделены основные этапы накопления осадков (Невесский и др., 1971; Оборин и др., 1991; Соболев и др., 1995; Астафьев и др., 2012; Рыбалко и др., 2017).

В последние годы по результатам комплексного изучения и датирования древних береговых линий определены основные черты хода ОУМ восточного берега пролива за последние ~9.5 тыс. кал. л. н. (Репкина и др., 2019; Шилова и др., 2019). Однако ранние этапы развития пролива не охарактеризованы датами, а положение “верхней морской границы” обеих трансгрессий нуждается в уточнении.

Динамика ОУМ с высоким разрешением может быть восстановлена при изучении изолированных водоемов (Donner et al., 1977; Колька и др., 2005; Субетто, 2009). При этом наряду с “традиционными” индикаторами изменения условий осадконакопления — литологией донных отложе-

ний и составом диатомовых ассоциаций, могут быть использованы геохимические критерии, в том числе, соотношение $C_{орг}/N_{орг}$. Этот индикатор показывает изменение содержания в донных отложениях органического вещества (ОВ) водного (автохтонного) и терригенного (аллохтонного) происхождения (Хатчинсон, 1986; Meyers, 1994). Водные организмы (планктон) обычно имеют соотношения C/N от 4 до 10, а сосудистые наземные растения — более 20 (Meyers, 1994). В ряде работ соотношение $C_{орг}/N_{орг}$ рассматривается как косвенный индикатор накопления осадков в морских или наземных водоемах (Meyers, 1994; Lamb et al., 2006; Khan et al., 2015; Kublitskiy et al., 2023; Repkina et al., 2023 и др.). Для Белого моря определены значения C/N в современных донных отложениях, формирующихся в разных условиях (Беляев, 2015; Леин, Лисицын, 2017; Немировская, Будько, 2023 и др.), что расширяет возможность использовать этот критерий для палеореконокструкций. Это особенно актуально при интерпретации условий накопления бедных микрофоссилиями или “немых” алевроитов и глин, залегающих в проливе Горло и на его восточном берегу между ледниковыми и типично морскими голоценовыми отложениями (Оборин и др., 1991; Соболев и др., 1995; Соболев, 2008; Шилова и др., 2019; Zaretskaya et al., 2020).

В отличие от скалистых берегов Кольского полуострова, где основным фактором перемещения береговой линии было изменение ОУМ (Корсакова, 2022), восточные берега пролива Горло отступали в ходе трансгрессий не только из-за повышения ОУМ, но и под действием абразии (Невесский и др., 1977). При этом с береговых уступов, сложенных ледниковыми, водно-ледниковыми и морскими отложениями (Larsen et al., 2006; Астафьев и др., 2012; Зарецкая, 2022), на пляжи поступало значительное количество песка, а сильные ветры поперечных к берегу направлений (Гидрометеорология..., 1991) способствовали активности прибрежных эоловых процессов (Репкина и др., 2022). В условиях достаточных запасов песка ветропесчаные потоки¹ формируют в тыловой части пляжей “первичные прибрежные дюны” — закустовые бугры (или эоловые подушки) и авандюны (Выхованец, 2003; Бадюкова, Соловьева, 2005 и др.), а на береговых уступах так называемые “cliff-top dunes” (Bird, 2008). При значительных скоростях ветра часть песка может быть вынесена за пределы береговой зоны. Поэтому содержание эолового песка в осадках прибрежных водоемов

¹ Ветропесчаный поток — приземный слой воздушного потока, который переносит твердые минеральные частицы диаметром от 0.05 до 2 мм путем сальтации, качения или во взвешенном состоянии. Движение мелкозернистого сухого песка начинается при скоростях ветра 4–5 м/с, а крупнозернистого — 10–11 м/с (Выхованец, 2003; Сафьянов, 1996 и др.).

может рассматриваться как косвенный индикатор перемещения береговой линии и изменения ОУМ (Выхованец, 2003 и др.).

Цель исследования — реконструкция изменения относительного уровня моря на восточном побережье пролива Горло (Зимний берег) в позднеледниковые — начале голоцена.

Объекты исследования — рельеф и донные отложения котловины оз. Средняя Треть, а также древние береговые линии в окрестностях котловины.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Озеро Средняя Треть (66.014009° с.ш., 41.086294° в.д.; урез — 7.3 м над у. м.) расположено на восточном берегу пролива Горло Белого моря, между м. Инцы и устьем р. Ручьи (рис. 1). Рельеф и отложения района созданы ледниковыми, прибрежно-морскими, устьевыми, криогенными и прибрежными эоловыми процессами (Астафьев и др., 2012).

На побережье господствует ледниковый рельеф, сформировавшийся во время невиской (Ekman, Ijlin, 1995, Евзеров, Николаева, 2000; Demidov et al., 2006, Астафьев и др., 2012; Astakhov et al., 2016) или лужской (Соболев, 2008; Korsakova, Vashkov, Nosova, 2022a,b) стадий деградации последнего оледенения. На правобережье р. Ручьи развиты холмисто-грядовые (50–120 м над у. м.), а на ее левом берегу — холмисто-западинные и полого-грядовые равнины (до 35 м над у. м.). На заболоченных участках распространены формы криогенного рельефа — полигональные торфяники и бугры пучения, в настоящее время деградирующие (Романенко и др., 2017).

Со стороны моря, на глубинах до 20 м, берег окаймляют полого-грядовые абразионные и абразионно-аккумулятивные морские террасы, сформировавшиеся на ледниковом субстрате в ходе поздне- и послеледниковых колебаний ОУМ (Невесский и др., 1977; Оборин и др., 1991; Астафьев и др., 2012). Моренные гряды, сглаженные абразией, прослеживаются на дне по рисунку изобат (рис. 1, (б)). Отчетливый абразионный уступ отделяет террасу от более глубоких участков дна пролива (10 на рис. 1, (б)); его подножие маркирует наиболее низкое положение ОУМ во время регрессии раннего голоцена (Невесский и др., 1977; Оборин и др., 1991).

Отложения позднеледниковой трансгрессии — серые и коричнево-серые слоистые глины или алевроиты с постоянной примесью песка и гравия, вскрыты на подводной террасе между моренными грядами (скв. 3–3 и 12–81 на рис. 1, (б)) (Оборин и др., 1991; Соболев и др., 1995; Соболев, 2008). По данным геологической съемки отложения трансгрессии на современной суше распространены до 20 м над у. м. (Астафьев и др., 2012).

В районе исследования к ним были отнесены серо-серые песчанистые алевроиты и глины, выполняющие понижения в кровле морены. Береговые линии трансгрессии уверенно выделяются в устье р. Ручьи на высотах до ~12.5 м, в единичных случаях — до ~15 м над у. м., а в районе м. Инцы не очевидны (Репкина и др., 2019).

Признаки максимального повышения ОУМ в голоцене — слоистые прибрежно-морские пески, слагающие береговые валы и косы открытого побережья, выявлены методами геоморфологического и георадиолокационного профилирования на высотах до 5–7 м над у. м. (Репкина и др., 2019; Репкина и др., 2022). В то же время результаты диатомового анализа показали, что морские голоценовые отложения не распространялись выше 4 м над у. м. (Шилова и др., 2019). Таким образом, высота верхней границы обеих трансгрессий оставалась неопределенной.

На современных берегах пролива Горло уровень моря изменяется, в основном, в результате приливов и нагонов, а в устьях рек — также ритмов речного стока. В районе исследования средняя величина прилива составляет 0.9–1.6 м (График..., 2023). В штормовые нагоны уровень моря повышается на ~1 м (Кондрин и др., 2018), а в половодье в устьях рек — на 1–2 м. Суммарная амплитуда колебаний уровня может достигать ~4 м. На приустьевом участке р. Ручьи приливы наблюдаются на расстоянии ~12 км от устья. Из-за небольшой (до 300 м) ширины реки берега эстуария моделируют приливные течения и колебания уровня, а роль волновых процессов не значительна.

На морском берегу, благодаря устойчивым и сильным² ветрам, летом — СВ, С и СЗ, а осенью и зимой — ЮЗ–Ю направлений (роза-диаграмма на рис. 1) высота волн достигает 2–3 м (Архипкин и др., 2015). В условиях высокой волновой нагрузки преобладают абразионно-оползневые и абразионные берега. За последние 150 лет они отступали со скоростью до 2.4 м/год (Lugovoy, Repkina, 2019), а в среднем-позднем голоцене — около 1.8 м/год (Невесский и др., 1977). Из-за большого объема песка, поступающего с береговых уступов, у абразионных берегов формируются аномально широкие пляжи (до 30 м) и приливные осушки (до 200 м). Регулярные и сильные ветры поперечных к берегу направлений выносят песок из береговой зоны на 1–2 км вглубь побережья (Репкина и др., 2022).

Озеро Средняя Треть — удобный объект для уточнения дискуссионных вопросов динамики ОУМ на восточном берегу пролива Горло в прошлом. Котловина озера отделена от современного берега моря останцами моренных холмов (10–25 м

² Доля ветров скоростью более 5 м/с — 56%, более 10 м/с — 14%, а более 15–20 м/с в год (Атлас..., 2023).

над у. м.; ширина ~0.2 км) и связана ложбинами с эстуарием р. Ручьи. Одна из ложбин освоена ручьем, исток которого является порогом стока озера (~6.2. м над у. м.). Судя по высоте порога стока, можно предположить, что во время позднеледниковой и голоценовой трансгрессий озеро сообщалось с эстуарием р. Ручьи. При этом штормы не могли существенно влиять на рельеф и донные отложения удаленного от моря залива. В то же время, изменение содержания песка в донных отложениях озера может быть дополнительным косвенным критерием приближения или удаления его котловины от моря в ходе размыва берега и колебаний ОУМ.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Изучены рельеф и донные отложения котловины оз. Средняя Треть, а в нижнем течении р. Ручьи — геоморфологические признаки положения ОУМ. Полевые данные были получены летом 2016 и 2019 г. (геолого-геоморфологические наблюдения, съемка БПЛА и DGPS) и весной 2020 г. (георадиолокационное профилирование, бурение донных отложений озера).

Планово-высотные характеристики рельефа котловины получены по данным съемки беспилотным летательным аппаратом (БПЛА), георадиолокационного профилирования котловины озера и цифровой модели рельефа (ЦМР) FABDEM (2023) с разрешением 30 м. Аэрофотосъемка выполнена на двух ключевых участках (18 на рис. 1). Один из них охватывает современную береговую зону и моренную гряду, отделяющую котловину от моря, второй — ЮВ берег озера и “истоки” ложбин, связывавших котловину озера с эстуарием р. Ручьи. Съемка выполнена с помощью квадрокоптера DJI Phantom 4 Pro v2.0 (фотокамера разрешением 20 Мп) с высоты 100 м, перекрытие между смежными снимками составляло не менее 70% от их площади. Обработка снимков и построение цифровой модели местности (ЦММ) проведены в ПО Agisoft Metashape Pro v.1.5.1. Для повышения качества привязки и уменьшения внутренних погрешностей ЦММ на этапе ее построения введены координаты специальных маркеров, полученные с помощью DGPS PrinCe i50 (комплект база и ровер) с плановой и высотной точностью 3 и 5 мм соответственно. Плановое смещение и искажение высот ЦММ не превышают первых де-

положение береговой линии во время трансгрессий (*a* — позднеледниковой, *b* — голоценовой) (по Астафьев и др., 2012; Репкина и др., 2019 с изменениями). *Элементы морфолитодинамики современной береговой зоны* (по Lugovoy, Repkina, 2019; Репкина и др., 2022); *генетические типы берегов*: 12 — абразионно-оползневые и абразионные, в том числе выработанные в голоценовых морских террасах, 13 — аккумулятивные; 14 — направления вдольбереговых потоков наносов; 15 — преобладающие направления ветропесчаных потоков; 16 — направления течений в устьевой области р. Ручьи. *Фактический материал*: 17 — линии георадиолокационных профилей (белая цифра — номер профиля); 18 — участки съемки БПЛА; *положение разрезов и скважин*: 19 — данная работа, 20 — по (Оборин и др., 1991; Соболев, 2008; Астафьев и др., 2012); 21 — по (Шилова и др., 2019). Положение участка детальных исследований показано черным контуром. *Прочие обозначения*: 22 — изобаты (м); 23 — высота днищ каналов стока (м над у. м.); 24 — урезы озер (м над у. м.); 25 — геоморфологические границы. *Географическая основа*: (a) — (White Sea ..., 2022), (б) — (Яндекс-Карты, 2023); (в) — ЦММ (над у. м. в Балтийской системе нормальных высот), составленная по данным ЦМР FABDEM (2022), съемок с БПЛА и георадиолокационного профилирования котловины озера; подложка — мозаика топографической карты и спутникового снимка World Imagery (Esri). *Роза-диаграмма* — среднегодовая повторяемость скорости ветра на ГМС “Сосновец”, в том числе — 5–15 м/с (желтый контур) и ≥16 м/с (красный контур); внешний контур розы-диаграммы соответствует повторяемости 24%, цена деления — 6% (Атлас..., 2023).

Fig. 1. Map of research area on the eastern coast of the Gorlo Strait, the Winter coast of the White Sea (a) and locations of investigated sites (б, в).

Legend: Landscapes (according to Nevessky et al., 1977; Astafiev et al., 2012; Repkina et al., 2022): 1 — hummocky moraine plains, 2 — erosional and erosional-depositional marine terraces at depths down to ~20 m; 3 — marine and alluvial terraces (up to ~7 m a.s.l.), 4 — gently sloping and gently hilly moraine plains overlain by sediments of Late Glacial transgression (~5–15 m a.s.l.), 5 — coastal dunes (up to 16 m a.s.l.). *Landforms*: 6 — moraine ridges (*a* — on the land, *b* — on the seabed) (according to Nevessky et al., 1977; Oborin et al., 1991; Astafiev et al., 2012), 7 — hills and ridges of ablative moraine, 8 — meltwater channels; *erosional coastlines*: 9 — of transgressions (*a* — Late Glacial, *b* — Holocene), 10 — of early Holocene regression (according to Nevessky et al., 1977; Oborin et al., 1991); 11 — the estimated position of the coastline during transgressions (*a* — Late Glacial, *b* — Holocene) (according to Astafiev et al., 2012; Repkina et al., 2019 with changes). *Elements of morpholithodynamics of the modern coastal zone* (according to Lugovoy, Repkina, 2019; Repkina et al., 2022): *genetic types of coasts*: 12 — coasts shaped by coastal erosion and landslide, including those developed in Holocene marine terraces, 13 — depositional; 14 — directions of long-shore sediment flows; 15 — prevailing directions of wind-sand flows; 16 — the direction of flows in the area of the Ruch'i River Estuary. *Factual material*: 17 — ground penetrating radar (GPR) profiles (white number — profile number); 18 — unmanned aerial vehicle (UAV) survey areas; *location of sections and cores*: 19 — this study, 20 — (Oborin et al., 1991; Sobolev, 2008; Astafiev et al., 2012); 21 — (Shilova et al., 2019). The position of the detailed study area is shown by a black outline. *Other designations*: 22 — isobaths (m); 23 — the altitude of the bottom of the meltwater channels (m a.s.l.); 24 — lake's water level (m a.s.l.); 25 — geomorphological boundaries. *Background*: (a) — (White Sea..., 2022), (б) — (Yandex.Maps, 2023); (в) — DEM (m a.s.l. in the Baltic System of Normal Heights), compiled from FABDEM data (2022), UAV surveys, and GPR profiles data for the lake bottom; background — mosaic of topographic map and World Imagery satellite image (ESRI). *Rose diagram* — average annual frequency of wind speed at hydrometeorological station “Sosnowiec”, including — 5–15 m/s (yellow area) and ≥16 m/s (red area); the outer contour of the rose-diagram corresponds to a repeatability of 24%, the division value is 6% (after to Atlas..., 2023).

циметров, а разрешение варьирует в пределах 1–5 см/пкс. Сравнение построенных ЦММ с ЦМР FABDEM (2023) показало, что последнюю можно использовать для характеристики топографии поверхности за пределами участков собственных съемок. Данные о глубинах озера получены с помощью георадиолокационного профилирования. В результате с помощью ПО QGIS 3.30.1 составлена ЦММ с разрешением 30 м, объединившая данные о поле высот/глубин в котловине озера и в современной береговой зоне (рис. 1, (в)).

Геоморфологические исследования включали дешифрирование космических снимков Landsat ETM+ и GeoEye с пространственным разрешением выше 2 м (сервисы Яндекс-Карты и Google Earth), собственных ЦММ (рис. 1), а за их пределами – ЦМР FABDEM (2023) и топографических карт. Для заверки дешифрирования использованы результаты георадиолокационного профилирования и архивные материалы авторов.

Георадиолокационная съемка на акватории озера проводилась в зимний период по льду при помощи георадара Zond-12e и антенн с частотой 300 МГц (накопление: 8–16) по сети профилей (рис. 1). Обработка радарограмм проведена в ПО Prism 2.5 и RadExplorer 1.42. В ходе обработки применялись алгоритмы амплитудной коррекции, фиксации времени первого вступления, редакция трасс и полосовая фильтрация, ввод данных о превышениях по профилю. Интерпретация георадиолокационных данных проводилась на основе анализа волновой картины согласно стандартной методике (Старовойтов, 2008) с учетом априорной информации: глубин озер (измеренных ручным лотом), данных бурения, а также визуальных наблюдений мощности льда и снежного покрова. По результатам обработки и интерпретации первичных радарограмм были созданы глубинно-скоростные модели, в которых учитывается диэлектрическая проницаемость (ϵ) для различных сред. Значения скорости распространения волн вычислены экспериментальным образом (по годографам отраженных волн) и/или получены из литературных источников.

Бурение донных отложений оз. Средняя Треть выполнено со льда с помощью русского торфяного бура (диаметр 5 см, длина керна 1 м) в 4 точках, увязанных между собой георадиолокационными профилями (ST1–ST4 на рис. 1). Скважина ST2 была пробурена в центре котловины (глубина воды 180 см), скважины ST1 (глубина воды 143 см) и ST3 (глубина воды 152 см) – на ее бортах, а скважина ST4 (глубина воды 130 см) – на мелководном участке дна котловины. Бурение сопровождалось описанием литологии отложений по методике (Субетто, 2009) и отбором кернов на аналитические исследования и датирование.

Для нижних горизонтов отложений из скважин ST2, ST3 и ST4, где были выявлены признаки резких изменений условий накопления осадков, выполнены аналитические исследования. Проведен гранулометрический анализ, определено валовое содержание органического вещества (ОВ) и массовая доля общего ($C_{\text{общ}}$) и органического ($C_{\text{орг}}$) углерода, а также общего ($N_{\text{общ}}$) и органического ($N_{\text{орг}}$) азота. Для отложений из скважин ST2 и ST3 выполнены также радиоуглеродное датирование и диатомовый анализ.

Радиоуглеродное датирование 4 образцов проведено в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” ИГ РАН и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США). Калибровка новых и ранее опубликованных (Шилова и др., 2019; Zaretskaya et al., 2020) дат выполнена в программе CALIB REV 8.2 (Stuiver, Reimer, 1993). Калибровка “континентальных” дат, а также дат, полученных по образцам из торфа, накопившегося в условиях, переходных от морских к пресноводным, проведена по калибровочной кривой IntCal20, а из горизонтов, накопившихся в морских условиях – по калибровочной кривой MARINE20 (Reimer et al., 2020).

Гранулометрический анализ, а также определение валового содержания ОВ и массовой доли общего и органического углерода и азота проведены в Федеральном исследовательском центре комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лаверова УрО РАН. Керны из скважин ST2 и ST3 разобраны с шагом 2 см, а из скважины ST4 – 5 см. Гранулометрический анализ и определение валового содержания ОВ были выполнены для 50 образцов из скважины ST2, 36 образцов из скважины ST3 и 4 образцов из скважины ST4. Массовая доля общего и органического углерода и азота определены для 13, 10 и 4 образцов из скважин ST2, ST3 и ST4 соответственно.

Гранулометрический анализ был проведен пипеточным методом по методике (МИ № 88-16365-010-2017). Расчет содержания фракций проведен на абсолютно сухую навеску образца по классификации Н.А. Качинского (Логвиненко, Сергеева, 1986). Относительная погрешность измерения для всех фракций составляет от 19 до 29%.

Валовое содержание ОВ определено путем оценки потерь при прокаливании (ППП) по методике (Heiri et al., 2001). Пробы были высушены при температуре $105 \pm 2^\circ\text{C}$. Прокалывание образцов происходило при температуре $550 \pm 20^\circ\text{C}$ в течение 2 ч, до достижения образцом постоянной массы. Расчет PPP выполнен на абсолютно сухую навеску образца.

Массовая доля $C_{\text{общ}}$, $C_{\text{орг}}$, $N_{\text{общ}}$ и $N_{\text{орг}}$ определена с использованием анализатора элементного состава (однореакторный вариант, конфигураци-

онный набор CHN) EuroEA3000 (Eurovector, S.p.A., Италия), оснащенного персональным компьютером с программным обеспечением Calidus. Диапазон измерения массовой доли элемента составляет от 0.01 до 100%. Среднее квадратичное отклонение случайной составляющей погрешности измерений (массовая доля, %): С — 0.3, Н — 0.1, N — 0.1 (Гельман и др., 1987). Всего проанализировано 27 образцов. Отложения из скважины ST2 были разделены на 13 образцов, исходя из литологического состава и величины ППП, а для отложений из скважины ST3 анализировались только образцы из переходных горизонтов (10 образцов).

Диатомовый анализ выполнен в НИЛ геоэкологии Севера географического факультета МГУ. Керны из скважин ST2 (540–640 см) и ST3 (252–352 см) разобраны по 2 см, просмотрены 23 и 14 образцов соответственно. К настоящему времени получены предварительные результаты, включающие определение доминантных видов и экологической структуры диатомовых ассоциаций.

При *реконструкции изменения ОУМ* учитывались результаты изучения донных отложений оз. Средняя Треть и рельефа окрестностей котловины, а также наших предшествующих работ (Репкина и др., 2019; Шилова и др., 2019; Репкина и др., 2022). Положение (высота) относительно уровня моря датированных образцов отложений, накапливавшихся в разных обстановках, определено по аналогии с условиями на современных берегах. Для этого с помощью DGPS была определена средняя высота элементов рельефа, маркирующих положение береговой линии в малую и полную воду сизигии, а также при штормовых нагонах и в половодье. Результаты измерений соответствуют расчетным изменениям уровня (Кондрин и др., 2108; Предрасчет..., 2023) с точностью до ~10 см.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рельеф района исследования и индикаторы положения ОУМ. На открытом морском берегу вблизи оз. Средняя Треть и в эстуарии р. Ручьи выделены элементы рельефа, формирующиеся при современном уровне моря — приливная осушка ((–2)–(–1) м над у. м.), пляжи и марши ((–1)–1 м над у. м.), пойма и штормовые валы (до 2–2.5 м над у. м.).

В нижнем течении р. Ручьи выявлены также две более высоких поверхности с признаками переработки ледникового рельефа устьевыми процессами. Нижняя из них (4–5 м над у. м.) — плоская, иногда гривистая аллювиально-морская терраса. Она прослеживается вверх по течению реки на ~3 км выше современной границы приливных колебаний, а в устье реки сменяется абразионно-аккумулятивной береговой линией на высотах 5–

7 м над у. м. (рис. 1, (б)). В окрестностях оз. Средняя Треть тыловой шов террасы сглажен болотными отложениями и не отчетлив.

Вторая, наиболее высокая поверхность (от 7 до 12.5–15 м над у. м.), не однородна по морфологии. На правобережье р. Ручьи, вблизи моренных гряд, сложенных плотными валунными суглинками (Астафьев и др., 2012), она имеет облик пологой наклонной аккумулятивно-эрозионной террасы. Тыловой шов террасы примыкает к отчетливым уступам на высотах 12.5–15 м над у. м. (рис. 1, (б)). При этом на соседних участках следы воздействия эрозии на рельеф ледникового комплекса не выявлены. На правобережье реки на высотах 7–12 м над у. м. развита заболоченная ступень с неявно выраженным тыловым швом, обособленными моренными холмами (до 20 м над у. м.) и крупными озерами. На левом берегу реки, в районе оз. Средняя Треть, над “фоновой” поверхностью (7–10 м над у. м.) возвышаются моренные холмы (до 25 м над у. м.) и гряды абляционной морены (15–18 м над у. м.).

Котловина оз. Средняя Треть имеет округлую форму (диаметр ~1 км). Берег озера выше уреза окаймлен торфяным уступом (0.3–1 м), а ниже уреза (до –0.3–0.5 м) — отмелью, песчаной на севере и илистой на юге. На юго-востоке из котловины выходят две ложбины (рис. 1, (в)). Они прослеживаются до эстуария р. Ручьи, и, вероятно, представляют собой каналы стока талых ледниковых вод. Восточная ложбина (длина ~2.4 км, ширина 200–400 м) расположена между грядами абляционной морены и имеет почти плоское песчаное днище (6.0–6.7 м над у. м.). Южная — более короткая (~1.5 км) и узкая (до 100 м), со ступенчатым продольным профилем, ее крутые борта сложены мореной. В долине р. Ручьи на высоте ~5 м над у. м. восточная ложбина срезана эрозионным уступом, а южная переходит в плоскую заболоченную поверхность аллювиально-морской террасы.

Данные о морфологии котловины и строении осадочной толщи озера Средняя Треть получены при интерпретации георадарных профилей и результатов бурения.

Морфология котловины и строение осадочной толщи оз. Средняя Треть по данным георадиолокационного профилирования. На радарограммах (рис. 2) отчетливо дешифрируется несколько границ, самые яркие из которых представляют собой отражения от поверхности дна, а также от кровли подстилающих озерные осадки ледниковых и, вероятно, ледниково-морских отложений преимущественно глинистого состава, которые вскрываются в обнажениях уступов морского берега (Шилова и др., 2019; Зарецкая и др., 2022). На георадарных профилях эти литологические разности не расчленены. Ледниковые отложения, насыщенные, судя по характеру волновой картины, грубообло-

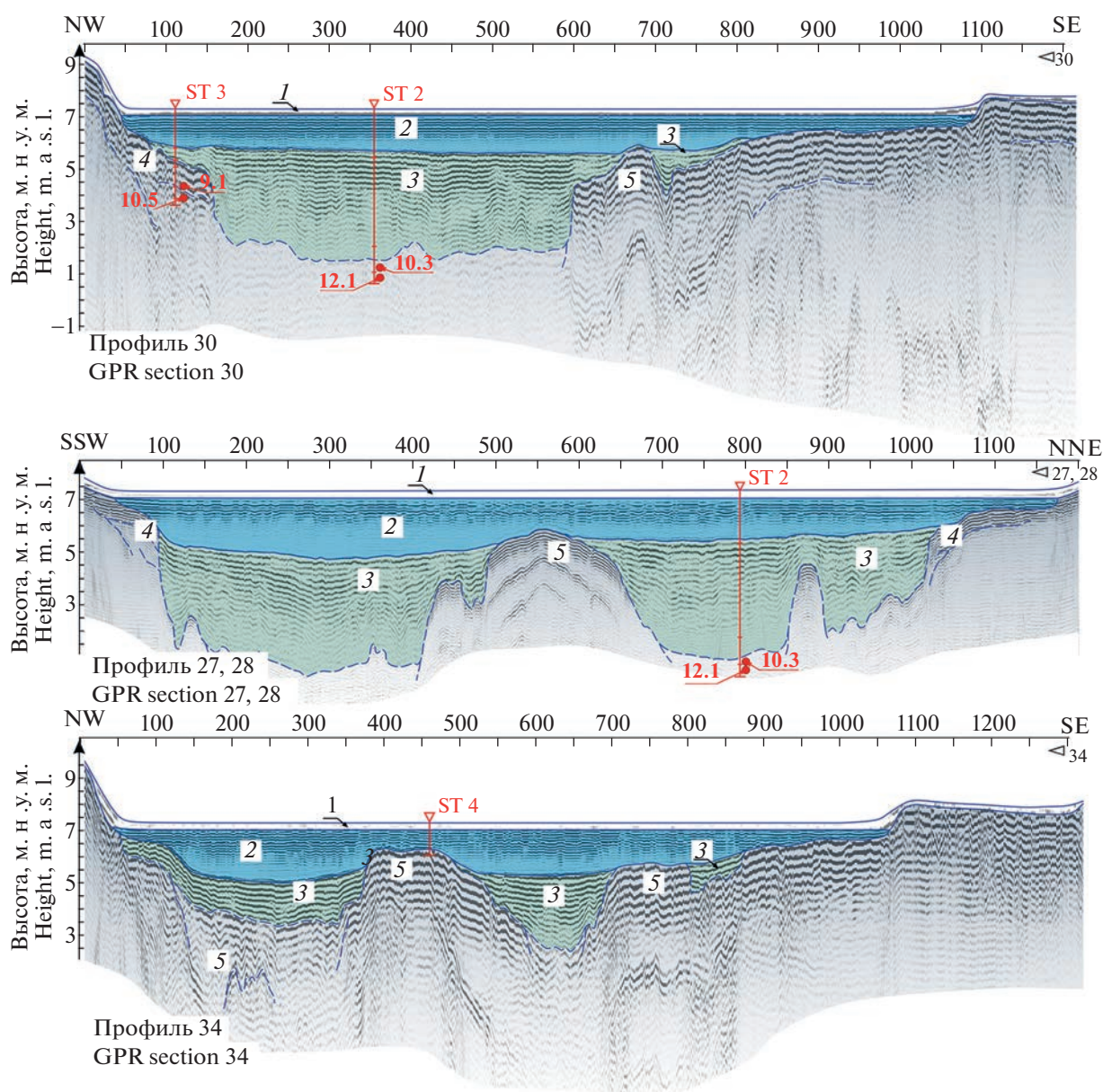


Рис. 2. Интерпретация данных георадиолокационного профилирования (положение профилей см. на рис. 1). Черными арабскими цифрами обозначены георадарные комплексы: 1 – снег и лед (скорость распространения электромагнитных волн $V = 15$ см/нс), 2 – вода ($V = 3.3$ см/нс), 3 – водонасыщенные озерные преимущественно органические осадки (илы, гиттия, торф; $V = 6$ см/нс), 4 – переслаивание песков, торфа, оторфованные пески ($V = 10$ см/нс), 5 – пески, суглинки с большим количеством грубообломочного материала (морена; $V = 10$ см/нс). Красным отмечены скважины и точки отбора образцов на ^{14}C -датирование с указанием возраста осадка (тыс. кал. л. н.).

Fig. 2. GPR profiles data interpretation (profiles location see fig. 1).

GPR complexes are marked with black Arabic numerals: 1 – snow and ice (the propagation velocity of electromagnetic waves $V = 15$ cm/ns), 2 – water ($V = 3.3$ cm/ns), 3 – water-saturated lacustrine predominantly organic sediments (silts, gyttia and peat; $V = 6$ cm/ns), 4 – sands interbedded with peat, peaty sands ($V = 10$ cm/ns), 5 – sands, loams with a large amount of coarse clastic material (till; $V = 10$ cm/ns). The cores and sampling points of ^{14}C dating of sediments are marked in red with indication of the age (ka cal. BP).

мочным материалом, образуют гряду на дне оз. Средняя Треть и разделяют котловину на две “ванны” с близкими глубинами (до ~2 м на юго-западе и до ~1.8 м на северо-востоке). По изменениям волновой картины на некоторых профилях

видны неоднородности в толще донных отложений (например, профиль “27, 28” на рис. 2).

Различия волновой картины, характеризующей донные отложения, прослеживаются как в вертикальной плоскости, так и по латерали. Бла-

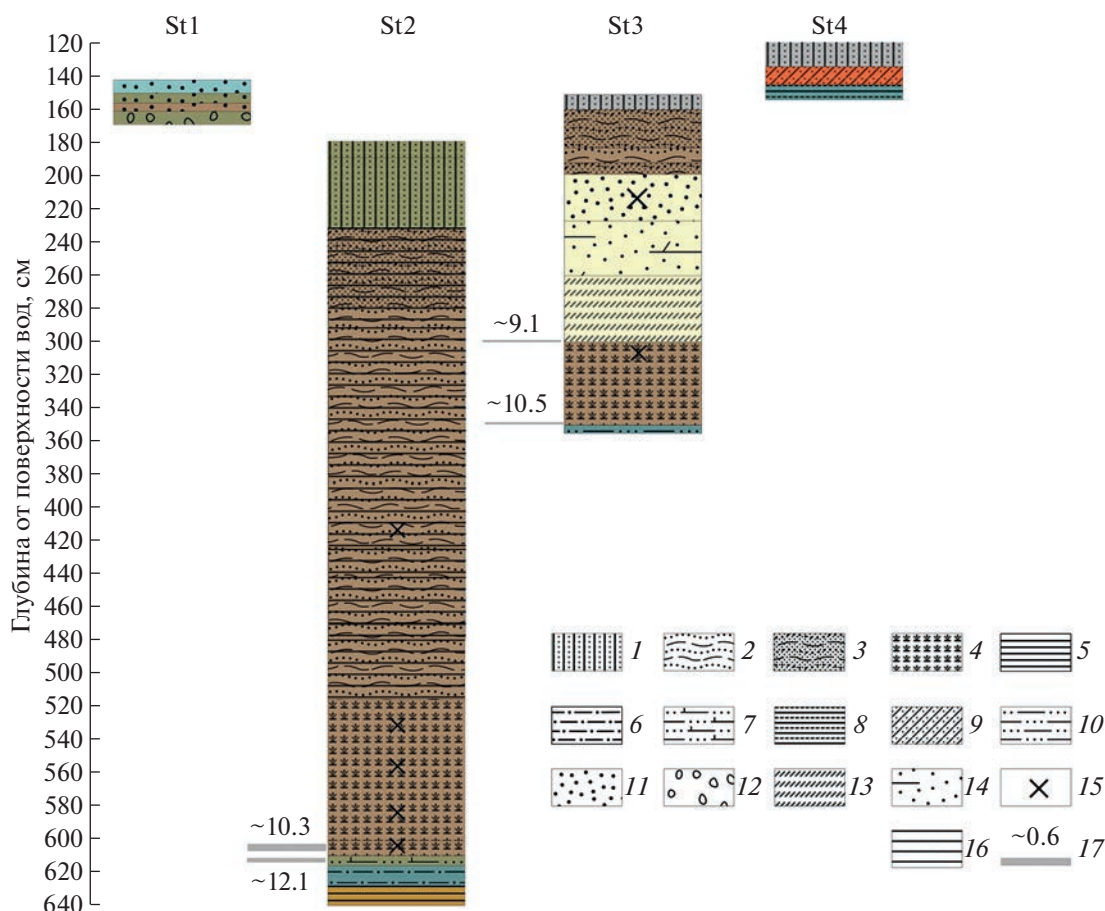


Рис. 3. Обобщенные разрезы донных отложений оз. Средняя Треть в скважинах ST1-ST4.

1 — ил, серый и оливково-серый, монотонный с песком и алевроитом; 2 — гиттия серо-коричневая и темно-коричневая, слоистая; 3 — гиттия оливково-серая с мелкозернистым песком и алевроитом; 4 — торф коричневый и буро-коричневый, хорошо разложившийся, плотный с алевроитом, глиной и мелкозернистым песком; 5 — глина и алевроит бежево-коричневые, в интервале 628–632 см с единичными зернами мелкозернистого песка; 6 — глина и алевроит сизо-серые с мелкозернистым песком (менее 2%); 7 — алевроит и глина с мелкозернистым песком (до 3%) от сизовато-серого до серо-коричневого цвета; 8 — алевроит и песок с глиной сизо-серые, плотные с прослоями песка и дресвы; 9 — алевроит, песок и глина, охристо-серые, неотсортированные; 10 — алевроит и песок сизо-серые; 11 — песок мелко- и среднезернистый коричнево-серый, палево-серый или сизовато-серый; 12 — песок среднезернистый сизовато-серый с гравием, мелкой дресвой и окатышами плотных алевроитов; 13 — алевроит и песок, слоистые палево-серые и буро-коричневые с прослоями торфа (1–3 см); 14 — песок мелко-среднезернистый палево-серый с прослоями плохо разложившихся остатков растений; 15 — обломки древесины; 16 — горизонтальная слоистость; 17 — АМС-даты (тыс. кал. л.).

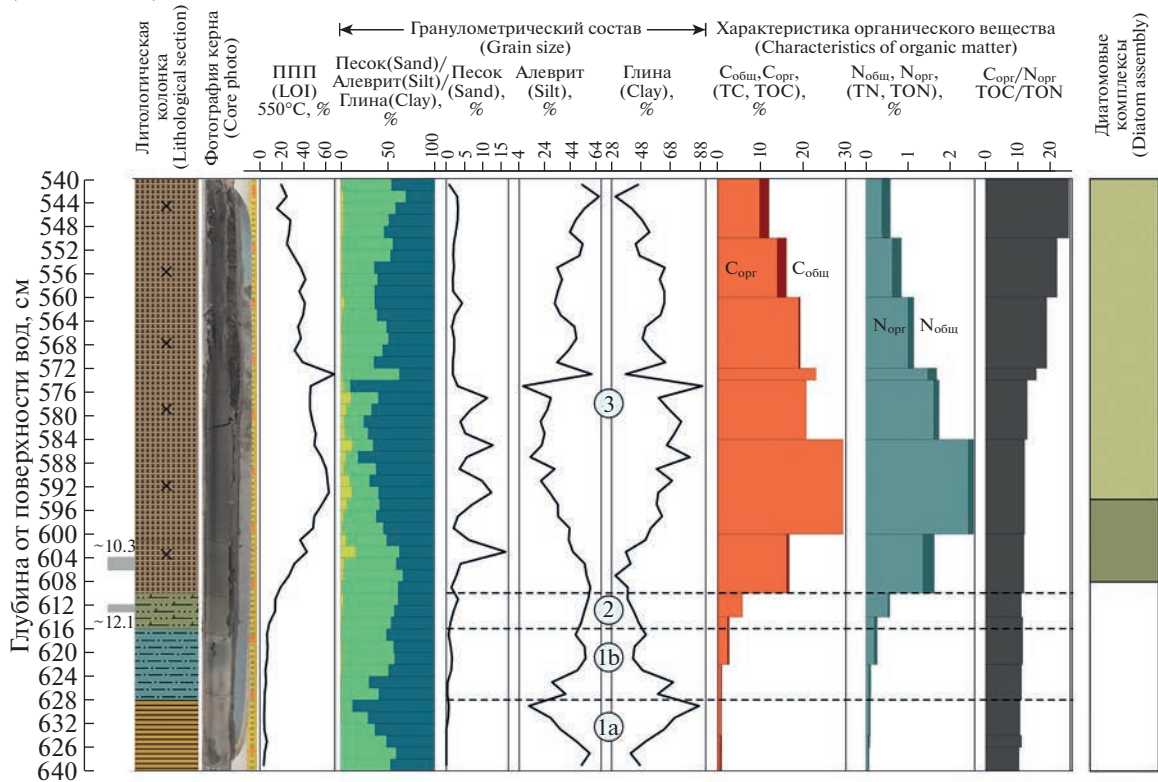
Fig. 3. Lithological log of Srednyaya Tret' Lake bottom sediments (cores ST1-ST4).

Legend: 1 — mud, gray and olive-gray, monotonous with sand and silt; 2 — gray-brown and dark-brown gittja, layered; 3 — olive gittja with fine-grained sand and silt; 4 — brown, well decomposed peat with silt, clay and fine-grained sand; 5 — clay and silt beige-brown, in the range of 628–632 cm with single grains of fine-grained sand; 6 — clay and silt bluish-gray with fine-grained sand (less than 2%); 7 — silt and clay with fine-grained sand (up to 3%) from bluish-gray to gray-brown; 8 — silt and sand with clay are bluish-gray, dense, with layers of sand and gravel; 9 — silt, sand and clay, ochre-gray, unsorted; 10 — silt and sand are bluish-gray; 11 — fine- and medium-grained brown-gray, pale gray or bluish-gray sand; 12 — medium-grained bluish-gray sand with gravel, fine gravel and pellets of dense silt; 13 — silt and sand, layered pale gray and brown with layers of peat (1–3 cm); 14 — fine-medium-grained pale gray sand with layers of poorly decomposed plant remains; 15 — inclusions of wood fragments; 16 — horizontal lamination; 17 — AMS-dates (ka cal. BP).

годаря этому георадиолокационная съемка позволила проследить залегание донных отложений между скважинами и выделить в котловине озера, под озерным льдом и водой, три георадарных комплекса (рис. 2). Комплекс 3 соответствует преимущественно органогенным водонасыщенным озерным осадкам (илы, гиттия или торф). В центре

озерных ванн они залегают на морене (комплекс 5) и имеют мощность ~5 м, а на бортах котловины выклиниваются. При этом на севере котловины органогенные осадки замещены или подстилаются отложениями комплекса 4 (переслаивание песка, торфа и слабо разложившихся остатков растений — согласно данным бурения), а на юге на по-

St2 (540–640 cm)



St3 (252–352 cm)

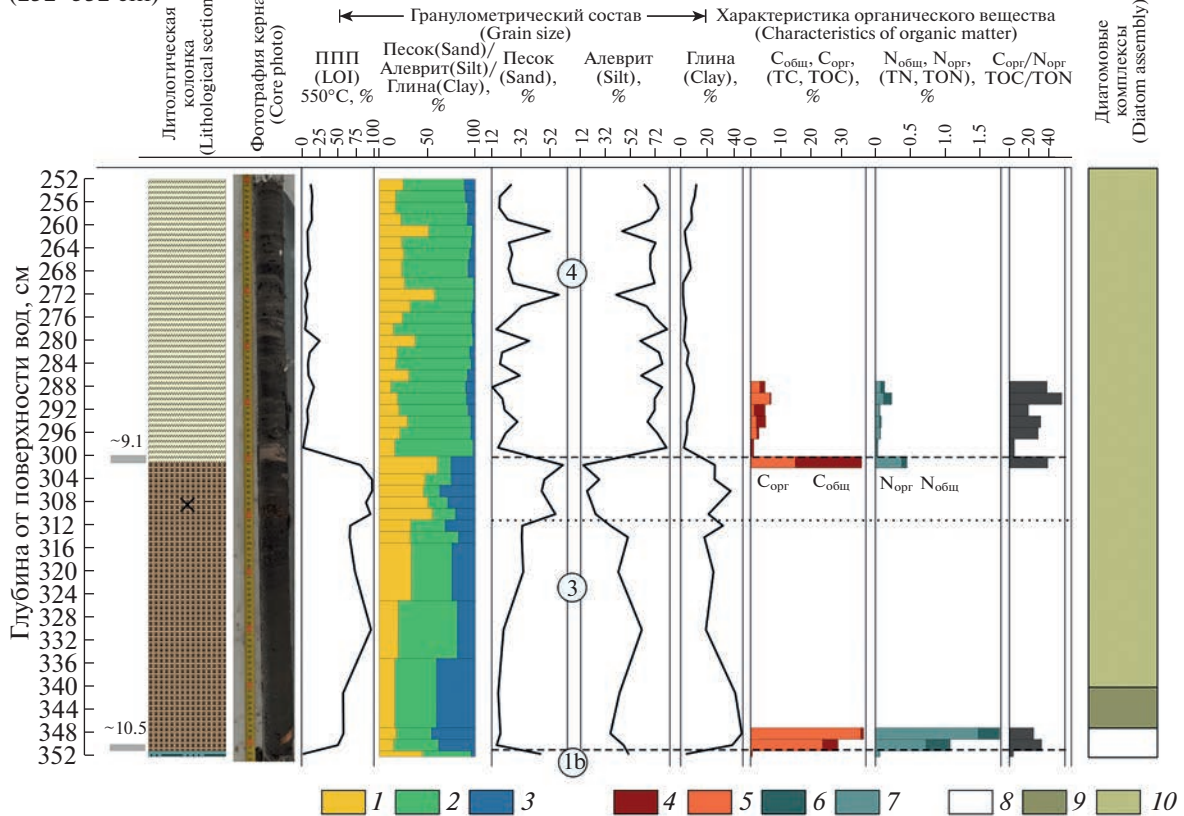


Рис. 4. Результаты аналитических исследований нижних горизонтов отложений из скважин ST2 и ST3.

Валовое содержание углерода и азота (%): 1 – песок, 2 – алеврит, 3 – глина, 4 – $C_{общ}$, 5 – $C_{орг}$, 6 – $N_{общ}$, 7 – $N_{орг}$.

верхность дна выходят ледниковые отложения. В целом сопоставление результатов георадиологической съемки и бурения показало незначительное закономерное смещение геофизических и литологических границ, что может быть связано с изменением обводненности и состава донных отложений по вертикали.

Литология донных отложений оз. Средняя Треть. Разрез донных отложений наиболее полно вскрыт скважиной ST2 (66.01708° с.ш., 041.08351° в.д.; глубина воды 180 см), расположенной на дне северо-восточной “ванны” (рис. 3, 4). В основании разреза залегают бежево-коричневые глины и алевроиты (628–640 см)³, которые постепенно сменяются сизо-серыми глинами и алевроитами с мелкозернистым песком (616–628 см). В интервале 610–616 см отложения становятся более грубыми (алевриты и глины), увеличивается содержание песка и, судя по изменению цвета осадка от сизовато-серого до серо-коричневого, — органического вещества. Из средней части интервала (612–613 см) получена дата 10320 ± 30 ¹⁴C лет (12.1–12.0 тыс. кал. л. н.) (табл. 1). В верхней части разреза вскрыты органогенные отложения, с включениями минеральных частиц — плотный торф с обломками древесины и незначительным содержанием тонко-мелкозернистого песка (516–610 см), гиттия с прослоями и линзами песка, редкими органическими остатками и обломками древесины (232–516 см), а также илы с песком и включениями растительного детрита (180–232 см). По дате из интервала 604–606 см накопление органогенных отложений началось раньше 9135 ± 30 ¹⁴C лет (10.3–10.2 тыс. кал. л. н.) (табл. 1).

На приморском борту котловины донные отложения обогащены песком.

В скважине ST3 (66.01867° с.ш.; 41.07988° в.д.; глубина воды — 152) вскрыто 200 см осадка (рис. 3, 4). Под торфом, аналогичным вскрытому в скважине ST2 (301–351 см), залегают сизо-серые алевроиты и пески (351–352 см), а над ним — слоистые органо-минеральные отложения: палево-серые и буро-коричневые алевроиты и пески с тонкими прослоями торфа (261–301 см) и палево-серые мелко-среднезернистые пески с плохо разложившимися остатками растений (228–261).

³ Здесь и далее глубина измерена от поверхности воды (льда).

В интервале (200–228 см) песок практически не содержит растительных остатков. Верхняя часть разреза представлена гиттией (161–200 см) и илом (152–161 см) с песком и алевроитом. Из кровли торфа (300–301 см) получена дата 8195 ± 25 ¹⁴C лет (9.3–9.0 тыс. кал. л. н.), а из его подошвы (350–351 см) — 9325 ± 30 ¹⁴C лет (10.6–10.5 тыс. кал. л. н.) (табл. 1).

В скважине ST1 (66.01887° с.ш.; 41.08450° в.д.; глубина воды — 143 см) получены 21 см осадка, из них верхние 19 см (143–162 см) представлены слоистым мелко- и среднезернистым песком, цвет которого изменяется от сизовато-серого до коричнево-сизого. Нижние 2 см (162–164 см) — сизовато-серый среднезернистый песок с гравием, мелкой дресвой и окатышами плотных алевроитов.

Вершина подводной гряды перекрыта тонким, прерывистым чехлом донных отложений. В скважине ST4 (66.01315° с.ш., 41.08287° в.д., глубина воды 120 см) под слоем ила (120–135 см) вскрыты 20 см осадка (рис. 3, 5): охристо-серые глинисто-песчаные алевроиты (135–146 см) и сизо-серые, плотные, песчаные алевроиты с глиной, прослоями песка и дресвы (146–155 см).

Гранулометрический состав, валовое содержание органического вещества и соотношение $C_{\text{орг}}/N_{\text{орг}}$. В скважине ST2 исследован интервал 540–640 см (рис. 4). Минеральные горизонты (628–640 и 616–628 см) по гранулометрическому составу представлены глинами и алевроитами, при этом содержание тонких частиц к границе литологических разностей возрастает (от 40–50 до ~87%), а затем вновь уменьшается до тех же значений, появляются зерна песка (1–2%). Это может быть признаком уменьшения, а затем увеличения гидродинамической активности среды. Содержание ОВ не превышает 7%, доля $C_{\text{орг}}$ увеличивается снизу вверх от ~0.5 до ~0.8%, а величина $C_{\text{орг}}/N_{\text{орг}}$ колеблется от 10.3 до 11.1. В интервале (610–616 см) осадки постепенно становятся менее тонкими, содержание ОВ возрастает до ~13.8%, $C_{\text{орг}}$ — до ~6%, а значение $C_{\text{орг}}/N_{\text{орг}}$ — до 11–11.4.

Торф (540–610 см) содержит значительное количество минеральных частиц (33–50%, в отдельных прослоях — до 85%), представленными глинами и алевроитами. Содержание песка колеблется от <1 до ~13%. Выделяются 3 интервала, отличающиеся, в основном, характеристиками ОВ. В нижнем интервале (606–610 см) быстро увели-

Результаты диатомового анализа: 8 — диатомеи отсутствуют, 9 — редкие пресноводные диатомеи, 10 — пресноводные диатомеи. Условные обозначения литологических характеристик приведены на рис. 3. Цифра в овальном контуре — осадочные слои (описание см. в тексте).

Fig. 4. Analytical Studies results of lower sediment horizons from ST2 and ST3 core sections. Gross carbon and nitrogen content (%): 1 — Sand, 2 — Silt, 3 — Clay, 4 — Total Carbon (TC), 5 — Total Organic Carbon (TOC), 6 — Total Nitrogen (TN), 7 — Total Organic Nitrogen (TON). Results of diatom analysis: 8 — no diatoms, 9 — rare freshwater diatoms, 10 — freshwater diatoms. Symbols for lithological characteristics are indicated in fig. 3. The digit in oval contour — sediment layer number (description in the text).

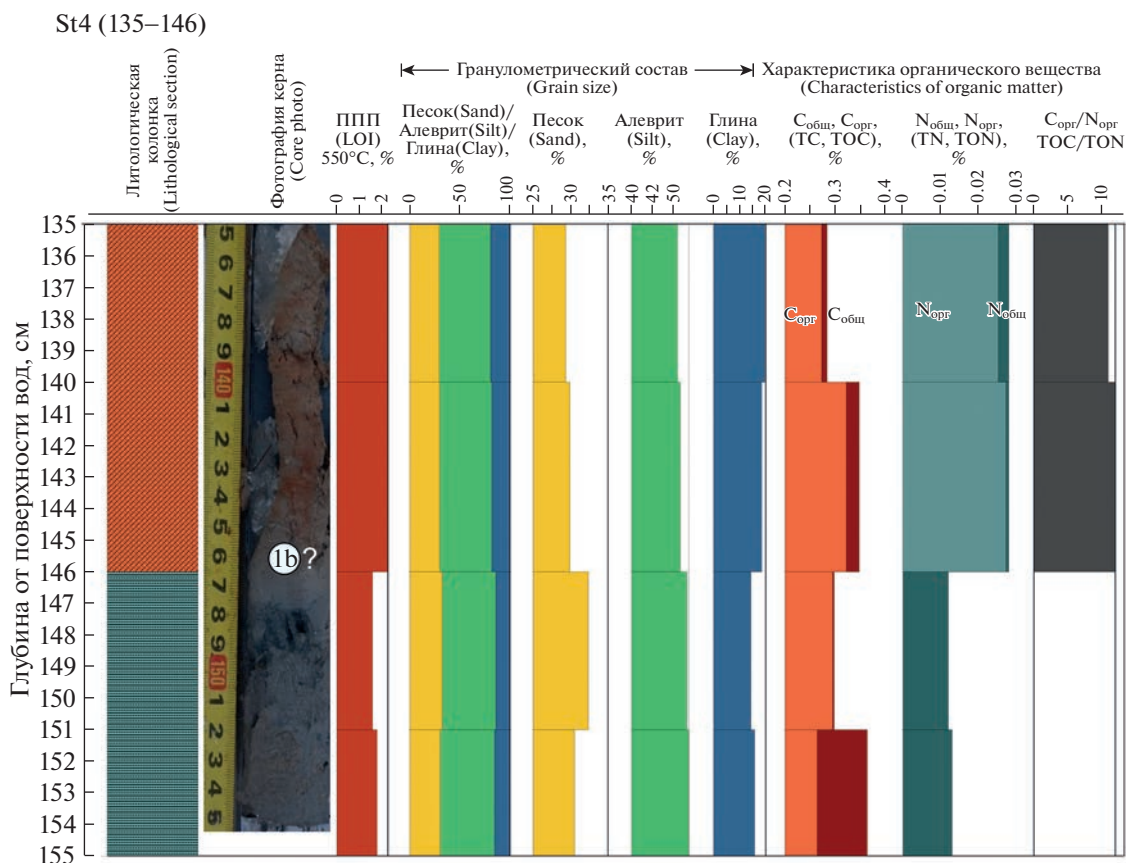


Рис. 5. Результаты аналитических исследований отложений из скважин ST4. Условные обозначения см. на рис. 3–4.
Fig. 5. Analytical studies results of the ST4 core sections. Symbols for lithological units are indicated in fig. 3–4.

чивается содержание ОВ (до ~40%), $C_{орг}$ (до ~16%) и $C_{орг}/N_{орг}$ (11.8). В среднем (574–606 см) содержание ОВ (40–60%) и $C_{орг}$ (21–29%) достигает максимальных значений, а значение $C_{орг}/N_{орг}$ возрастает до 12–12.8. Здесь же отмечены резкие изменения гранулометрического состава и максимальное обогащение песком. В верхнем интервале (540–574 см) содержание ОВ постепенно уменьшается до ~20%, а $C_{орг}$ до ~10%; при этом величина $C_{орг}/N_{орг}$ увеличивается с 15.6 до 25.

В скважине ST3 исследован интервал 252–352 см (рис. 4). Минеральный горизонт в основании разреза (351–352 см) представлен песчаными алевритами; содержание ОВ – 1.8%, $C_{орг}$ – 0.24%, величина $C_{орг}/N_{орг}$ – 4. В торфе (300–351 см) содержание ОВ изменяется в пределах 50–97%, а $C_{орг}$ от 24–36% в подошве слоя до 15% в кровле; $C_{орг}/N_{орг}$ – 25–39. Содержание песка в минеральной части осадка быстро возрастает снизу вверх (от ~15 до 30%), а в интервале 300–311 см достигает максимальных значений (47–60%). Резкие изменения всех характеристик осадка отмечены на контакте торфа и органо-минеральных отложений (297–300 см). Минеральная часть осадка

(песчаный алеврит) здесь составляет 99% (ОВ – 1%). Из-за резкого уменьшения содержания $C_{орг}$ (0.1%) величина $C_{орг}/N_{орг}$ скачкообразно понижается до 5. Выше по разрезу содержание ОВ в органо-минеральных отложениях колеблется от 4 до 24%, $C_{орг}$ – от 1 до 6%, а $C_{орг}/N_{орг}$ – от 19 до 53. В минеральной фракции преобладают пески и алевриты, содержание которых изменяется в противофазе.

Отложения из скважины ST4 (135–155 см) по гранулометрическому составу представляют собой смешанные осадки с преобладанием алеврита (51–54%) и песка (~30%), низким содержанием ОВ (~2%) и $C_{орг}$ (~0.3%). Величина $C_{орг}/N_{орг}$ в верхнем интервале разреза (135–146 см) составляет 10.8–11.9; в нижнем интервале (146–155 см) $N_{орг}$ обнаружен в следовых количествах (рис. 5).

В целом для изученных интервалов разрезов характерны “скачкообразные” изменения гранулометрического состава и ОВ, высокая корреляция содержания $C_{орг}$ и ОВ, а также низкие содержания ОВ и значения $C_{орг}/N_{орг}$ в минеральных горизонтах нижней части разрезов (ST2, ST3, ST4). Похожие характеристики имеет минеральный про-

Таблица 1. Радиоуглеродный и калиброванный возраст отложений
Table 1. Radiocarbon and calibrated ages of the bottom deposits

№	Место отбора	Высота устьев скважин и кровли разрезов над у. м. (в скобках – порог стока озера)	Глубина отбора образца от поверхности воды/грунта; м (в скобках – высота над у. м.); м	Материал для датирования	Лабораторный индекс и номер	¹⁴ C дата	Калиброванный возраст*			Координаты (широта, долгота, (градусы)	Источник
							1σ	2σ	Медиана		
1	Оз. скв. ST2	7.3 (6.2)/1.8	6.04–6.06/4.24–4.26	торф	IGAN _{AMS} - 9772	9135 ± 30	10240–10290	10230–10380	10280	66.01708; 41.08351	данная работа
2	Средняя Треть		6.12–6.13/4.32–4.33	пелитовый алевроит	IGAN _{AMS} - 9773	10320 ± 30	11970–12100	11941–12193	12100		
3	скв. ST3	7.3 (6.2)/1.5	3.00–3.01/1.48–1.49	растительные остатки	IGAN _{AMS} - 9774	8195 ± 25	9030–9260	9030–9270	9130	66.01867; 41.07988	
4			3.50–3.51/1.98–1.99	растительные остатки	IGAN _{AMS} - 9775	9325 ± 30	10500–10580	10480–10590	10530		
5	Район м. /920	11.0	– / 4.55–4.57 (~6.5)	торф	ГИН-15544	9560 ± 80	11080–10740	11180–10660	10910	65.96966; 40.71472	(Шилова и др., 2019)
6	Инцы 317	4.8	– / 0.75–0.85 (~4.0)	суглинок оторф.	ГИН-15563	2760 ± 60	2890–2780	3000–2750	2860	65.97143; 40.81804	
7	285 /927	4.5	– / 1.15–1.17 (~3.3)	суглинок оторф.	ГИН-15559	6290 ± 80	6640–6420	6750–6300	6530	65.94516; 40.66918	
8	335	2.6	– / 1.9–2.0 (~0.6)	торф	ГИН-15568	8450 ± 110	9540–9400	9630–9130	9440	65.96519; 40.71373	
9	231 /922	2.4	– / 1.00–1.02 (~1.4)	торф	ГИН-15551	1780 ± 70	1740–1590	1830–1530	1670	65.96186; 40.69785	
10			– / 1.32–1.39 (~1.0)	растительный детрит	ГИН-15552	4190 ± 40	4170–3980	4270–3890	4080		

Примечание: * – Даты, калиброванные по кривой MARINE20 (Reimer et al., 2020) выделены жирным курсивом.
* – Dates calibrated with the MARINE20 (Reimer et al., 2020) curve are in bold italics.

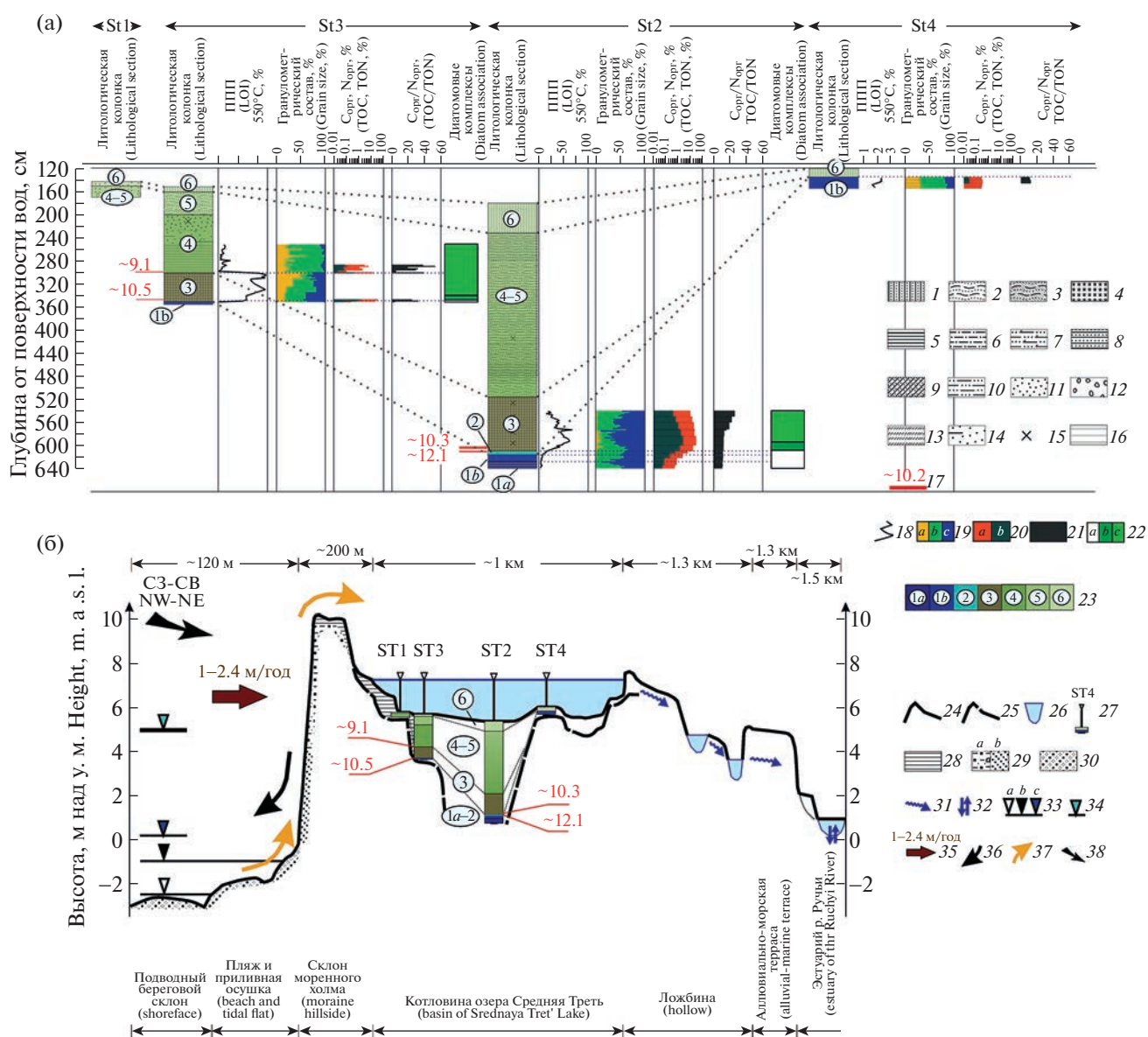


Рис. 6. Корреляция разрезов донных отложений озера Средняя Треть (а) и схематический поперечный профиль через котловину озера (б).

Фрагмент (а) – 1 – ил, с песком и алевритом; 2 – гиттия слоистая; 3 – гиттия с песком и алевритом; 4 – торф с алевритом, глиной и мелкозернистым песком; 5 – глина и алеврит с единичными зернами песка; 6 – глина и алеврит с песком (менее 2%); 7 – алеврит и глина с песком (до 3%); 8 – алеврит и песок с глиной и прослоями песка и дресвы; 9 – алеврит, песок и глина, неотсортированные; 10 – алеврит и песок; 11 – песок мелко- и среднезернистый; 12 – песок среднезернистый с гравием, дресвой и окатышами алевритов; 13 – алеврит и песок с прослоями торфа; 14 – песок с прослоями плохо разложившихся остатков растений; 15 – обломки древесины; 16 – горизонтальная слоистость; 17 – АМС-даты (тыс. кал. л.). Справа от разрезов показаны результаты аналитических исследований: 18 – потери при прокаливании 550°C, %; 19 – гранулометрический состав, % (а – песок, б – алеврит, с – глина); 20 – содержание органического углерода (а) и азота (б), %; 21 – соотношение C/N; 22 – результаты диатомового анализа (а – диатомеи отсутствуют, б – редкие пресноводные диатомеи, с – пресноводные диатомеи). Фрагменты (а, б) – 23 – осадочные слои (цифра в овальной контуре – номер слоя; описание см. в тексте).

Фрагмент (б) – 24 – поверхность рельефа; 25 – кровля морены; 26 – котловины озер; 27 – положение скважин и последовательность осадочных слоев (цифра – номер слоя); 28 – эоловые пески на береговых уступах и склонах котловины озера; 29 – отложения, вскрытые в береговых уступах (а – морена, алевриты и глины, б – пески); 30 – пляж и приливная осушка (песок, гравий, галька); 31 – русла ручьев; 32 – направление течений в эстуарии р. Ручьи; 33 – современное положение уровня моря по (Кондрин и др., 2018, Предрасчет..., 2023) и результатам DGPS-профилирования (а – в малую воду сизигии, б – в полную воду сизигии, с – во время штормовых нагонов редкой повторяемости); 34 – предполагаемое положение уровня моря в максимум трансгрессии Тапес. Стрелками показаны элементы морфодинамики берега: 35 – размыв береговых уступов (цифра – скорость по (Lugovoy, Repkina, 2019)), 36 – поступление песков от размыва береговых уступов, 37 – вынос песков ветропесчаными потоками, 38 – направления “эффективных ветров”.

слой в подошве торфа (297–300 см) в скважине ST3. В слоях торфа выделяются интервалы (574–606 см в скв. ST2 и 300–311 см в скв. ST3), где существенное и неравномерное обогащение песком сопровождается увеличением содержания ОВ.

Результаты диатомового анализа. Скважина ST2. В нижней части разреза в глинах, суглинках и подошве торфа (640–608 см) диатомеи и другие кремнистые микрофоссилии отсутствуют (рис. 4). Выше появляются вначале цисты золотистых водорослей, достигающие массового развития в интервале 604–592 см, спикулы губок и, единично, створки пресноводных диатомей *Pinnularia* spp., *Eunotia* spp., виды *Fragilariaceae*. С глубины 594 см количество диатомей в осадке и их таксономическое разнообразие существенно возрастают. Доминируют виды, характерные для неглубоких пресных водоемов со слабокислой реакцией среды: *Aulacoseira* spp., *Tetracyclus glans*, *Pinnularia* spp., *Stauroneis* spp., *Stauroforma exiguiiformis*, *Eunotia* spp., *Frustulia* spp. и др.

Скважина ST3. В подстилающих торф песках диатомей, цист золотистых водорослей и спикул губок не обнаружено (рис. 4). В подошве торфа отмечены единичные спикулы губок, с глубины 347 см — единичные пресноводные диатомеи (*Pinnularia* spp., *Navicula oblonga*). Вверх по разрезу (340–330 см) концентрация и разнообразие диатомей увеличиваются, не достигая, однако, высоких значений, а затем снова снижаются. Основу ассоциаций составляют пресноводные виды родов *Pinnularia* и *Stauroneis*. Верхняя пачка торфянистых отложений выше 320 см, представляющая собой грубый растительный детрит, практически не содержит диатомей. Перекрывающая торф слоистая песчано-торфянистая толща (305–252 см) характеризуется неравномерным содержанием диатомей: в прослоях чистого песка и грубого дет-

рита диатомеи отсутствуют, в слоях песка, обогащенного тонким органическим материалом, присутствуют озерные и болотные виды диатомей: *Pinnularia* spp., *Eunotia faba*, *E. diadema*, *Tetracyclus glans*, *Frustulia* sp., *Aulacoseira* spp.

Основные черты пространственно-временной изменчивости донных отложений. По результатам исследования донных отложений выделено 6 осадочных слоев, которые характеризуют основные этапы осадконакопления в котловине озера и изменения ОУМ (рис. 6, (а)). Слои 1 и 2 включают минеральные отложения, вскрытые в основании разреза. Слой 1 разделен на два прослоя. К *прослою 1a* отнесены бежево-коричневые глины и алевроиты из скважины ST2 (628–649 см). *Прослой 1b* включает сизо-серые глины и алевроиты из скважины ST2 (616–628 см), песчано-алевритовые отложения из скважины ST3 (351–352 см), и, предположительно, — песчаные (146–155 см) и глинисто-песчаные алевроиты (135–146 см) из скважины ST4. Для слоя 1 характерны увеличение размеров частиц и ухудшение сортировки отложений от центра котловины к ее бортам и вверх по разрезу, а также низкое, постепенно возрастающее снизу вверх содержание ОВ. *Слой 2* представлен алевроитами и глинами с незначительными включениями песка (ST2; 610–616 см) и быстро увеличивающимся снизу вверх содержанием ОВ. Отложения слоев 1 и 2 не содержат кремниевых микрофоссилий. Возраст осадков по дате из скважины ST2 — более ~12.1 тыс. кал. л. н. (табл. 1).

К *слою 3* отнесен торф из скважин ST2 (540–610 см) и ST3 (301–351 см). Возраст отложений — ~10.5–9.1 тыс. кал. л. н., установлен по трем датам (табл. 1). На бортах котловины мощность торфа уменьшается, при этом содержание минеральной фракции, а в ней — песка, увеличивается. К *слою 4* отнесены слоистые органо-минеральные отложе-

Fig. 6. Correlation of Srednyaya Tret' Lake bottom sediment sections (a) and a schematic transverse profile through the basin of the lake (b).

Fragment (a) — 1 — mud with sand and silt; 2 — gittja, layered; 3 — gittja with sand and silt; 4 — peat with silt, clay and fine-grained sand; 5 — clay and silt with single grains of sand; 6 — clay and silt with sand (less than 2%); 7 — silt and clay with sand (up to 3%) from bluish-gray to gray-brown; 8 — silt and sand with clay and with layers of sand and gravel; 9 — silt, sand and clay, unsorted; 10 — silt and sand; 11 — fine- and medium-grained sand; 12 — medium-grained sand with gravel, fine gravel and pellets of dense silt; 13 — silt and sand with layers of peat; 14 — sand with layers of poorly decomposed plant remains; 15 — wood fragments; 16 — horizontal lamination; 17 — AMS-dates (k. cal. BP). The results of analytical studies are shown on the right of the sections: 18 — loss on ignition 550 degrees Celsius, %; 19 — granulometric composition, % (a — sand, b — silt, c — clay); 20 — organic carbon (a) and nitrogen (b) content, %; 21 — ratio C/N; 22 — results of diatom analysis (a — there are no diatoms, b — rare freshwater diatoms, c — freshwater diatoms).

Fragments (a, b) — 23 — the sedimentary layers (the digit in the oval contour is the layer number; for a description, see in the text). Fragment (b) — 24 — relief surface; 25 — moraine top; 26 — lake basins; 27 — position of boreholes and sequence of sedimentary layers (digit — layer number); 28 — aeolian sands on cliffs and slopes of the lake basin; 29 — sediments exposed in cliffs (a — moraine, siltstones and clays, b — sands); 30 — beach and tidal drainage (sand, gravel, pebbles); 31 — stream beds; 32 — the direction of flows in the estuary of the Ruch'i River; 33 — current position of the sea level (according to (Kondrin, Korablina, Arkhipkin, 2018, Pre-calculation..., 2023) and the results of DGPS profiling (a — mean low water springs, b — mean high water springs, c — during storm surges of rare recurrence); 34 — the estimated position of the sea level in the maximum of the Tapes transgression. The arrows show the elements of coastal morpholithodynamics: 35 — erosion of cliffs (the number is the speed according to Lugovoy, Repkina, 2019); 36 — sand influx due to erosion of cliffs; 37 — the removal of sand by wind-sand flows; 38 — directions of effective winds.

ния из скважины ST3 (252–301 см), накопившиеся на приморском борту котловины позже ~9.1 тыс. кал. л. н. (табл. 1). Ближе к берегу озера они замещаются песками (скважина ST1), а на дне котловины — опесчаненной гиттией (скважина ST2). Для отложений слоев 3 и 4 определен пресноводный комплекс диатомей.

К слоям 5 и 6 отнесены озерные отложения. На дне котловины это гиттия и илы, а на ее приморском борту — пески.

В разрезе скважин ST1 и ST2 слои 4 и 5 не расчленены (рис. 6). В скважине ST4 современные илы слоя 6 залегают на размытой кровле плотных глинисто-песчаных алевритов слоя 1.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате исследований получены новые фактические данные об изменении ОУМ на восточном берегу пролива Горло в позднеледниковье — начале голоцена (ранее ~12.1–9.1 тыс. кал. л. н.), что позволило дополнить предшествующие реконструкции (Шилова и др., 2019) и составить кривую изменения ОУМ для интервала времени более ~12.1 тыс. кал. л. н.

Позднеледниковая трансгрессия и начало гляциоизостатической регрессии (ранее ~12.1 тыс. кал. л. н.)

Дата ~12.1 тыс. кал. л. н. из кровли минеральных отложений, выстилающих ложе котловины оз. Средняя Треть (слои 1 и 2 на рис. 6), позволяет сопоставить их накопление со временем позднеледниковой гляциоизостатической трансгрессии.

На беломорском и баренцевоморском побережьях Кольского п-ова трансгрессия датирована близкими интервалами времени: ~13.5–11.5 тыс. кал. л. н. (Колька и др., 2005; Корсакова и др., 2016; Корсакова, 2022) и ~13.8–11.6 тыс. кал. л. н. (Толстоброва и др., 2022), и протекала в условиях фронтально-ареальной дегляциации (Корсакова, 2022). В проливе Горло в это время существовал приледниковый бассейн со спокойными гидродинамическими условиями, имевший связь с морем и большую часть года закрытый сезонным льдом (Соболев и др., 1995; Соболев, 2008; Рыбалко и др., 2017).

На восточном берегу пролива, между м. Инцы и устьем р. Ручьи береговые линии крупного бассейна выявлены на высотах не более 15 м над у. м. Эту высоту мы принимаем за максимальное положение ОУМ в поздне- и послеледниковое время. Однако не исключено более высокое — 20 м (Астафьев..., 2012) или более низкое — 12–12.5 м над у. м. положение ОУМ.

В нижнем течении р. Ручьи абразионно-эрозионные береговые линии на высотах 12–15 м над у. м. очерчивают контуры ингрессионного залива. Между моренными грядами, сложенными плот-

ными валунными суглинками (Астафьев и др., 2012), залив узкий, с крутыми эрозионными бортами, а на левобережье реки разделяется на несколько “рукавов”. Они огибают возвышенные участки ледниковых равнин, а также отдельные гряды и холмы. Анализ строения рельефа показал, что котловина оз. Средняя Треть находилась в пределах одного из таких “рукавов” (рис. 1, (б, в)). При этом р. Ручьи впадала в залив не менее чем в 25 км выше современного устья, а открытый берег пролива Горло располагался мористее современной береговой линии и имел извилистые очертания, наследующие контуры моренных гряд (Невесский и др., 1977). Учитывая, что отложения позднеледниковой трансгрессии вскрыты на прибрежном мелководье (скважины 3–3 и 12–81 на рис. 1, (б)) (Оборин, 1991; Соболев и др., 1995; Соболев, 2008; Астафьев и др., 2012), можно полагать, что берег пролива Горло находился не дальше, чем в 6–7 км от современной береговой линии. Таким образом, понижение в кровле морены, ставшее впоследствии котловиной оз. Средняя Треть, располагалось на дне ледовитого пролива или залива, в зоне смещения почти пресных вод пролива Горло (Соболев и др., 1995; Соболев, 2008) и речных вод, поступавших со стоком р. Ручьи.

Обстановку ранних этапов накопления осадков в котловине оз. Средняя Треть характеризуют глины и алевриты из нижних горизонтов скважин ST2, ST3 и ST4 (слои 1 и 2 на рис. 6). По данным георадиолокационного профилирования и бурения, отложения слоев 1 и 2 выстилают ложе котловины, имеют незначительную мощность, большую в понижениях и меньшую на грядах.

По стратиграфическому положению наиболее древними осадками являются бежево-коричневые глины и алевриты (1а на рис. 6) с содержанием ОВ менее 6.2%, $C_{орг}$ — менее 0.8%, и $N_{орг}$ — менее 0.07%, вскрытые в подошве донных отложений наиболее глубокой северо-восточной котловины озера (скважина ST2; 628–649 см). Преобладание глинистой фракции над алевритовой в верхней части прослая позволяет считать, что осадки формировались в спокойных гидродинамических условиях.

Следующий этап развития бассейна характеризуют отложения прослая 1b (рис. 6). В сизо-серых глинах и алевритах, накопившихся на дне котловины (ST2; 616–628 см), увеличение вверх по разрезу содержания алеврита и песка говорит о понижении уровня водоема и увеличении гидродинамической активности. На бортах котловины формировались более грубые осадки — песчаные алевриты (ST3; 351–352 см), песчаные и глинисто-песчаные алевриты (ST4; 135–146 и 146–155 см). Увеличение содержания ОВ (до ~6%), $C_{орг}$ (до ~2%) и $N_{орг}$ (до ~0.2%) говорит о повышении биологической продуктивности водоема.

Соотношение $C_{\text{орг}}/N_{\text{орг}}$ от 4 до 11.9 в отложениях слоя 1 соответствует автохтонному происхождению ОВ (Хатчинсон, 1969). Согласно (Lamb et al., 2006) значения C/N менее 10 указывает на накопление органического вещества в условиях крупного водоема. В современных донных осадках Белого моря значительная часть ОВ имеет аллювиальное происхождение, а значение C/N уменьшается в песках и возрастает в тонких осадках (Леин, Лисицын, 2017). В проливе Горло среднее значение C/N составляет ~ 9.9 , а в Двинском заливе, куда поступает сток р. Северной Двины, — 10.1, при диапазоне значений от 8.12 до 15.86 (Беляев, 2015). Таким образом, соотношение C/N в отложениях слоя 1 не противоречат условиям накопления осадков на периферии крупного водоема вблизи устья реки. Резкие изменения величины C/N могут быть связаны с механическим составом донных отложений. Содержание $C_{\text{орг}}$ (0.5–2%) больше, чем в отложениях, сформировавшихся в позднеледниковые — раннем голоцене на дне крупных заливов Белого моря — Кандакшского (<0.1%) и Двинского (0.4%) и (Новичкова и др., 2017; Рыбалко и др., 2017) не подтверждает вероятность формирования отложений слоя 1 в замкнутой котловине, блокированным мертвым льдом.

Таким образом, глины и алевроиты слоя 1, накопившиеся ранее ~ 12.1 тыс. кал. л. н., могут быть отнесены к отложениям позднеледниковой трансгрессии. Прослой 1а характеризует, вероятно, фазу повышения, а про прослой 1б — понижения ОУМ. Отсутствие диатомей и общая “безжизненность” осадков соответствуют суровому климату этого времени и отмечены для отложений трансгрессии как на побережье (Шилова и др., 2019; Kublitskiy et al., 2023), так и на дне (Agafonova et al., 2020) Белого моря.

Алевроиты и глины слоя 2 (ST2; 610–616 см) характеризуют как понижение уровня воды в котловине, так и развитие биологической продуктивности водоема. Об этом свидетельствует увеличение содержания ОВ и $C_{\text{орг}}$, а в минеральной фракции осадка — доли песка (рис. 4, б). Вместе с тем отложения остаются “безжизненными” а по условиям образования — автохтонными ($C_{\text{орг}}/N_{\text{орг}}$ 11). Вероятно, в этот период (~ 12.1 –12 тыс. кал. л. н.) уровень моря был близок к порогу стока котловины — 6.2 м над у. м. (рис. 7).

Таким образом, минеральные отложения базальной части разреза накопились ранее ~ 12.1 тыс. кал. л. н., при повышении ОУМ во время позднеледниковой трансгрессии (прослой 1а) и его последующего понижения (прослой 1б, слой 2) в начале гляциоизостатической регрессии.

Регрессия раннего голоцена (?11.5–9.1 тыс. кал. л. н.) и начало трансгрессии Талес. Представления о динамике ОУМ в раннем голоцене дает анализ

донных отложений слоя 3, представленного торфом с возрастом подошвы ~ 10.5 –10.3, а кровли ~ 9.1 тыс. кал. л. н., высоким содержанием ОВ и соотношением $C_{\text{орг}}/N_{\text{орг}}$ 11.8–38.7 (рис. 6). Торф залегает в наиболее глубокой части озерной котловины (скважина ST2, 516–610 см; скважина ST3; 300–351 см) на отложениях позднеледниковой трансгрессии. Его мощность возрастает к центру котловины почти в 2 раза — от 51 до 100 см. На северном борту котловины в верхах торфа (скважина ST3; 300–311 см) увеличивается содержание песка. Исходя из данных о возрасте (~ 10.5 –9.1 тыс. кал. л. н.) и мощности (51 см) торфа в скважине ST3, средняя скорость его накопления может быть оценена как ~ 0.36 мм/год. Если принять, что торф накапливался равномерно, возраст подошвы обогащенного песком интервала можно ориентировочно оценить в ~ 9.4 тыс. кал. л. н. По данным диатомового анализа начало образования торфа связано, видимо, с заболачиванием ранее осушенной поверхности и характеризуется постепенным формированием сообщества пресноводных (озерно-болотных) диатомей при постепенно увеличивающемся обводнении.

Таким образом, котловина оз. Средняя Треть была полностью осушена не позднее ~ 10.5 –10.3 тыс. кал. л. н., во время региональной гляциоизостатической регрессии. В западной части Белого моря она датирована интервалом ~ 11.5 –9.8 тыс. кал. л. н. (Корсакова, 2022), а в юго-восточной — ~ 10.6 –9.5 тыс. кал. л. н. (Шилова и др., 2019; Zaretskaya et al., 2020; Kublitskiy et al., 2023 и др.). Полученные нами даты позволяют предположить, что на восточном берегу пролива Горло регрессия началась ранее ~ 12.1 тыс. кал. л. н., что соответствует представлениям (Huges et al., 2015 и др.) о его более раннем, по сравнению с побережьем Кольского полуострова, освобождении от ледника. Однако дата начала регрессии радиоизотопными методами не определена.

Предельную величину понижения ОУМ (до — 20 м над у. м.) определяют (Невесский и др., 1977; Оборин и др., 1991; Соболев, 2008) по положению уступа абразионно-аккумулятивной террасы на дне пролива и находкам торфа на ее поверхности (скв. 12–81 на рис. 1). Однако время накопления торфа было определено по спорово-пыльцевым данным, и, таким образом, глубину и хронологию регрессии можно оценить только ориентировочно (рис. 7).

Уровень моря вновь достиг современного ~ 9.5 тыс. кал. л. н., что было подтверждено (Шилова и др., 2019) данными диатомового анализа и датирования отложений у м. Инцы (т. 335, табл. 1, рис. 7). Повышение ОУМ и резкое уменьшение продолжительности ледового периода в интервале ~ 9.8 –9.3 тыс. кал. л. н. (Новичкова, 2008) привело, по-видимому, к активизации размыва берега.

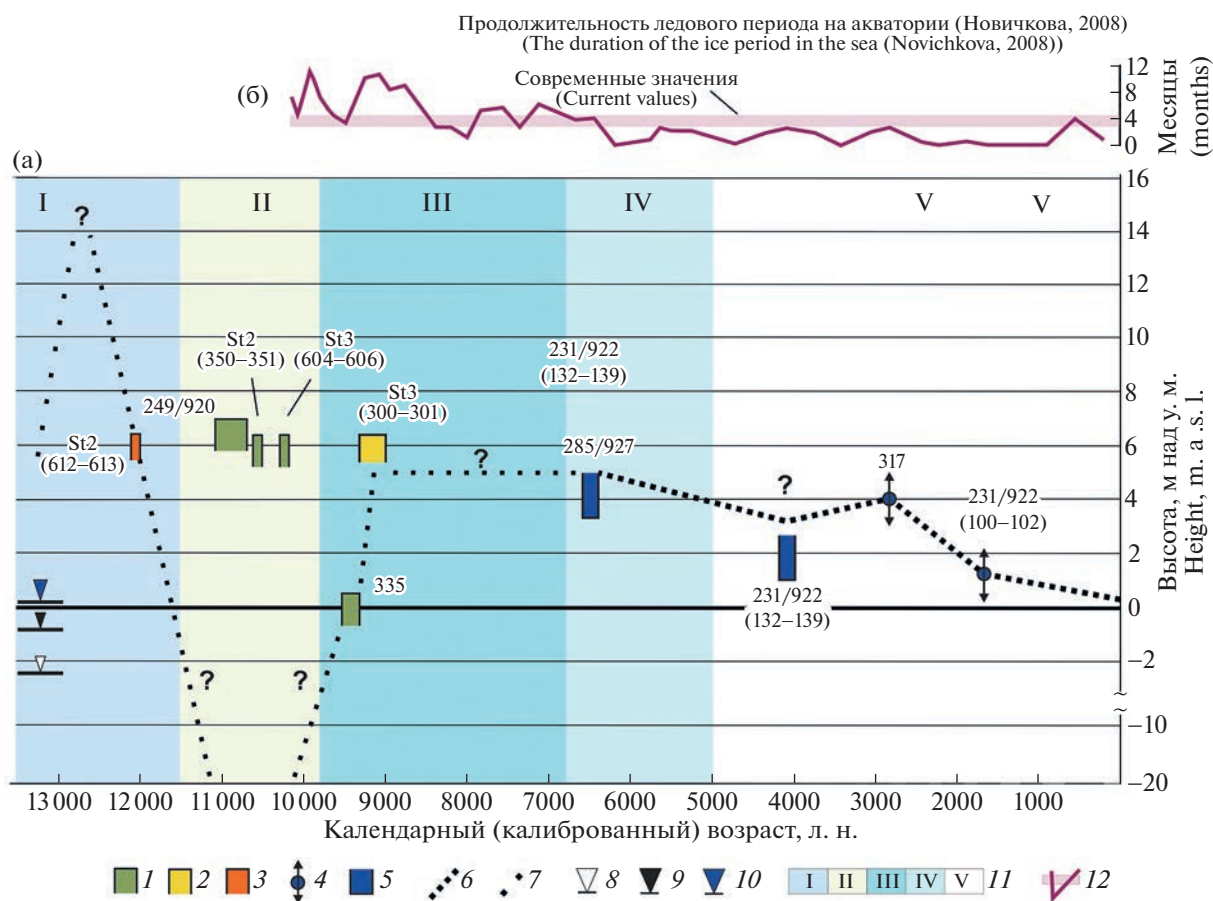


Рис. 7. Изменения относительного уровня моря на восточном берегу пролива Горло на участке м. Инцы – озеро Средняя Треть – устье р. Ручьи.

(а) – индикаторы положения ОУМ. Даты из отложений, накопившихся: выше уровня моря: 1 – озерно-болотные отложения (торф), 2 – озерно-болотные и эоловые отложения (переслаивание торфа и песка; пресноводный комплекс диатомей); в переходных условиях: 3 – отложения постизоляционного водоема (алевриты и глины, содержание ОВ быстро увеличивается; диатомей отсутствуют); 4 – отложения осушек и маршей (пески, алевриты, торф) (по Шилова и др., 2019); сформировавшиеся в прибрежно-морских условиях: 5 – отложения литорали (песок, преобладают морские виды диатомей) (по Шилова и др., 2019). Литологические характеристики и возраст образцов приведены в (табл. 1). Кривая изменения относительного уровня моря: 6 – обоснована датами и результатами диатомового анализа; 7 – предполагаемая. В современной береговой зоне: 8 – уровень моря в малую воду, 9 – уровень моря в полную воду, 10 – максимальная высота штормовых нагонов. 11 – этапы изменения ОУМ по (Корсакова, 2022): I – позднеледниковая трансгрессия; II – гляциоизостатическая регрессия; ранне-среднеголоценовая трансгрессия: III – начало, IV – завершение; V – позднеголоценовая регрессия.

(б) – 12 – продолжительность ледового периода на акватории (месяцы). Горизонтальной линией показаны современные значения (Новичкова, 2008).

Fig. 7. Relative Sea Level dynamics of the Gorlo Strait in the area of Cape Intsy – Srednyaya Tret' Lake – the mouth of the Ruch'i River.

(a) – Indicators of position of the relative sea level. Dated sediments in the uplifted terrain: 1 – lake-swamp deposits (peat, peaty loam); in transitional conditions, 2 – lacustrine-swamp and aeolian deposits (interlayering of peat and sand, freshwater diatom complex); 3 – deposits of a post-isolation water body (silt and clay; organic matter content is rising rapidly; absence of diatoms); 4 – deposits of tidal flats and marshes (sands, silt, peat) after (Shilova et al., 2019); formed under near-shore marine conditions: 5 – littoral deposits (sand, marine diatom species are dominated) after (Shilova et al., 2019). Lithological characteristics and age of samples are given in (tabl. 1). Curve of changes in relative sea level: 6 – based on dates and results of diatom analysis; 7 – hypothetical. In the modern coastal zone: 8 – mean low water springs, 9 – mean high water springs, 10 – maximum observed storm surge. 11 – stages of sea level change according to (Korsakov, 2022): I – late glacial transgression; II – glacioisostatic regression; Early-Middle-Holocene (Tapes) transgression: III – onset, IV – completion; V – late Holocene regression.

(b) – 12 – The duration of the ice period in the sea (months). The horizontal line shows current values (Novichkova, 2008).

Судя по резкому увеличению в донных отложениях оз. Средняя Треть содержания песка, около ~9.4 тыс. кал. л. н. котловина озера оказалась в зоне ближнего эолового переноса (рис. 1, (в);

рис. 6, (б)), ширина которой в современных условиях составляет 1–2 км (Репкина и др., 2022). Известно, что окончание дегляциации сопровождалось увеличением силы ветров и переувлажнением

флювиогляциальных отложений (Lancaster et al., 2016; Величко и др., 2017 и др.), что отмечено также на Терском берегу Белого моря (Timireva et al., 2022). Однако, несмотря на наличие в ближайших окрестностях котловины оз. Средняя Треть водно-ледниковых песков, содержание песчаных частиц в донных осадках котловины оз. Средняя Треть увеличилось значительно позже, тогда как наиболее древние отложения практически не содержат песка, что может свидетельствовать в пользу поступления песка из береговой зоны (рис. 6). На берегах Мирового океана дальность эолового выноса песка варьирует в зависимости от силы и направления ветров, состава и баланса наносов, а также ландшафтных и геоморфологических условий от сотен метров до нескольких километров (Айбулатов, 1990; Сафьянов, 1996; Выхованец, 2003 и др.). Не исключено, что в раннем голоцене ширина зоны ближнего эолового переноса в районе исследования отличалась от современной.

С повышением ОУМ было связано, вероятно, подтопление котловины, отмеченное в верхах торфа по данным диатомового анализа. Согласно палеоклиматическим реконструкциям (Елина и др., 2000) интервал времени 9.5–9.4 тыс. кал. л. н. не отличался повышенной влажностью, поэтому подтопление котловины в результате подъема ОУМ представляется достаточно вероятным.

Быстрое повышение и стабилизация ОУМ во время трансгрессии Тапес (9.1–6.7–6.3 тыс. кал. л. н.). По данным предшествующих исследований “верхняя морская граница” голоценовой трансгрессии находилась на высоте 4 м (Шилова и др., 2019) или 7 м над у. м. (Репкина и др., 2019). Изучение донных отложений оз. Средняя Треть и береговых линий в окрестностях котловины озера позволили разрешить это противоречие.

Судя по высоте тылового шва аллювиально-морской террасы в нижнем течении р. Ручьи, уровень моря во время трансгрессии Тапес не был выше ~5 м над у. м. (рис. 6, рис. 7). В донных отложениях оз. Средняя Треть с максимумом трансгрессии и последующей стабилизацией уровня моря могут быть сопоставлены слоистые органо-минеральные отложения слоя 4, накопившиеся после ~9.1 тыс. кал. л. н. (рис. 6). Состав диатомовых ассоциаций указывает на субэаральные условия их формирования. Скачкообразное уменьшение содержания ОВ до 1.4%, $C_{\text{общ}}$ до 0.96%, $N_{\text{общ}}$ до 0.03%, а значения $C_{\text{орг}}/N_{\text{орг}}$ до 5 в прослое песчаных алевритов (скважина ST3; 297–300 см) могут быть объяснены гранулометрическим составом осадков. Ритмичное чередование минеральных и органо-генных отложений, а также закономерное уменьшение количества и мощности минеральных прослоев от приморской части котловины (скважина ST2) к ее центру (скважи-

на ST3), связаны, вероятно, с активным эоловым выносом наносов с морского берега (рис. 6). Интенсивному разрушению берега и обильному поступлению песков способствовало уменьшение продолжительности ледового периода (Новичкова, 2008). В условиях потепления климата (Елина и др., 2000) скорость размыва могла быть выше современной за счет термоабразии и термоэрозии. Уменьшение содержания песка на контакте с типичными озерными осадками в скважине ST3 соответствует, вероятно, началу медленного понижения ОУМ ~6.7–6.3 тыс. кал. л. н. (т. 285/927 в табл. 1, на рис. 7), установленному по данным диатомового анализа в районе м. Инцы (Шилова и др., 2019).

При положении ОУМ на высоте ~5 м над у. м. берег ингрессионного залива, сформировавшегося в нижнем течении р. Ручьи, находился в непосредственной близости от котловины озера (рис. 1, (в)). Вероятно, котловина заполнялась пресными водами как в результате гидрологического подпора, так и за счет увеличившейся влажности климата (Елина и др., 2000).

Полученная оценка высоты “верхней морской границы” трансгрессии Тапес ~5 м над у. м. не противоречит результатам предыдущих исследований (Шилова и др., 2019; Репкина и др., 2019). Различия высоты использованных ранее индикаторов изменения уровня моря — аккумулятивных береговых линий (5–7 м над у. м.) и кровли морских отложений, содержащих диатомовые ассоциации, характерные для литорали (4 м над у. м.), находятся в интервале краткосрочных колебаний уровня на современных берегах (до 4 м).

Незначительные колебания и понижение ОУМ (позже ?6.3 тыс. кал. л. н.). Слои 5 и 6 донных отложений оз. Средняя Треть представлены типичными озерными осадками и не содержат информации об изменении ОУМ. Для этого интервала времени кривая колебаний уровня (рис. 7) построена по данным диатомового анализа (Шилова и др., 2019) с учетом полученных в данной работе сведений о современных колебаниях уровня моря (рис. 6, (б)).

ВЫВОДЫ

1. В нижнем течении р. Ручьи выделены две абразионно-эрозионные береговые линии (12–15 и 4–5 м над у. м.). Они очерчивают контуры ингрессионных заливов, существовавших по время позднеледниковой и ранне-среднеголоценовой (Тапес) трансгрессий. Конфигурация береговых линий позволяет предполагать, что котловина оз. Средняя Треть в позднеледниковую трансгрессию располагалась на дне залива, а во время трансгрессии Тапес — в непосредственной близости от его берега.

2. На основе георадиолокационного профилирования, литологического описания, радиоуглеродного датирования (АМС) и аналитических исследований (гранулометрический и диатомовый анализы, определение содержания органического вещества и массовой доли углерода и азота) в донных отложениях оз. Средняя Треть выделено 6 осадочных слоев. Изменения состава и свойств по вертикали и латерали характеризуют изменения относительного уровня моря и условий накопления осадков прибрежного водоема.

Глины и алевроиты, выстилающие дно котловины (слои 1 и 2), накопились ранее ~12.1 тыс. кал. л. н. при повышении ОУМ во время позднеледниковой трансгрессии и его последующего понижения в начале гляциоизостатической регрессии. Соотношение C/N (4–11.9) не противоречит условиям накопления отложений на периферии крупного приледникового водоема вблизи устья реки.

Торф, иногда с существенными включениями минеральных частиц (слой 3), накопился ~10.5–9.1 тыс. кал. л. н. в осушенной котловине озера во время регрессии раннего голоцена и в начале голоценовой трансгрессии. Увеличение содержания песков на приморском борту котловины (~9.4 тыс. кал. л. н.) может свидетельствовать о приближении береговой линии к котловине озера и высоком положении относительного уровня моря.

Отложения слоев 4–6 – слоистые органо-минеральные осадки, гиттия, илы и пески, накапливались в условиях пресноводного водоема. На их распределение в котловине озера влияли поступление эоловых песков с морского берега и колебания уровня грунтовых вод. На приморском борту котловины во время максимума голоценовой трансгрессии (~9.1 тыс. кал. л. н.) и последующей стабилизации уровня на ~5 м над у. м. формировались слоистые органо-минеральные отложения, а в центре котловины и на южной периферии озера – гиттия с включениями песка (слой 4). Отложения слоев 5 и 6 накапливались, по-видимому, после понижения уровня моря ~6.7–6.3 тыс. кал. л. н. Вблизи берега моря они представлены песком, а на остальной части котловины – гиттией и илами.

3. Изменения относительного уровня моря на восточном побережье Горла Белого моря в районе м. Инцы – устья р. Ручьи представляются следующим. Позднеледниковая трансгрессия завершилась ранее ~12.1 тыс. кал. л. н., а ее относительный уровень был не выше ~15 м над у. м. После глубокой (до –20 м) регрессии уровень моря в начале ранне-среднеголоценовой трансгрессии Тапес (~9.5 тыс. кал. л. н.) приблизился к современному, а в максимум трансгрессии (~9.1 тыс. кал. л. н.) находился на высоте ~5 м над у. м.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследования выполнены при поддержке проектов ГЗ ИГ РАН FMGE-2019-0005 (геоморфологические исследования, георадиолокационные исследования), ГЗ № 2023-2025 VRFY-2023-0010 (палеолимнологические исследования), ГЗ № 121040100323-5 (съемка БПЛА, DGPS), ГЗ № 121051100167–1 (диатомовый анализ) и РНФ № 22-27-00499 (аналитические исследования кернов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айбулатов Н.А. (1990). Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Л.: Гидрометеиздат. 271 с.
- Архипкин В.С., Добролюбов С.А., Мысленков С.А. и др. (2015). Волновой климат Белого моря // Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики / Под ред. С.А. Соколатова. Т. 1. М.: Лига-Вент. С. 48–58.
- Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Воинова О.А. и др. (2012). Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Л. Q-37 – Архангельск. Объяснительная записка. СПб.: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ. 302 с.
- Бадюкова Е.Н., Соловьева Г.Д. (2015). Прибрежные эоловые формы и колебания уровня моря // Океанология. Т. 55. № 1. С. 139–146. <https://doi.org/10.7868/S0030157415010013>
- Беляев Н.А. (2015). Органическое вещество и углеводородные маркеры Белого моря. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук М.: ИО РАН. 24 с.
- Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В. и др. (2017). История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и в начале голоцена // Лед и снег. Вып. 57. № 3. С. 391–416.
- Выхованец Г.В. (2003). Эоловый процесс на морском берегу. Одесса: Астропринт. 368 с.
- Гельман Н.Э., Терентьева Е.А., Шанина Т.М. (1987). Методы количественного органического элементного микроанализа. М.: Химия. 292 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море (1991) / Под ред. Б.Х. Глуховского, Ф.С. Терзиева. Л.: Гидрометеиздат. 240 с.
- Евзеров В.Я., Корсакова О.П., Колька В.В. (2007). История развития морских бассейнов в Беломорской депрессии за последние 130 тысяч лет (состояние вопроса и перспективы исследований) // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. № 67. С. 54–65.
- Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. (2000). Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 242 с.
- Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Ручкин М.В. и др. (2022). Побережье Белого моря в пределах Русской плиты в позднем неоплейстоцене // Известия РАН. Сер. географическая. Т. 86. № 6. С. 898–913. <https://doi.org/10.31857/S2587556622060164>
- Зоренко Т.Н., Ершов Л.А., Затульская Т.Ю. (1993). Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:200 000. Серия Онежская. Ли-

- сты Q-37-XXII, XXIII, XXIV. Объяснительная записка. СПб.: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ. 56 с.
- Каплин П.А., Селиванов А.О. (1999). Изменение уровней морей России и развитие берегов. М.: ГЕОС. 299 с.
- Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я. и др. (2005). Последледниковые гляциоизостатические движения на Северо-Востоке Балтийского шита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ РАН. С. 15–25.
- Кондрин А.Т., Кораблина А.Д., Архипкин В.С. (2018). Результаты численного моделирования штормовых нагонов в Белом море // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5. География. № 2. С. 43–52.
- Корсакова О.П. (2022). Побережье Белого моря в пределах Фенноскандинавского кристаллического шита в неоплейстоцене и голоцене // Известия РАН. Сер. географическая. Т. 86. № 6. С. 883–897. <https://doi.org/10.31857/S258755662206005X>
- Лаврова М.А. (1960). Четвертичная геология Кольского полуострова. М.—Л.: Изд-во АН СССР. 233 с.
- Леин А.Е., Лисицын А.П. (2017). Процессы раннего диагенеза в арктических морях (на примере Белого моря) // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир. С. 16–84.
- Сафьянов Г.А. (1996). Геоморфология морских берегов. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ. 400 с.
- Соболев В.М. (2008). Состав, стратиграфия позднечетвертичных отложений Горла Белого моря и основные черты его палеогеографии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: МГУ. С. 144–156.
- Соболев В.М., Алешинская З.В., Полякова Е.И. (1995). Новые данные о палеогеографии Белого моря в позднем плейстоцене-голоцене // Корреляция палеогеографических событий: континент-шельф-океан. М.: МГУ. С. 120–129.
- Старовойтов А.В. (2008). Интерпретация георадиолокационных данных. Учебное пособие. М.: МГУ. 192 с.
- Субетто Д.А. (2009). Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. Научная монография. СПб.: РГПУ им. А.И. Герцена. 339 с.
- Тимирева С.Н., Филимонова Л.В., Зюганова И.С. и др. (2022). Изменения окружающей среды Терского берега Белого моря (Кольский полуостров) в голоцене по данным комплексного изучения болота Кузоменский мох // Геоморфология. № 3. С. 39–50. <https://doi.org/10.31857/S0435428122030178>
- Толстоброва А.Н., Корсакова О.П., Толстобров Д.С. (2022). Позднеледниково-голоценовая стратиграфия донных отложений из котловин малых изолированных озер баренцевоморского побережья (Кольский регион) // Вестник геонаук. № 6. С. 26–37. <https://doi.org/10.19110/geov.2022.6.3>
- Хатчинсон Д. (1969). Лимнология. Географические, физические и химические характеристики озер. М.: Прогресс. 591 с.
- Шилова О.С., Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю. (2019). Голоценовые отложения юго-восточного побережья Горла Белого моря: новые данные диатомового и радиоуглеродного анализов // ДАН. Т. 488. № 6. С. 661–666. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524886661-666>
- Яндекс-Карты. [Электронный ресурс]. URL: <https://yandex.ru/maps/> (дата обращения: 01.01.2023)
- Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И. (1986). Методы определения осадочных пород. Л.: Недра. 240 с.
- МИ № 88-16365-010-2017 Донные отложения водоемов. Определение гранулометрического состава ситовым и пипеточным методами. Введена 26.12.2017. (2017). Архангельск. 12 с.
- Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. (1977). Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука. 236 с.
- Немировская И.А., Будько Д.Ф. (2023). Органические соединения и металлы в осадках отделившихся водоемов Кандакшского залива Белого моря // Геохимия. Т. 68. № 2. С. 197–216.
- Новичкова Е.А., Рейхард Л.Е., Лисицын А.П. и др. (2017). Новые данные по истории развития Двинского залива Белого моря в голоцене // ДАН. Т. 474. № 3. С. 365–369. <https://doi.org/10.7868/S086956521715021X>
- Оборин С.В., Шукин И.А., Соболев В.М. (1991). Геологическое строение и полезные ископаемые Горла Белого моря. Отчет Морской геолого-геофизической партии о результатах геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000, проведенных в 1988–1991 годах. Новодвинск: ГП “Архангельское геологическое”. 289 с.
- Победоносцев С.В., Розанов Л.Л. (1971). Современные вертикальные движения берегов Белого и Баренцева морей // Геоморфология. № 3. С. 57–62.
- Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П. и др. (2014). Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря // ДАН. Т. 454. № 4. С. 467–473. <https://doi.org/10.7868/S0869565214040203>
- Предрасчет приливов. [Электронный ресурс]. URL: <http://portal.esimo.ru/portal/portal/esimo-user/services/tides> (дата обращения: 17.05.2023)
- Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Субетто Д.А. и др. (2017). Морфодинамика берегов северо-запада Онежского полуострова Белого моря в голоцене. Губа Конохова // Тр. КарНЦ РАН. № 8. С. 1–19.

- Agafonova E., Polyakova Y., Novichkova Y. (2020). The diatom response to Postglacial environments in the White Sea, the European Arctic // *Marine Micropaleontology*. Vol. 161. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2020.101927>
- Baranskaya A.V., Khan N., Romanenko F.A. et al. (2018). A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast // *Quat. Sci. Rev.* Vol. 199. P. 188–205. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.033>
- Bird E.C.F. (2008). *Coastal geomorphology: an introduction*. Second edition. Chichester, Hoboken, NJ: Wiley. 411 p.
- Creel R.C., Austermann J., Khan N.S. et al. (2022). Postglacial relative sea level change in Norway // *Quat. Sci. Rev.* Vol. 282. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107422>
- Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjaer K.H. et al. (2006). The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // *Boreas*. Vol. 35. P. 425–433.
- Donner J., Eronen M., Jungner H. (1977). The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // *Norsk Geografisk Tidsskrift*. Vol. 31. Iss. 3. P. 103–128. <https://doi.org/10.1080/00291957708552013>
- Ekman I., Iljin V. (1995). Deglaciation, the Young Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas // *Glacial deposits in North-east Europe*. Rotterdam: Balkema. P. 195–209.
- FABDEM (Forest And Buildings removed Copernicus DEM) [Электронный ресурс]. URL: <https://www.fathom.global/product/fabdem/> (дата обращения: 01.02.2023).
- Heiri O., Lotter A., Lemeke G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // *J. Paleolimnol.* Vol. 25. P. 101–110. <https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. (2015). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction. DATED-1 // *Boreas*. Vol. 45. Iss. 1. P. 1–45. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Khan N.S., Vane C.H., Engelhart S.E. et al. (2019). The application of $\delta^{13}\text{C}$, TOC and C/N geochemistry of mangrove sediments to reconstruct Holocene paleoenvironments and relative sea levels, Puerto Rico // *Marine Geology*. Vol. 415. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.105963>
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2022a). Chapter 12 – European Russia: glacial landforms during deglaciation // *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation* / D. Palacios, P.D. Hughes, J.M. Garcia-Ruiz, N. Andres (Eds.). Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. P. 105–110. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00025-5>
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2022b). Chapter 31 – European Russia: glacial landforms from the Bølling-Allerød Interstadial // *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation* / D. Palacios, P.D. Hughes, J.M. Garcia-Ruiz, N. Andres (Eds.). Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier. P. 305–310. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00014-0>
- Korsakova O.P., Kolka V.V., Tolstobrova A.N. et al. (2016). Lithology and late postglacial stratigraphy of bottom sediments in isolated basins of the White Sea coast exemplified by a small lake in the Chupa settlement area (Northern Karelia) // *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol. 24 (3). P. 294–312. <https://doi.org/10.1134/S0869593816030035>
- Kublitskiy Yu., Repkina T., Leontiev P. et al. (2023). Reconstruction of relative sea-level changes based on a multiproxy study of isolated basins on the Onega Peninsula (White Sea, northwestern Russia) // *Quat. Int.* P. 79–95. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.016>
- Lamb A.L., Wilson G.P., Leng M.J. (2006). A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material // *Earth-Sci. Rev.* Vol. 75. Iss. 1–4. P. 29–57. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.10.003>
- Lancaster N., Wolfe S., Thomas D. et al. (2016). The INQUA Dunes Atlas chronologic database // *Quat. Int.* Vol. 410. Part B. P. 3–10.
- Larsen E., Kjar K.H., Demidov I.N. et al. (2006). Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // *Boreas*. Vol. 35. Iss. 3. P. 394–424. <https://doi.org/10.1080/03009480600781958>
- Lugovoy N.N., Repkina T.Yu. (2019). Coastal dynamics of the accumulative Intsy cape (Zimniy Coast of the White sea) // *INQUA 2019 Abstracts*. P–3007.
- Lunkka J.-P., Putkinen N., Miettinen A. (2012). Shoreline displacement in the Belomorsk area, NW Russia during the younger Dryas stadial // *Quat. Sci. Rev.* Vol. 37. P. 26–37. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.023>
- Meyers P.A. (1994). Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter // *Chemical Geology*. Vol. 114 (3–4). P. 289–302. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0)
- Ramsay W. (1898). Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit // *Fennia*. Bd. XVI. No. 1. P. 1–151.
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon*. Vol. 62. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Rosentau A., Klemann V., Bennike O. et al. (2021). A Holocene relative sea-level database for the Baltic Sea // *Quat. Sci. Rev.* Vol. 266. P. 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107071>
- Stuiver M., Reimer P.J. (1993). Extended ^{14}C Data Base and Revised CALIB 3.0 ^{14}C Age Calibration Program // *Radiocarbon*. Vol. 35. No. 1. P. 215–230. <https://doi.org/10.1017/S003822200013904>
- White Sea map ru.png [Электронный ресурс]. URL: <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=12404892> (дата обращения: 01.01.2022).
- Zaretskaya N.E., Rybalko A.E., Repkina T.Yu. et al. (2020). Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): stratigraphy and palaeoenvironments // *Quat. Int.* Vol. 605–606. P. 126–141. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.057>

RELATIVE SEA-LEVEL CHANGE OF THE WHITE SEA IN THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE: CASE STUDY OF THE SREDNYAYA TRET' LAKE, EASTERN COAST OF THE GORLO STRAIT⁴

T. Yu. Repkina^{a,#}, Yu. A. Kublitskiy^{b,##}, P. A. Leontiev^{b,###}, A. L. Gurinov^{a,c,####}, E. A. Vakhrameeva^{d,#####}, G. N. Losyuk^{d,#####}, O. S. Shilova^{e,#####}, and N. N. Lugovoy^{a,e,#####}

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

^b*Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint-Petersburg, Russia*

^c*Higher School of Economics, the Faculty of Geography and Geoinformation Technology, Moscow, Russia*

^d*N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk, Russia*

^e*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

[#]*E-mail: t-repkina@yandex.ru*

^{##}*E-mail: uriy_87@mail.ru*

^{###}*E-mail: barograph@yandex.ru*

^{####}*E-mail: gurinov.artem@gmail.com*

^{#####}*E-mail: vakhr-elena@yandex.ru*

^{#####}*E-mail: glosyuk@yandex.ru*

^{#####}*E-mail: o.olyunina@mail.ru*

^{#####}*E-mail: lugovoy-n@yandex.ru*

The relative sea-level changes for the time interval of ~12.1–9.1 ka cal BP were reconstructed on the eastern coast of the Gorlo Strait using the results of paleolimnological, GPR and geomorphological analyses conducted in the basin of the Srednyaya Tret' Lake (7.3 m a.s.l., 66.014009° N, 41.086294° E), as well as UAV surveying of the lake surroundings. Bottom sediments of the lake were studied from the four core sections and correlated with each other according to the results of GPR data interpretation. Lithostratigraphic descriptions of bottom sediment cores, grain-size and diatom analyses, radiocarbon dating (AMS), determination of LOI, C_{org} content and C_{org}/N_{org} ratio were performed. We present the reconstruction of the coastlines at heights of 4–5 and 12–15 m formed by currents and/or wave processes within the lower Ruch'i River valley and Srednyaya Tret' Lake according to field observations and interpretation of space images. As a result, the position of the relative sea-level and the chronology of the Late Glacial (Younger Dryas) transgression and the early stages of the Holocene (Tapes) transgression were refined. Late glacial transgression finished earlier than ~12.1 ka cal BP, and its relative level was probably no higher than 15 m a.s.l. After a deep regression, the relative sea-level approached the modern again ~9.5 ka cal BP, and at the Tapes transgression maximum (~9.1 ka cal BP) it was near the lake runoff threshold (~5 m). Though the coastline was near the lake basin, sea waters never entered the lake. Sands, carried by the wind, accumulated in the part of the basin facing the coast. The the Srednyaya Tret' Lake basin was gradually filled by fresh water according to the results of diatom analysis.

Keywords: relative sea-level, late glacial transgression, paleolimnological studies, ground penetrating radar (GPR), grain-size analysis, organic matter content, C_{org}/N_{org}, geochronology, the White Sea (the Winter Coast)

ACKNOWLEDGEMENTS

The studies were supported by the state assignment of the IG RAS FMGE-2019-0005 (geomorphological studies, ground penetrating radar studies), by the state assignment No. 2023-2025 VRFY-2023-0010 (paleolimnological studies), by the state assignments No. 121040100323-5 (UAV survey, DGPS) and No. 121051100167-1 (diatom analysis), the analytical studies of cores were conducted with the support of Russian Science Foundation Project No. 22-27-00499.

REFERENCES

- Agafonova E., Polyakova Y., Novichkova Y. (2020). The diatom response to Postglacial environments in the White Sea, the European Arctic. *Marine Micropaleontology*. Vol. 161. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2020.101927>
- Aibulatov N.A. (1990). Dinamika tverdogo veshchestva v shel'fovoi zone (Dynamics of solid matter in the shelf zone). Leningrad: Gidrometizdat (Publ.). 271 p. (in Russ.)

⁴ For citation: Repkina T.Yu., Kublitskiy Yu.A., Leontiev P.A. et al. (2023). Relative sea-level change of the White Sea in the Late Glacial and Holocene: case study of the Srednyaya Tret' Lake, eastern coast of the Gorlo Strait. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 4. P. 105–130. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178923040084>; <https://elibrary.ru/HMZBFW>

- Arkhipkin V.S., Dobrolyubov S.A., Myslenkov S.A. et al. (2015). Wave climate of the White Sea. *Izmeneniya klimata i sotsial'no-ekonomicheskii potentsial Russiiskoi Arktiki*. S.A. Sokratov (Ed.). Vol. 1. M.: Liga-Vent (Publ.). P. 48–58.
- Astafiev B.Yu., Bogdanov Yu.B., Voinova O.A. et al. (2012). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. M-b 1:1000000 (tret'e pokolenie). Seriya Baltiiskaya. L. Q-37 – Arkhangel'sk. Ob'yasnitel'naya zapiska (State Geological Map of Russian Federation on a Scale of 1:1000000. Baltic Ser. Sheet Q-37 – Arkhangel'sk. Explanatory Letter). 3d ed. St. Petersburg: VSEGEI (Publ.). 302 p. (in Russ.)
- Badyukova E.N., Solovieva G.D. (2015). Coastal eolian landforms and sea level fluctuations. *Oceanology*. Vol. 55. No. 1. C. 124–130.
<https://doi.org/10.1134/S0001437015010014>
- Baranskaya A.V., Khan N., Romanenko F.A. et al. (2018). A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 199. P. 188–205.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.033>
- Belyaev N.A. (2015). Organicheskoe veshchestvo i uglevodorodnye markery Belogo morya (Organic matter and hydrocarbon markers of the White Sea). PhD thesis. Moscow: IO RAS (Publ.). 24 p. (in Russ.)
- Bird E.C.F. (2008). Coastal geomorphology: an introduction. Second edition. Chichester, Hoboken, NJ: Wiley. 411 p.
- Creel R.C., Austermann J., Khan N.S. et al. (2022). Post-glacial relative sea level change in Norway. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 282.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107422>
- Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjaer K.H. et al. (2006). The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics. *Boreas*. Vol. 35. P. 425–433.
- Donner J., Eronen M., Jungner H. (1977). The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*. Vol. 31. Iss. 3. P. 103–128.
<https://doi.org/10.1080/00291957708552013>
- Ekman I., Iljin V. (1995). Deglaciation, the Young Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas. *Glacial deposits in North-east Europe*. Rotterdam: Balkema (Publ.). P. 195–209.
- Elina G.A., Lukashov A.D., Yurkovskaya T.K. (2000). Pozdnelednikov'e i golotsen Vostochnoi Fennoskandii (paleorastitel'nost' i paleogeografiya) (Late Glacial and Holocene of Eastern Fennoscandia (paleovegetation and paleogeography)). Petrozavodsk: Karel'skii NTs RAN (Publ.). 242 p. (in Russ.)
- FABDEM (Forest And Buildings removed Copernicus DEM) [Electronic data]. Access way: <https://www.fathom.global/product/fabdem/> (access date: 01.02.2023).
- Gelman N.E., Terentyeva E.A., Shanina T.M. (Eds.). (1987). Metody kolichestvennogo organicheskogo elementnogo mikroanaliza (Methods of quantitative organic elemental microanalysis). Moscow: Khimia (Publ.) 292 p. (in Russ.)
- Glukhovskiy B.Kh., Terziyev F.S. (Eds.). (1991). Gidrometeorologiya i gidrokimiya morei SSSR. T. II. Beloe more (Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. T. II. White Sea). Leningrad: Gidrometizdat (Publ.). 240 p. (in Russ.)
- Hatchinson D. (1969). Limnologiya. Geograficheskie, fizicheskie i khimicheskie kharakteristiki ozer (Limnology. Geographical, Physical and Chemical Characteristics of Lakes). Moscow: Progress (Publ.). 591 p. (in Russ.)
- Heiri O., Lotter A., Lemeke G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *J. Paleolimnol.* Vol. 25. P. 101–110.
<https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. (2015). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction. DATED-1. *Boreas*. Vol. 45. Iss. 1. P. 1–45.
<https://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Kaplin P.A., Selivanov A.O. (1999). Izmenenie urovnei morei Rossii i razvitie beregov (Changing the levels of the Russian seas and the development of the coast). Moscow: GEOS (Publ.). 299 p. (in Russ.)
- Khan N.S., Vane C.H., Engelhart S.E. et al. (2019). The application of $\delta^{13}\text{C}$, TOC and C/N geochemistry of mangrove sediments to reconstruct Holocene paleoenvironments and relative sea levels, Puerto Rico. *Marine Geology*. Vol. 415.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.105963>
- Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Meller J. et al. (2005). Post-Glacial glacioisostatic movements in the North-East of the Baltic Shield. *Novye dannye po geologii i poleznym iskopaemym Kol'skogo poluoostrova*. Apatity: KSC RAS (Publ.). P. 15–25. (in Russ.)
- Kondrin A.T., Korablina A.D., Arkhipkin V.S. (2018). Rezul'taty chislennogo modelirovaniya shtormovykh nagonov v Belom more (Results of numerical modeling of storm surges in the White Sea). *Moscow University Bulletin. Series 5. Geography*. 2018. No. 2. P. 43–52. (in Russ.)
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2022a). Chapter 12 – European Russia: glacial landforms during deglaciation. Palacios D., Hughes P.D., Garcia-Ruiz J.M., Andres N. (Eds.). *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier (Publ.). P. 105–110.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00025-5>
- Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. (2022b). Chapter 31 – European Russia: glacial landforms from the Bølling-Allerød Interstadial. Palacios D., Hughes P.D., Garcia-Ruiz J.M., Andres N. (Eds.). *European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation*. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier (Publ.). P. 305–310.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00014-0>
- Korsakova O.P. (2022). White Sea coasts within Fennoscandian crystal Shield in the Neopleistocene and Holocene. *Izvestiya RAN. Ser. Geograficheskaya*. Vol. 86. No. 6. P. 883–897. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S258755662206005X>
- Korsakova O.P., Kolka V.V., Tolstobrova A.N. et al. (2016). Lithology and late postglacial stratigraphy of bottom sediments in isolated basins of the White Sea coast exemplified by a small lake in the Chupa settlement area (Northern Karelia). *Stratigraphy and Geological Cor-*

- relation. Vol. 24(3). P. 294–312.
<https://doi.org/10.1134/S0869593816030035>
- Kublitskiy Yu., Repkina T., Leontiev P. et al. (2023). Reconstruction of relative sea-level changes based on a multiproxy study of isolated basins on the Onega Peninsula (White Sea, northwestern Russia). *Quat. Int.* P. 79–95.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.016>
- Lamb A.L., Wilson G.P., Leng M.J. (2006). A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Sci. Rev.* Vol. 75. No. 1–4. P. 29–57.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.10.003>
- Lancaster N., Wolfe S., Thomas D. et al. (2016). The INQUA Dunes Atlas chronologic database. *Quat. Int.* Vol. 410. Part B. P. 3–10.
- Larsen E., Kjar K.H., Demidov I.N. et al. (2006). Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*. Vol. 35. Iss. 3. P. 394–424.
<https://doi.org/10.1080/03009480600781958>
- Lavrova M.A. (1960). Chetvertichnaya geologiya Kol'skogo poluoostrova (Quaternary Geology of the Kola Peninsula). Moscow-Leningrad: AN SSSR (Publ.). 233 p. (in Russ.)
- Lein A.Y., Lisitsyn A.P. (2017). Protsessy rannego diageniza v arkticheskikh moryakh (na primere Belogo morya) (Processes of early diagenesis in the Arctic seas (on the example of the White Sea)). *The White Sea system. Vol. IV*. Moscow: Scientific World (Publ.). P. 512–555. (in Russ.)
- Logvinenko N.V., Sergeeva E.I. (1986). Metody opredeleniya osadochnykh porod (Methods for the determination of sedimentary rocks). Leningrad: Nedra (Publ.). 240 p. (in Russ.)
- Lugovoy N.N., Repkina T.Yu. (2019). Coastal dynamics of the accumulative Intsy cape (Zimniy Coast of the White sea). *INQUA 2019 Abstracts*. P–3007.
- Lunkka J.-P., Putkinen N., Miettinen A. (2012). Shoreline displacement in the Belomorsk area, NW Russia during the younger Dryas stadial. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 37. P. 26–37.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.023>
- Meyers P.A. (1994). Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*. Vol. 114(3–4). P. 289–302.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0)
- MI No. 88–16365–010–2017 Donnye otlozheniya vodoemov. Opredelenie granulometricheskogo sostava sitovym i pipetchnym metodami (Bottom sediments of water bodies. Determination of particle size distribution by sieve and pipette methods). Introduced on December 26, 2017. (2017) Arkhangelsk. 12 p. (in Russ.)
- Nemirovskaya I.A., Budko D.F. (2023). Organicheskie soedineniya i metally v osadkakh otdelyayushchikhsya vodoemov Kandalakshskogo zaliva Belogo morya (Organic compounds and metals in sediments of separated water bodies of the Kandalaksha Bay of the White Sea). *Geohimiya*. Vol. 68. No. P. 197–216. (in Russ.)
- Nevessky E.N., Medvedev V.S., Kalinenko V.V. (1977). Beloe more. Sedimentogenez i istoriya razvitiya v golotsene (White Sea. Sedimentogenesis and history of development in the Holocene). Moscow: Nauka (Publ.). 236 p. (in Russ.)
- Novichkova Y.A., Reikhard L.Y., Lisitzin A.P. et al. (2017). New data on the Holocene evolution of the Dvina Bay (White Sea). *Dokl. Earth Sc.* Vol. 474. P. 607–611.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X17050233>
- Oborin S.V., Shchukin I.A., Sobolev V.M. (1991). Geological Structure and Minerals of the White Sea Gorlo Strait. *Otchet Morskoi geologo-geofizicheskoi partii o rezul'tatakh geologo-s'emochnykh rabot masshtaba 1:200000, provedennykh v 1988–1991 godakh*. Novodvinsk: Arkhangelskogeologiya (Publ.). 289 p. (in Russ.)
- Pobedonostsev S.V., Rozanov L.L. (1971). Modern vertical movements of the coasts of the White and Barents Seas. *Geomorfologiya*. No. 3. P. 57–62. (in Russ.)
- Polyakova Y.I., Novichkova, Y.A., Lisitzin A.P. et al. (2014). Modern data on the biostratigraphy and geochronology of White Sea sediments. *Dokl. Earth Sci.* Iss. 454. No. P. 169–174.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X14020032>
- Ramsay W. (1898). Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. *Fennia*. Bd. XVI. No. 1. P. 1–151.
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. Vol. 62. P. 725–757. <http://dx.doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Repkina T.Yu., Lugovoi N.N., Gurinov A.L. et al. (2022). Anthropogenic changes in eolian processes on the coast of the White Sea. *Izvestiya RAN. Ser. Geograficheskaya*. Iss. 86. No. 6. P. 1046–1062. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S2587556622060140>
- Repkina T.Yu., Zaretskaya N.E., Shilova O.S. et al. (2019). Southeastern coast of the Gorlo Strait of the White Sea in the Holocene: relief, sediments, dynamics. *Rel'ef i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarktika i Severo-Zapada Rossii. Vol. 6*. St. Petersburg: AANII (Publ.). P. 146–153. (in Russ.)
<https://doi.org/10.24411/2687-1092-2019-10621>
- Repkina T.Yu., Zaretskaya N.E., Subetto D.A. et al. (2017). Morphodynamics of the shores of the northwestern Onega Peninsula of the White Sea in the Holocene. Guba Konyukhova. *Trudy Karel'skogo NTs RAN*. No. 8. P. 1–19. (in Russ.)
- Romanenko F.A., Shilovtseva O.A., Repkina T.Yu. et al. (2017). Modern climate of the northwestern White Sea and permafrost islands. *Izucheniye, ratsional'noe ispol'zovanie i okhrana prirodnnykh resursov Belogo morya. St. Petersburg: Zoological Institute RAS* (Publ.). P. 169–172. (in Russ.)
- Rosentau A., Klemann V., Bennike O. et al. (2021). A Holocene relative sea-level database for the Baltic Sea. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 266. P. 1–19.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107071>
- Rybalko A.E., Zhuravlev V.A., Semenova L.R. et al. (2017). Quaternary sediments of the White Sea and the history of the development of the modern White Sea basin in the late Pleistocene – Holocene. *The White Sea system. Vol. IV. Protsessy osadkoobrazovaniya, geologiya i istoriya*. Moscow: Scientific World (Publ.). P. 84–127. (in Russ.)

- Safyanov G.A. (1996). Geomorfologiya morskikh poberezhii (Geomorphology of sea coasts). Tutorial. M.: Publishing House of Moscow State University (Publ.). 400 s.
- Shilova O.S., Zaretskaya N.E., Repkina T.Yu. (2019). Holocene deposits of the southeastern coast of the Gorlo Strait (White Sea): new data of diatom and radiocarbon analyses. *Dokl. Earth Sci.* Vol. 488. No. 6. P. 1259–1263. <https://doi.org/10.1134/S1028334X19100258>
- Sobolev V.M. (2008). Composition, stratigraphy of the Late Quaternary deposits of the Gorlo Strait of the White Sea and the main features of its paleogeography. *Problemy paleogeografii i stratigrafii pleistotsena. Vol. 2.* Moscow: MGU (Publ.). P. 144–156. (in Russ.)
- Sobolev V.M., Aleshinskaya Z.V., Polyakova Ye.I. (1995). New data on the paleogeography of the White Sea in the Late Pleistocene-Holocene. A.A. Svitoch (Ed.). *Korrel'yatsiya paleogeograficheskikh sobytii: Materik–Shel'f–Okean.* Moscow: MGU (Publ.). P. 120–129. (in Russ.)
- Starovoitov A.V. (2008). Interpretatsiya georadiolokatsionnykh dannykh. Uchebnoe posobie (Interpretation of Geo-Radar Data. Training Manual). Moscow: MGU (Publ.). 192 p. (in Russ.)
- Stuiver M., Reimer P.J. (1993). Extended ^{14}C Data Base and Revised CALIB 3.0 ^{14}C Age Calibration Program. *Radiocarbon.* Vol. 35. No. 1. P. 215–230. <https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>
- Subetto D.A. (2009). Donnye otlozheniya ozer: paleolimnologicheskie rekonstruktsii (Bottom Sediments of Lakes: Paleolimnological Reconstructions). St. Petersburg: RGPU (Publ.). 339 p. (in Russ.)
- Tide prediction. (Predraschet prilivov.) [Electronic resource]. URL: <http://portal.esimo.ru/portal/portal/esimo-user/services/tides> (Accessed 05/17/2023)
- Timireva S.N., Filimonova L.V., Zyuganova I.S. et al. (2022). Environmental changes in the Tersky Coast of White Sea (Kola Peninsula) during the Holocene inferred from multi-proxy study of the Kuzomen Moch peatland. *Geomorfologiya.* No. 3. P. 39–50. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0435428122030178>
- Tolstobrova A.N., Korsakova O.P., Tolstobrov D.S. (2022). The late-glacial – Holocene stratigraphy of bottom sediments from small isolated lakes in the Barents Sea coast (Kola region). *Vestnik geonauk.* No. 6. P. 26–37. (in Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2022.6.3>
- Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V. et al. (2017). History of the Scandinavian ice sheet and surrounding landscapes during Valday ice age and the Holocene. *Led i Sneg (Ice and Snow).* Vol. 57. No. 3. P. 391–416. (in Russ.)
- Vykhovanets G.V. (2003). Eolovyi protsess na morskome beregu (Aeolian process on the seashore). Odessa: Astroprint (Publ.). 368 p. (in Russ.)
- White Sea map ru.png [Electronic resource]. URL: <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=12404892> (date of the application 01.01.2022).
- Yandex-Maps. [Electronic resource]. URL: <https://yandex.ru/maps/> (date of the application: 01.01.2023)
- Yevzerov V.Ya., Korsakova O.P., Kolka V.V. (2007). The history of the development of marine basins in the White Sea depression over the past 130 thousand years (state of the issue and prospects for research). *Byull. Komis. po izuch. chetvertich. perioda.* No. 67. P. 54–65. (in Russ.)
- Zaretskaya N.E., Baranov D.V., Ruchkin M.V. et al. (2022). The Southeastern White Sea Coast in the Late Pleistocene. *Izvestiya RAN. Ser. Geograficheskaya.* Iss. 86. No. 6. P. 898–913. (in Russ.) <https://doi.org/10.31857/S2587556622060164>
- Zaretskaya N.E., Rybalko A.E., Repkina T.Yu. et al. (2020). Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): stratigraphy and palaeoenvironments. *Quat. Int.* Vol. 605–606. P. 126–141. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.057>
- Zorenko T.N., Ershov L.A., Zatulskaya T.Yu. (1993). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. M-b 1:200 000. Seriya Onezhskaya. Listy Q-37-XXII, XXIII, XXIV. Ob"yasnitel'naya zapiska (State Geological Map of Russian Federation on a Scale of 1:200 000. Onega Ser. Sheets Q-37-XXII, XXIII, XXIV. Explanatory Letter). St. Petersburg: VSEGEI (Publ.). 56 p. (in Russ.)