

УДК 551.89+551.33+551.312+551.4.075+550.837

## ТРАНСФОРМАЦИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ДЕПРЕССИЙ ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ И ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ, БОРИСОГЛЕБСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ, ЦЕНТР ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ<sup>#</sup>

© 2025 г. Е. В. Гаранкина<sup>1, 2, \*</sup>, А. П. Юрченко<sup>1</sup>, И. Г. Шоркунов<sup>1</sup>, В. А. Лобков<sup>1</sup>, Ю. А. Полетаева<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

\* E-mail: evgarankina@gmail.com

Поступила в редакцию 01.05.2025 г.

После доработки 26.06.2025 г.

Принята к публикации 20.08.2025 г.

Позднеплейстоценовая трансформация ландшафтов областей распространения континентального оледенения в пределах европейских равнин, как правило, сводится к направленному расчленению послеледниковой эрозией. Однако на обширных междуречьях в краевой зоне московского оледенения отмечается противоположный тренд к длительному послеледниковому выравниванию как в перигляциальных, так и межледниковых условиях. Локальные седиментационные ловушки, такие как моренные западины, котловины мертвого льда и ложбины стока, выполнявшиеся отложениями на протяжении всего послеледникового этапа, могут служить не только летописями палеоландшафтных и палеоклиматических изменений, но и для оценки масштабов денудации междуречий и трансформации рельефа со времени деградации последнего ледникового покрова. Предпринята попытка использовать электротомографический метод как инструмент палеогеоморфологического исследования локальной плоскостной котловины, строение которой изучено традиционными литолого-стратиграфическими методами по серии разрезов и кернов скважин. Полученная серия электротомографических профилей демонстрирует воспроизводимую контрастную картину, где на дифференцированном относительно высокоомном ледниковом цоколе залегают более однородные низкоомные линзы мощностью от 3 до 25 м. Последние были сопоставлены послеледниковым склоновым и озерным суглинкам, выполняющим понижения исходного ледникового рельефа. Установлено, что депрессия имеет сложную внутреннюю структуру, включая как минимум две погребенные впадины, разделенные ледниковым валом, ныне практически погребенным под послеледниковой толщей. Большую часть позднего плейстоцена озера во впадинах функционировали отдельно и, вероятно, объединялись в единый мелководный бассейн лишь на заключительных стадиях ввиду существенного выполнения переуглублений осадками. Электротомографические разрезы показали весьма амплитудный рельеф дна каждой впадины со значительно более крутыми склонами, чем современные борта котловины. Выявлены 8 геологических и 4 электротомографические фации, установлены особенности их взаимосоответствия и проведено сравнение с результатами геофизических исследований схожих геоморфологических объектов в регионах-аналогах Центральной и Восточной Европы. Электротомографические исследования показали себя эффективными для выявления послеледниковых суглинистых выполнений первичных понижений ледникового рельефа и могут быть в дальнейшем использованы для лучшего понимания реальных масштабов послеледникового переотложения вещества и моделировки рельефа в течение последних 130 тыс. лет.

**Ключевые слова:** ледниковый рельеф; котловины мертвого льда; фациальный анализ; озерные отложения; поздний плейстоцен; термокаре; склоновые процессы; электротомография

**DOI:** 10.7868/S2949179725040077

<sup>#</sup> Ссылка для цитирования: Гаранкина Е. В., Юрченко А. П., Шоркунов И. Г., Лобков В. А., Полетаева Ю. А. (2025) Трансформация локальных ледниковых депрессий по данным бурения и электротомографии, Борисоглебская возвышенность, центр Восточно-Европейской равнины. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 56. № 4. С. 676—700. <https://doi.org/10.7868/S2949179725040077>

## 1. ВВЕДЕНИЕ

Эволюция ландшафтов областей распространения континентального оледенения в пределах европейских равнин в позднем плейстоцене часто редуцируется к направленному расчленению эрозией. Однако на обширных междуречьях краевой зоны московского оледенения (рис. 1а) отмечается противоположный тренд к длительному направленному послеледниковому выравниванию (Антонов, 1998; Шеремецкая и др., 2012). Он обусловлен переотложением ледникового материала в локальных седиментационных ловушках склоновыми, эоловыми и другими процессами в перигляциальных обстановках, в том числе в озерных условиях. Дополнительное выполнение первичных понижений осуществлялось за счет накопления торфов, гиттий и сапропелей в более теплые климатические фазы. Эти факторы, хоть зачастую и упоминаются как характерные для позднеледниковой эпохи, обычно недооцениваются как реальные агенты трансформации ландшафта (Гаранкина и др., 2024; Garankina et al., 2019, 2025).

Ранее высказывались гипотезы о распространении крупных приледниковых бассейнов в позднеледниковое время, водное зеркало которых, по разрозненным находкам озерных осадков, реконструируется на высотах от 110 до 180 м над у. м. (Квасов, 1975; Русаков, 2012). Напротив, корреляция данных спорово-пыльцевого анализа (Voriseva et al., 2022) говорит о практическом выполнении локальных котловин ледникового происхождения в Ярославском Поволжье уже в раннем валдае. Одновременно, для междуречий Борисоглебской возвышенности имеется серия средневалдайских определений  $^{14}\text{C}$  возраста озерных толщ на глубинах от 3–4 до 8–10 м (Rusakov et al., 2015; Shishkina et al., 2019; Garankina et al., 2019, 2023, 2025), а также и несколько поздневалдайских датировок (Rudinskaya et al., 2022; Garankina et al., 2019).

Таким образом, существующие взгляды на площади и объемы, высотные уровни и возраст депрессий, периодизацию, длительность и распространенность озерного седиментогенеза в позднем плейстоцене в перигляциальной области валдайского оледенения значительно разнятся. Чтобы корректно учесть вклад упомянутых выше факторов в выравнивание рельефа и обоснованно интерпретировать как происхождение самих осадков, так и реконструировать обстановки их седиментации, необходимо исследовать их литологическое строение, характер залегания и оценить объем этих выполнений в локальных понижениях. Фациальное и стратиграфическое расчленение послеледниковых выполнений моренных западин, котловин вытаивания мертвого льда и более крупных депрессий,

занятых некогда озерами, дополненное анализом геоморфологического строения самих погребенных отрицательных форм (например, Fajer et al., 2012; Karasiewicz et al., 2017; Forysiak et al., 2018; Woronko et al., 2018; Hosek et al., 2019; Hein et al., 2021; Mirosław-Grabowska et al., 2021), существенно расширяет возможности оценок объемов послеледникового сноса и аккумуляции в регионе, а также выступает в качестве архивов палеогеографической и, в частности, палеогеоморфологической информации о развитии междуречий в целом.

Геофизическая разведка является одним из удобных способов изучения погребенного рельефа. Поскольку на территории ледниковые пески, суглинки и диамиктон перекрыты довольно мощным и практически непрерывным суглинистым покровом, электротомография (Woronko et al., 2018; Hosek et al., 2019 и др.), по-видимому, более эффективна, чем георадиолокационное профилирование, но при том и гораздо более доступна, чем сейсморазведка (Hein et al., 2021).

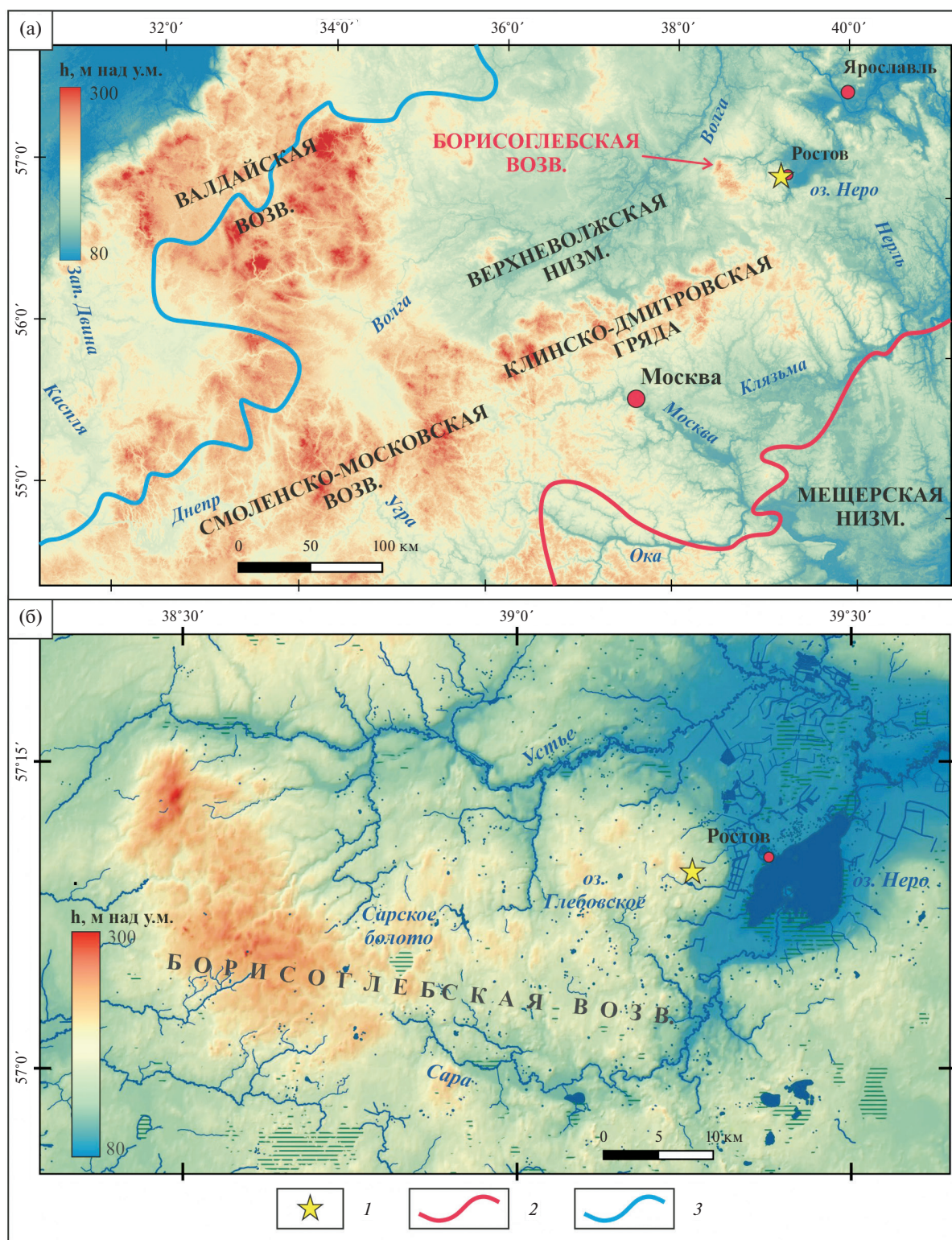
В пределах Борисоглебской возвышенности на фоне пологоволнистых ледниковых равнин характерно сочетание конечно-моренных гряд и холмов, перемежающихся с плоскодонными депрессиями. Среди наиболее крупных из них котловины Сарского болота и оз. Глебовского (рис. 1б), диаметр которых превышает 2 км, тогда как более мелкие формы до 1 км в поперечнике особенно многочисленны в восточной части возвышенности. Так, рекогносцировочное электротомографическое зондирование котловины Сарского болота (Захаров и др., 2024) показало переуглубление ледниковой кровли до 40–60 м под поверхность болота.

Поэтому электротомография (ЭТ) была выбрана в качестве инструмента для палеогеоморфологического исследования локальной плоскодонной котловины на северо-востоке Борисоглебской возвышенности (рис. 1б), строение которой было детально изучено традиционным литолого-стратиграфическим методом по буровым данным (Garankina et al., 2023, 2025).

Целью работы стало установить характер простирающейся погребенной кровли водно-ледникового комплекса в пределах котловины и оценить перспективы ЭТ в решении прямой и обратной задачи при отделении от него линз послеледниковых осадков.

## 2. МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ

Соловьевская котловина – небольшая депрессия на северо-востоке Борисоглебской возвышенности примерно в 190 км к северо-востоку от Москвы и в 10 км к запад-юго-западу от Ростова Великого (Ярославская обл.) (рис. 1). После де-



**Рис. 1.** Расположение объекта исследования: (а) – в центре Восточно-Европейской равнины (картографическая основа – SRTM), (б) – на северо-востоке Борисоглебской возвышенности (картографическая основа – FABDEM). 1 – объект исследования; максимальное распространение ледниковых покровов (по Astakhov et al., 2016); 2 – московского, 3 – поздневалдайского.

**Fig. 1.** Location of the study site: (a) – in the center of the East European Plain (background – SRTM); (b) – in the NE Borisoglebsk Upland (background – FABDEM). 1 – study site; the maximum extent of the ice sheets (according to Astakhov et al., 2016); 2 – Moscow, 3 – Late Valdai.

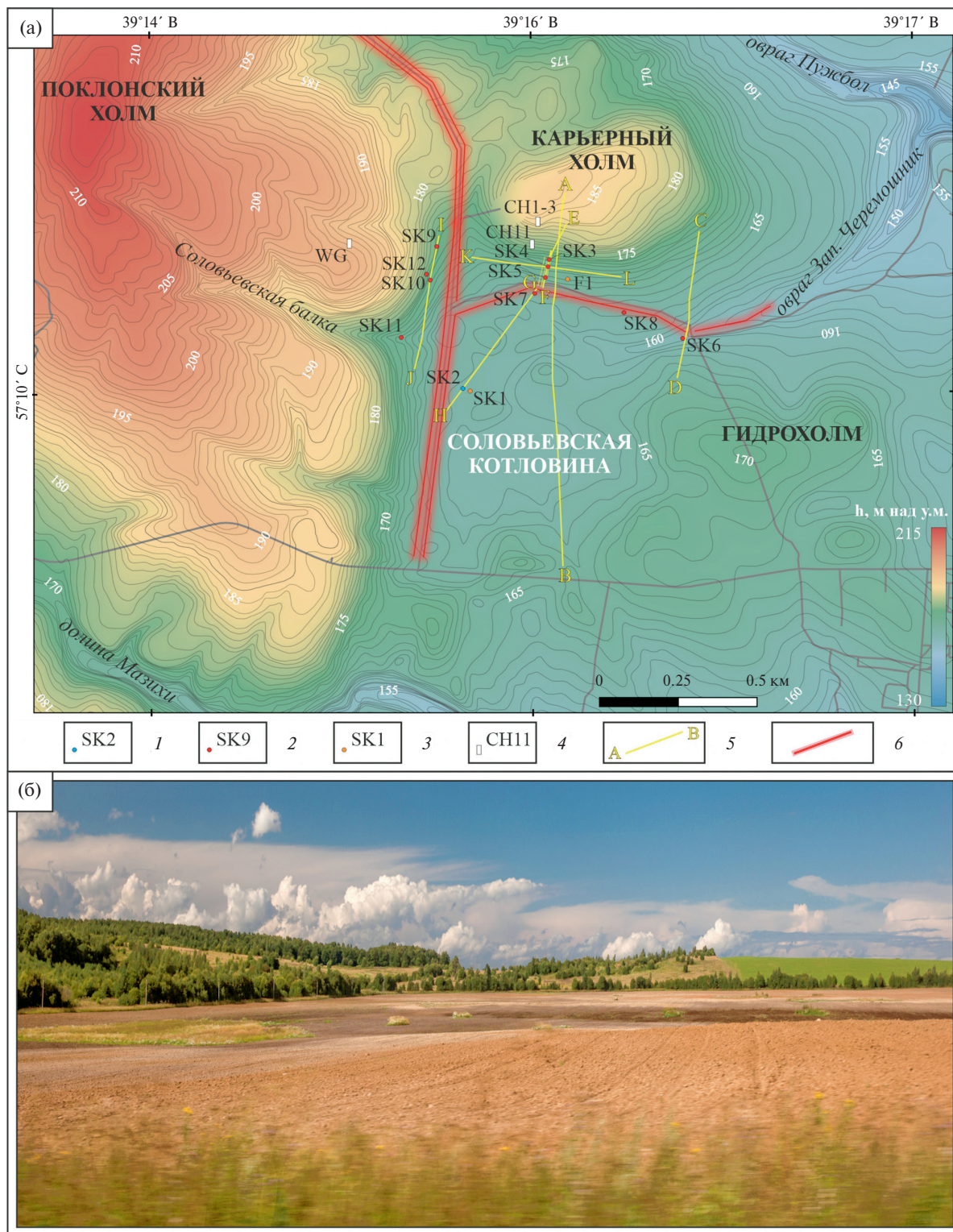
градации последнего (московского) ледникового покрова (Astakhov et al., 2016) регион испытывал чередование межледниковых (микулинское время и голоцен) и валдайских перигляциальных обстановок. В ледниковом рельефе территории преобладают малоамплитудные волнистые равнины, перемежающиеся с крупными холмами и неглубокими депрессиями. Последние в основном сформировались при вытаивании блоков мертвого льда и позднее были заполнены осадками, сейчас представляя собой очень пологие понижения диаметром от 0.5 до 4 км (Garankina et al., 2019). Соловьевская котловина относится к водосбору оврага Пужбол, находясь за пределами верховьев его правого притока (рис. 2а). С севера и запада полузамкнутое понижение окаймляют два крупных холма высотой 25–50 м, а с юга и востока — небольшие холмы высотой всего 5–7 м (рис. 2б). На юге и северо-востоке слабоогнутого выположенного днища (1.0×0.7 км) котловины прослеживаются два небольших понижения. Южная впадина лишь слегка заболочена, хотя мелководный водоем сохранялся вплоть до мелиорации в 1984 г. с помощью искусственной дренажной системы (рис. 2а, б).

В днище и на бортах Соловьевской котловины исследовано 12 буровых кернов мощностью от 4 до 21.5 м, а строение окружающих междуречий дополнительно изучено в карьерных выработках мощностью 6–10 м. Скважина SK2 (рис. 3) пробурена вращательным колонковым методом до глубины 7.8 м и далее до забоя 9.8 м вращательным шнековым методом пробоотборником диаметром 10 см с помощью механизированной установки УКБ 12/25 (ООО “Бурмаш”, г. Курган). Скважины SK3–SK11 глубиной 3.95–21.5 м пробурены шнеково-свайным методом с помощью модернизированной буровой установки Mount Pride 80 (инженерная компания “Pride”, г. Челябинск; модернизация на заводе буровой техники им. В. В. Воровского, г. Владимир). Шнеково-свайная технология заключается в завинчивании шнека рабочим диаметром 8 см в грунт с одновременным вращением и задавливанием с помощью гидравлических приводов. Отрыв керна производится проворачиванием на месте на 180–360°, подъем снаряда происходит без вращения. При этом происходит минимальная деформация керна материала, позволяющая исследовать детали текстурного строения осадков (Посаженникова и др., 2024). Скважины SK1 (5.5 м) и F1 (4.8 м) пройдены ударным ручным буром Royal Eijkelkamp (Нидерланды) с пробоотборником диаметром 3 см. Все геологические выработки были сфотографированы и снабжены детальными полевыми макроморфологическими и литологическими описаниями

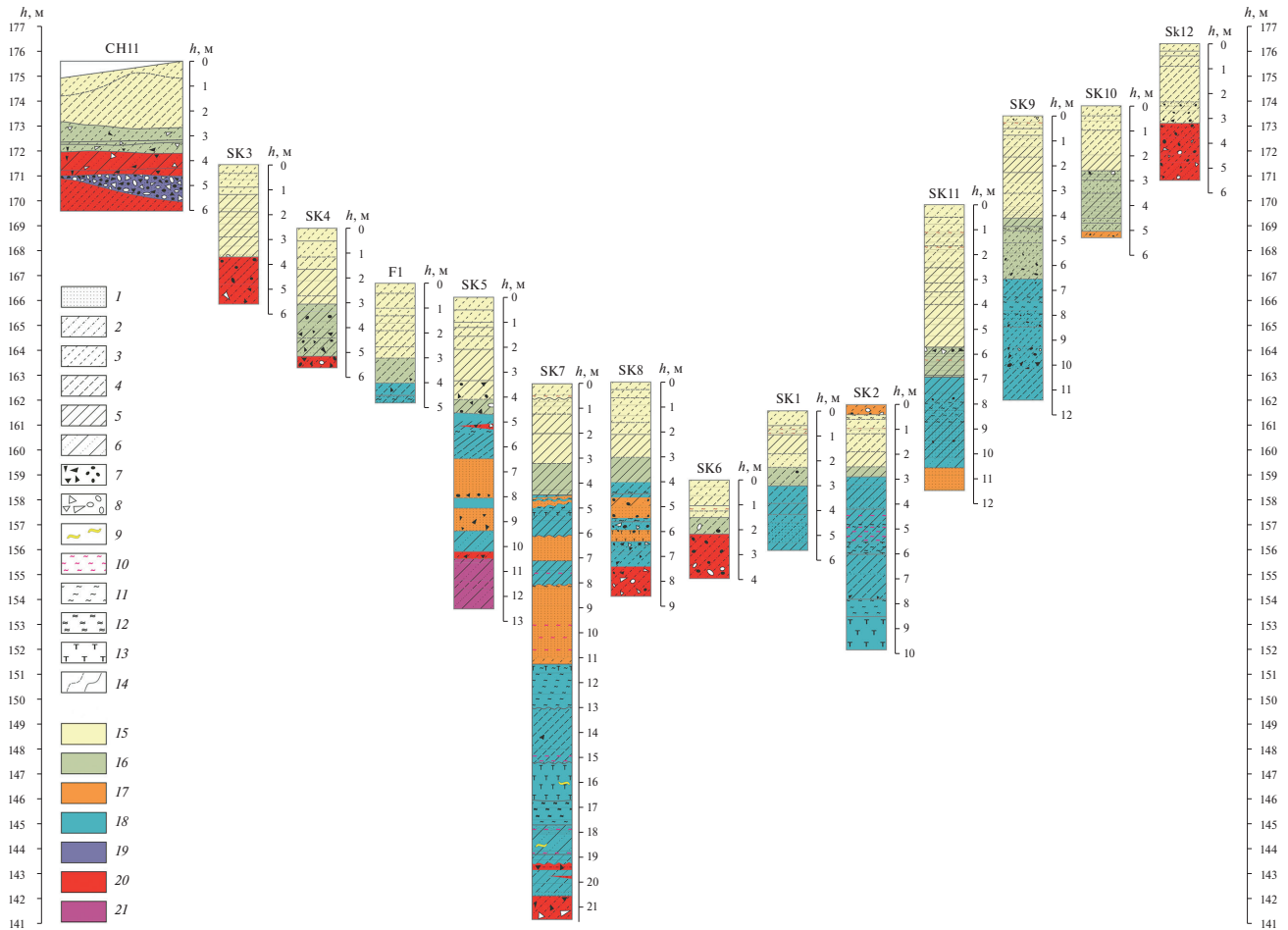
по методикам, описанным в (Гаранкина, Шоркунов, 2024; Посаженникова и др., 2024). Фациальная интерпретация послеледникового выполнения котловины опиралась, в первую очередь, на детали текстур, гранулометрического состава и потерь при прокаливании в кернах колонкового бурения SK2 (Garankina et al., 2019, 2023), а также текстурные особенности опорного керна шнеково-свайного бурения SK7 (Garankina et al., 2025).

Электротомографическая разведка была применена для детализации строения бортов и днища котловины. В основе метода лежит изучение распределения искусственно созданного электрического поля, наблюдаемого на поверхности, и зависящего от электропроводности слоев геологического разреза. Сила тока и напряжение при измерении зависят от удельного электрического сопротивления (УЭС), на которое влияет ряд физических свойств горных пород: минеральный и гранулометрический составы, влажность, минерализация грунтовых вод, пористость, содержание органического вещества и др. При ЭТ производится серия замеров с разной псевдо-глубиной зондирования по заранее написанному протоколу: чем больше расстояние между питающими электродами, тем больше глубина. Серия из всех измерений складывается в разрез кажущихся УЭС, он является интегральной характеристикой геологического разреза, где каждая точка записи зависит не от одного геологического слоя, а от всех сразу, но с разным весовым коэффициентом. Итоговый геоэлектрический разрез строится с помощью особой компьютерной обработки — 2D-инверсии, заключающейся в итерационном подборе синтетической геоэлектрической модели до достижения максимально точной сходимости с измеренной моделью кажущихся УЭС (Хмелевской, 1984; Электроразведка..., 2013; Loke, 2001).

Для построения двумерной модели геоэлектрической среды ЭТ исследования Соловьевской котловины выполнены в профильном варианте с помощью 48-канальной электроразведочной аппаратуры “СКАЛА 48K12” (ООО “КБ Электрометрии”, г. Новосибирск). Для получения более глубинных данных о характере границы послеледниковых суглинков с подстилающими (водно-)ледниковыми отложениями применены пятиметровый шаг установки электродов и трехэлектродная установка, длина косы составляла 235 м. Достоверная глубина зондирования достигала более 50 м. Для изучения бортов котловины и более детального расчленения верхней части разреза применялась дипольная установка с двухметровым шагом электродов, длина косы составляла 94 м. Так, глубина разведки сокращалась до 20 м, но разрешающая способность существенно возрастала, примерно соответствуя



**Рис. 2.** Геоморфологическое строение Соловьёвской котловины: (а) – ЦМР водосборного бассейна по данным оцифрованной карты землеустройства; (б) – перспективный вид котловины на север. В (б) на заднем фоне слева – восточный склон Поклонского холма, справа – Карьерный холм, лесополоса у подножия маркирует дренажную канаву; темные ареалы с белесой окантовкой на пашне – наиболее пониженные и переувлажненные участки дна котловины, куда происходит снос и переотложение верхних горизонтов почвы.  
 Скважины бурения: 1 – колонкового, 2 – свайно-шнекового, 3 – ударного ручного; 4 – разрезы в стенках карьеров; 5 – ЭТ профили; 6 – дренажные каналы.



**Рис. 3.** Литофациальное строение отложений в кернах скважин на днище и бортах Соловьевской котловины (положение скважин см. на рис. 2а).

*Литология:* 1 – мелко-тонкозернистый песок, 2 – супесь, 3 – легкий суглинок, 4 – средний суглинок, 5 – тяжелый суглинок, 6 – суглинок, переслаивающийся с песком, 7 – дресва и гравий, 8 – щебень и галька, 9 – фрагменты древесины, 10 – растительные остатки, 11 – гиттия, 12 – сапропель, 13 – торф, 14 – постепенные и резкие контакты; *геологические фации:* 15 – Ф8, делювиальные, 16 – Ф7, суб- и супераквальные мелководные, 17 – Ф6, пролювиальные, 18 – Ф5, супер- и субаквальные озерные и болотные, 19 – Ф4, флювиогляциальные, 20 – Ф3, моренные, 21 – Ф2, озерно-ледниковые.

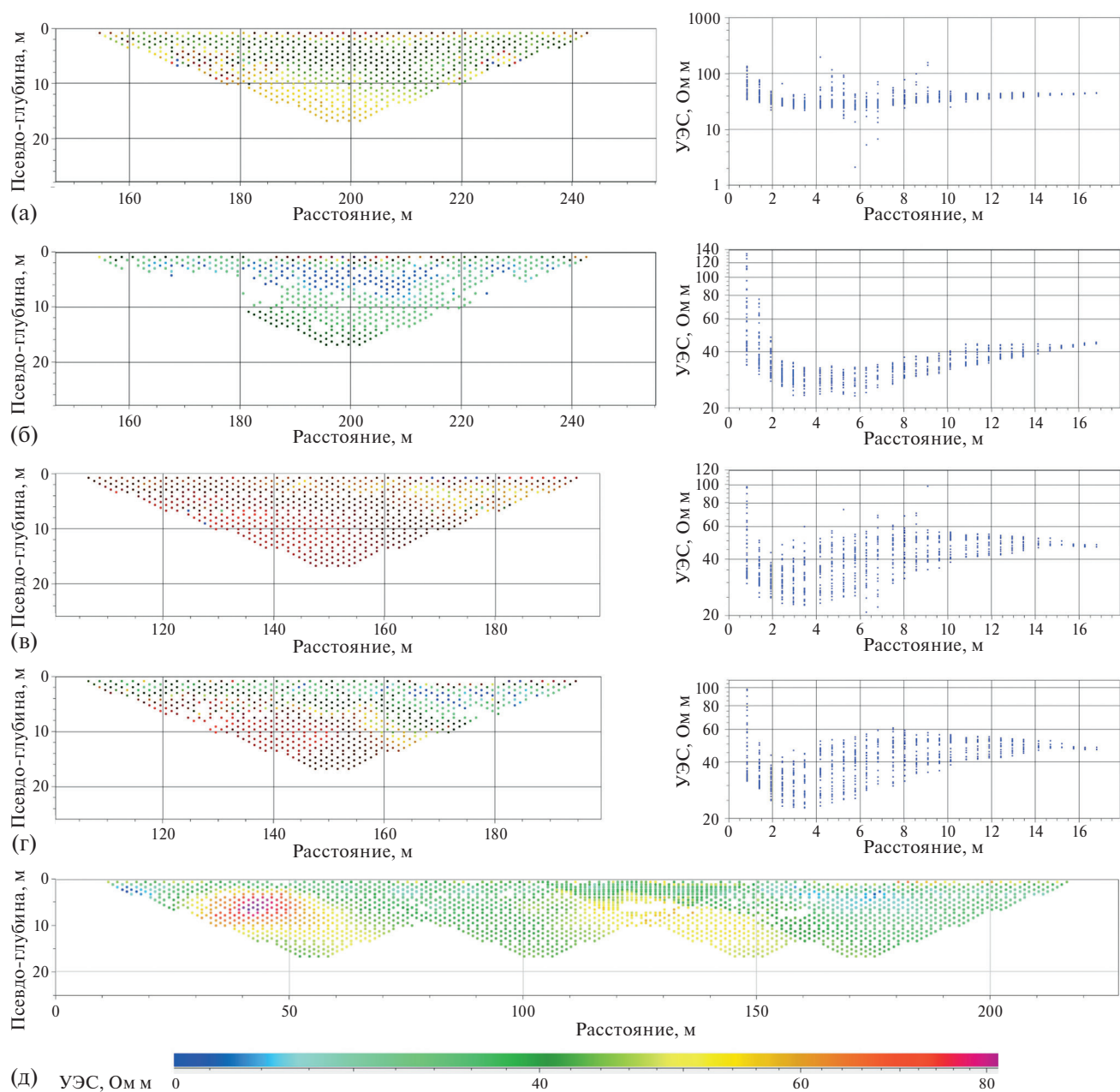
**Fig. 3.** Lithofacies structure of sedimentary cores on the bottom and sides of the Solovey kettle (see Fig. 2, (a) for the position of the coring sites).

*Lithology:* 1 – fine and very fine sand, 2 – sandy loam, 3 – silt loam, 4 – loam, 5 – clay loam, 6 – loam laminated with sand, 7 – angular and rounded gravel, 8 – angular and rounded pebbles, 9 – wood fragments, 10 – plant detritus, 11 – gyttja, 12 – sapropel, 13 – peat, 14 – gradual and sharp contacts; *geological facies:* 15 – F8, slope, 16 – F7, sub- and supraaqueous, shallow water, 17 – F6, alluvial, 18 – F5, super- and subaqueous lacustrine and palustrine, 19 – F4, glaciofluvial, 20 – F3, glacial till, 21 – F2, glaciolacustrine.



**Fig. 2.** Geomorphological structure of the Solovey kettle: (a) – a DEM of the catchment area based on the digitized land-use map; (б) – northward perspective view of the kettle. On (б) in the background, there are the eastern slope of the Poklony Hill on the left and the Career Hill on the right with the tree stripe marking a drainage ditch on its toeslope; on the ploughed field, dark areas with whitish edges are the lowest waterlogged parts of the kettle bottom, where the eroded upper soil horizons are being redeposited to.

*Coring sites:* 1 – rotary coring, 2 – pile-auger coring, 3 – manual coring; 4 – sections in the quarry walls; 5 – ERT profiles; 6 – artificial drainage channels.



**Рис. 4.** Псевдоразрезы кажущихся удельных электрических сопротивлений (слева) и облака точек (справа) для южных раскладок ЭТ профиля E–F (а, б) и E''–F'' (в, г) до (а, в) и после (б, г) фильтрации и композитный профиль E–F (д).

**Fig. 4.** Pseudosections of apparent electrical resistivity (left) and point clouds (right) for the southern layouts of ERT profile E–F (a, б) and E''–F'' (в, г) before (a, в) and after (б, г) filtration and the composite profile E–F (д).

шагу расстановки электродов в интервале глубин 10–15 м. Одновременно разрешающая способность контролируется контрастностью УЭС пород, а соответственно и неоднородностью геологического строения и может значительно колебаться как по глубине, так и по латерали. Движение по профилю и перенос кос выполнялись с перекрытием по “roll-along” методике (Loke, 2001). Для трехэлект-

родной установки удаленный электрод выносился на 0.8–1 км. Для всех профилей выходное напряжение станции составляло 200 В.

В 2023 г. по “глубинной” методике с использованием трехэлектродной и дипольно-осевой установок исследовано два субмеридиональных профиля. Один пересек всю котловину в ее центральной части (A–B, длиной 1195 м, в интервале

162–187 м абс.), а второй прошел по ее восточному борту (С–D, длиной 475 м, в интервале 159–170 м абс.). Работы 2024 г. были сконцентрированы на изучении строения бортов котловины. Вдоль бурового профиля SK3–SK4–SK5 на северном борту котловины выполнен геофизический (Е–F, длиной 200 м, в интервале 164–183 м абс.) по “детальной” методике с дипольно-осевой установкой. Во избежание появления краевых эффектов вблизи отвалов карьера в 50 м к северу от бурового профиля, ЭТ профиль был выполнен с поворотом. При этом косы не изгибались, а два профиля выполнены Х-образно, где центр каждой расстановки находился в точке изгиба профиля. На одной из раскладок во время полевых измерений была обнаружена область аномально высоких и низких значений кажущегося сопротивления. Для выяснения причин этого эффекта была сделана серия параллельных профилей со смещением последовательно на 5 м к востоку (Е'–F'), а затем на 5 (Е''–F'') и 10 м (Е'''–F''') к западу.

В продолжение этого профиля по “глубинной” методике сделан профиль G–H, длиной 475 м, через плоскую часть днища котловины (интервал 163–164 м абс.) в юго-западном направлении между скважинами SK7 и SK2. Наличие глубокой дренажной канавы (рис. 2а) помешало непосредственно сомкнуть профили Е–F и G–H, что привело к расположению наиболее глубокой и подробно исследованной скв. SK7 на самом краю ЭТ разреза, плохо обеспеченного измерениями. Впоследствии при проведении палеогеоморфологической интерпретации это потребовало комбинированного подхода с привлечением как ЭТ, так и буровых данных. Субмеридиональный профиль I–J длиной 430 м прошел по подножию западного борта котловины, в интервале 166–174 м абс., в северной части – через скважины SK9 и SK10, а в южной – пересекая конус выноса Соловьевской балки. Была опробована совмещенная методика, при которой в южном направлении ЭТ съемка проводилась с шагом электродов 2 м, а в обратном – 5 м. Заключительный субширотный профиль (K–L, длиной 475 м, в интервале 167–170 м абс.) по “глубинной” методике прошел по подножию северного борта котловины, пересекая 3 субмеридиональных профиля (А–В, С–D и Е–F).

Первичная обработка в программе Xeris заключалась в задании координат электродов, вводе высотной привязки профиля, удалении одиночных аномальных значений (выбросов), фильтрации данных по коэффициенту вариации и модулю входного напряжения. Допустимый коэффициент вариации <1%, модуль входного напряжения >3 мВ. Инверсия по робастной методике выпол-

нялась в программе Res2DInv (Loke, 2001). Вертикальный масштаб итоговых профилей увеличен в два раза по отношению к горизонтальному.

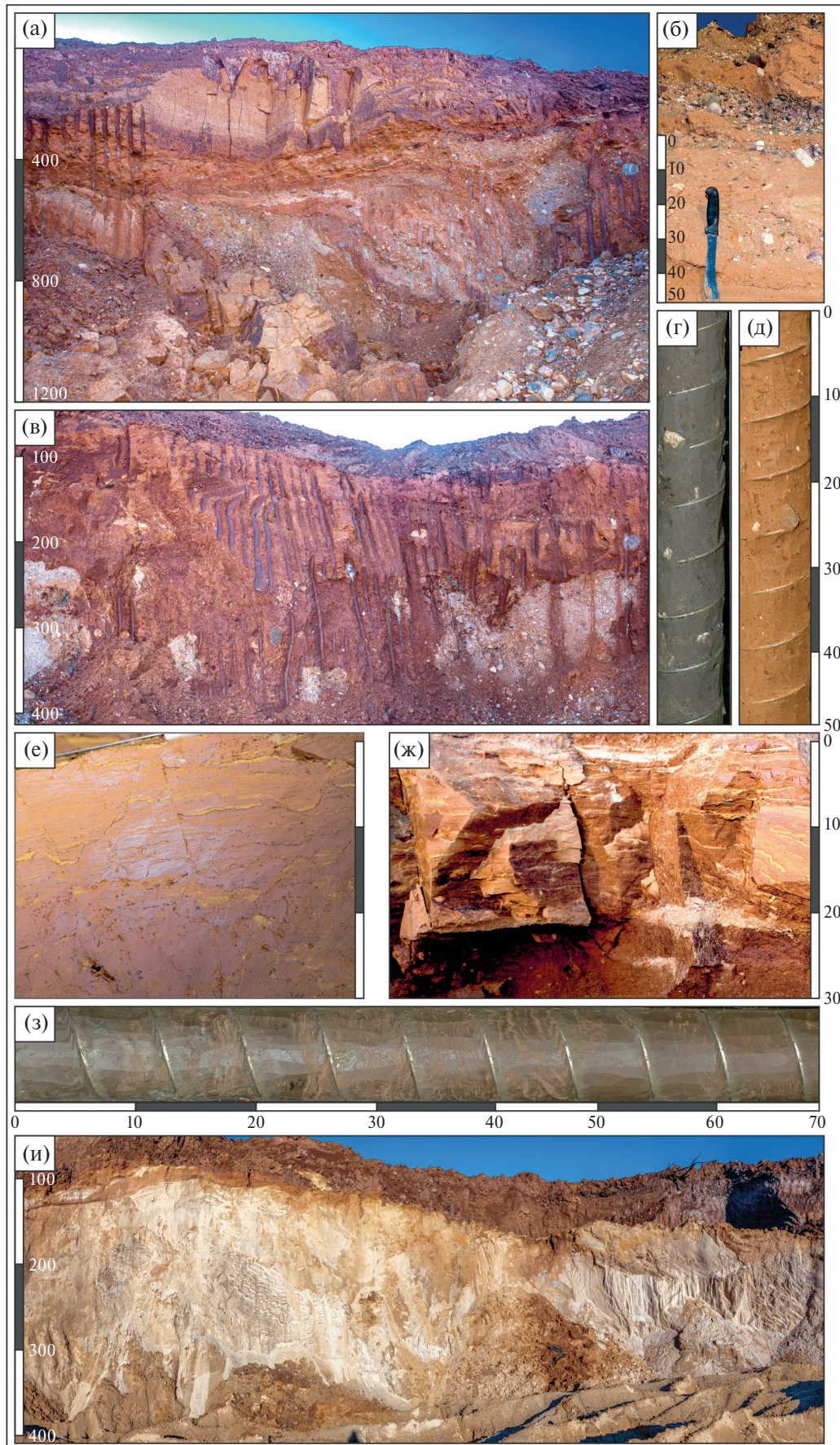
На исходных данных профиля А–В, в районе 700 м, была обнаружена нехарактерная крупная вертикальная низкоомная аномалия (<10 Ом\*м). Предположительно, она была вызвана утечками тока на заглубленный электрический кабель, проходящий вдоль линии мелиоративных колодцев и дрен. Данная аномалия была удалена из исходных данных, что могло породить некоторые неточности инверсии.

Нестандартная методика обработки применена при построении профиля Е–F (рис. 2), южная раскладка которого имела сильно зашумленные данные (рис. 4а, б). Так, в интервале псевдо-глубин 5–10 м фиксируются области аномальных значений кажущегося сопротивления (рис. 4а). Удаление всех аномальных точек (рис. 4б) создает разреженное пространство, что негативно сказывается на точности инверсии и невязку с данными бурения. Обоснованным решением стало проецирование точек измерений с одного из параллельных профилей (Е''–F'', рис. 4в, г), который находился на небольшом, по геологическим меркам, расстоянии для построения композитного профиля Е–F (рис. 4д). Совмещение профилей (рис. 4д) дало хорошую плотность точек измерений и низкую погрешность, что позволило построить более качественный геоэлектрический разрез.

Профиль I–J был выполнен последовательно с двухметровым и пятиметровым шагом электродов, все точки измерений были совмещены в один проект, за счет чего в верхней части разреза достигнута более высокая плотность данных и, соответственно, разрешающая способность, – при сохранении глубинности.

### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ

В пределах плоскодонной Соловьевской котловины бурение выявило значительное переуглубление кровли ледникового цоколя. Глубина геологических выработок близко соответствует мощности послеледниковых отложений, которая меняется от более 20 м в наиболее глубоких частях бассейна до первых метров на периферии (рис. 3). Исследование выявило типичную последовательность осадочных пачек, мощность которых меняется в зависимости от глубины первичного понижения ледниковой кровли. Его выстилают контрастно-слоистые суглинки с песчаными прослоями с возрастающей долей органического вещества, сменяемые гиттиями и сапропелями вплоть до замещения торфами. Выше с эрозионными границами возобновляются суглинистые пачки с дифференцированным содер-



жанием органического вещества и песчаных линз в зависимости от палеогеоморфологической позиции. Верхние 2–4 м разреза обычно сильно обеднены органическим веществом и несут признаки криогенной переработки, причем схожие по строению осадки плащом покрывают и борта депрессий.

### 3.1. Геологические фации

Для решения основной задачи – соотнесения геологических и электротомографических фаций – выявленное литогенетическое разнообразие отложений в разрезах и буровых ядрах было сгруппировано до восьми геологических фаций (Ф1–Ф8). Базальные отложения ледникового комплекса представлены четырьмя фациями Ф1–Ф4 (рис. 5). Их вертикальные и горизонтальные контакты изучены в стенках карьера (разрез СН11). Ф1 водно-ледниковых песков – преимущественно наклонно-слоистые хорошо сортированные светло-желтые пески без грубообломочных включений (рис. 5и). Угол падения слоистости изменяется в широком интервале (0–90°). Ф2 озерно-ледниковых контрастно-тонкослоистых красных, буро-красных и темно-бурых суглинков с тонкими и мелкими песчаными прослоями характеризуется ярко выраженными текстурами деформаций давления и сдвига (рис. 5е–з). Ф3 опесчаненных суглинков представляет собственно ледниковые отложения (морену) – несортированные неслоистые опесчаненные суглинки красного (рис. 5в), бурого (рис. 5д) или серого (рис. 5г) цвета, насыщенные дресвой, гравием, щебнем, валунами, часто вмещают крупные фрагменты светло-желтых слоистых сортированных песков (Ф1) со смятой и/или опрокинутой слоистостью и светло-серых гравийно-галечно-песчаных линз (Ф4) (рис. 5в). Фации 1–3 представлены крупными телами размерами в первые десятки метров, формируют основание разреза и имеют резкие субвертикальные контакты. Ф4 флювиогляциальных светло-серых разнозернистых песков с большой долей обломоч-

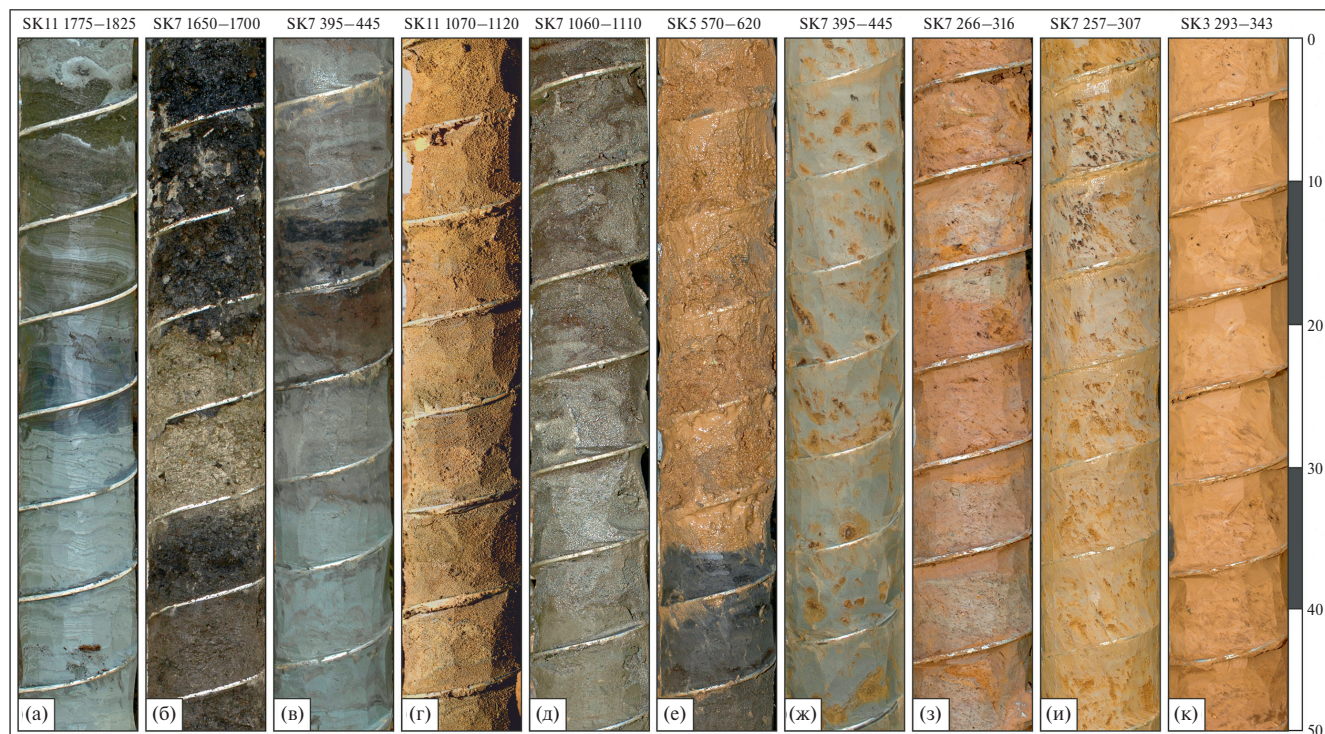
ного окатанного материала: валунов, гальки и гравия, – залегает в виде преимущественно выпуклых линз, несогласно врезанных в кровлю Ф1–Ф3 (рис. 5а, б). Небольшие тела Ф4 размерами в первые метры с резкими контактами вмещены в красный суглинистый диамиктон Ф3 (рис. 5в). Почти повсеместно в кровле комплекса ледниковых и водно-ледниковых отложений Ф1–Ф4 покровно залегает маломощный (до 0.8 м) слой светло-красного, буро-красного сильно опесчаненного суглинистого диамиктона Ф3 (рис. 5а).

Комплекс рыхлых послеледниковых осадков, выполняющих первичную депрессию кровли ледникового комплекса, сгруппирован в четыре фации 5–8 (рис. 6). Основная мощность выполнения представлена Ф5 супер- и субаквальных слоистых суглинков, гиттий и торфов (рис. 6а–в). Серые легко-, средне- и тяжелосуглинистые ритмично-тонкослоистые слабокарбонатные озерные осадки включают тонкие линзы плохо сортированного мелко- и тонкозернистого пылеватого песка, растительный и древесный детрит, нарушены мелкими пластическими и хрупкими деформациями (рис. 6а). Озерные гиттии вмещают прослои, обогащенные растительным детритом и карбонатным илом, и прерываются пачками торфов разной степени разложивности, насыщенными древесным детритом (рис. 6б). Выше возобновляются серые минеральные многопорядково-слоистые суглинки с отдельными линзами гиттий и оторфованного материала (рис. 6в). В толщу озерных осадков врезаны линзы Ф6 пролювиальных песков: темно-желтых и темно-бурых плохо сортированных мелко-тонкозернистых с сероватыми иловатыми прослоями (рис. 6г), светло-серых мелкозернистых с линзами бурого переотложенного органического вещества (рис. 6д) и красно-желтых крупно-среднезернистых (рис. 6е). Ф7 мелководных осадков представлена субаквальными голубовато-светло-серыми слабоконтрастно-мелкослоистыми



**Рис. 5.** Литологические портреты базальных фаций ледникового комплекса отложений (Ф1–Ф4): Ф4 – флювиогляциальные линзовидно-наклонно-слоистые пески с суглинками, насыщенные обломками, в основании разреза СН11 (а), перекрытые тонкой линзой диамиктона Ф3 и послеледниковыми суглинками с вертикальной отдельностью (б); Ф3 – моренные опесчаненные неслоистые суглинки с грубообломочными включениями (диамиктон) в разрезе СН11 (в) и ядрах скважин SK7 (г) и SK6 (д); Ф2 – озерно-ледниковые плотные контрастно-слоистые суглинки с прослоями песков, испещренные микросбросами в разрезе СН1–3 (е, ж) и с пластическими деформациями в ядре SK5 (з); Ф1 – водно-ледниковые слоистые хорошо сортированные пески в разрезе WG на восточном склоне Поклонского холма (и).

**Fig. 5.** Lithological portraits of basal facies of the glacial sedimentary complex (Ф1–Ф4): Ф4 – glaciofluvial lenticular-inclined-layered sands with loams, saturated with coarse clasts (at the base of section CH11) (a) overlain by a thin lens of diamicton Ф3 and postglacial loams (б); Ф3 – sandy loam glacial till with coarse clasts (diamicton) in section CH11 (в), auger cores SK7 (г) and SK6 (д); Ф2 – glaciolacustrine dense contrast-laminated loams with sand interlayers, microfaults in section CH1–3 (e, ж) and microfolds in auger core SK5 (з); Ф1 – glaciofluvial-glaciolacustrine well-sorted laminated sands in section WG on the eastern slope of the Poklony Hill (и).



**Рис. 6.** Литологические портреты фаций послеледниковых отложений, выполняющих Соловьевскую котловину. *Супер- и субаквальная Ф5:* (а) – тонкослоистые суглинки с микросбросами и возрастающей органической составляющей, (б) – гиттии карбонатные (бурые) и бескарбонатные (белесые), сменяемые вверх рыхлыми черными торфами, (в) – слоистые суглинки с линзами гиттий и оторфованного материала; *линзы пролювиальной Ф6:* (г) – пески иловатые неконтрастно-слоистые, (д) – мелкозернистые пески с линзами переотложенного органического вещества, (е) – крупно-среднезернистые иловатые пески, вложенные в гиттии; *суб- и супераквальная мелководная Ф7:* (ж) – суглинки с железистыми пятнами и конкрециями, (з) – суглинки с мелкими обломками и дециметровым порядком слоистости, отражающим колебания уровня водоема в прибрежных условиях; *субаэральная делювиальная Ф8:* (и) – неконтрастно-линзовидно-слоистые суглинки, (к) – линзовидно-пятнистые суглинки.

**Fig. 6.** Lithological portraits of postglacial sedimentary facies that infilled the Solovey kettle.

*Super- and subaqueous Ф5:* (а) – laminated loams with microfaults and increasing organic component, (б) – carbonate (brown) and non-carbonate (whitish) gyttjas, upwards replaced by loose black peats, (в) – laminated loams with lenses of gyttja and peaty matter; *lenses of alluvial Ф6:* (г) – clayey sands of non-contrast layered nature, (д) – fine sands with lenses of redeposited organic matter, (е) – coarse- to medium-grained clayey sands embedded in gyttja; *sub- and supraaqueous shallow-water Ф7:* (ж) – loams with ferruginous patches and concretions, (з) – loams with small clasts and decimeter-scale stratification reflecting fluctuating water level in coastal environments; *subaerial slope Ф8:* (и) – non-contrast lenticular-layered loams, (к) – lenticular-patchy loams.

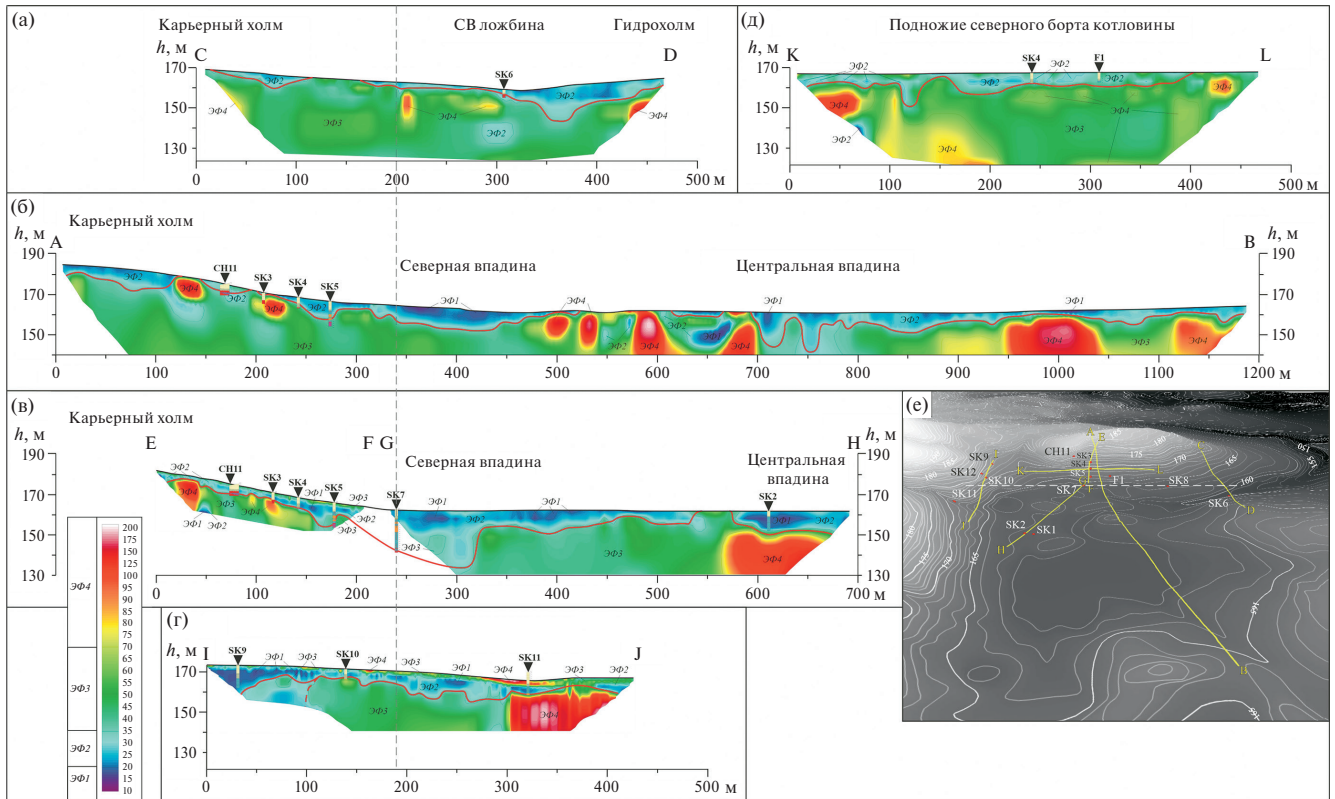
суглинками с охристыми пятнами и конкрециями (рис. бж) и супераквальными светло-серыми, красновато-светло-бурыми и желто-бурыми суглинками с дециметровым порядком слоистости (рис. бз). Венчают комплекс послеледниковых осадков покровно залегающие субаэральные делювиальные суглинки Ф8. В нижней части это светло-серые неконтрастно-слоистые, мелкопятнистые тяжелые и средние суглинки (рис. би), а в верхней – желто-бурые мелколинзовидно-пятнистые легкие суглинки (рис. бк).

### 3.2. Электротомографические фации

Под электротомографическими фациями (ЭФ) подразумеваются пространственно протяженные тела, обладающие характерной формой, размерами

в сечении электротомографических разрезов, глубиной залегания и условным диапазоном значений УЭС в Ом\*м. При этом границы ЭФ проводятся не строго по изолиниям сопротивлений, а непременно с учетом характеристик формы и положения определяемого в качестве фации тела в вертикальной последовательности ЭТ разреза. Всего выделено четыре ЭФ: две низкоомные с диапазонами 10–20 Ом\*м (ЭФ1) и 20–35 Ом\*м (ЭФ2), ЭФ3 со значениями в среднем диапазоне 35–70 Ом\*м и относительно высокоомная ЭФ4 с диапазоном 70–200 Ом\*м (рис. 7).

Низкоомная ЭФ1 (10–20 Ом\*м) формирует выраженные подповерхностные (рис. 7а–д) и поверхностные (рис. 7а, б) линзы мощностью до 10 м.



**Рис. 7.** Электротомографические разрезы (а–д) и их положение (желтые линии) в пределах Соловьевской котловины на псевдо-3D ЦМР (вид на север), построенной по данным оцифрованной карты землеустройства (е). На ЭТ профилях отмечены выделенные ЭТ фации (ЭФ1–ЭФ4, см. текст и табл. 1) и наложены геологические выработки с выделением литологических фаций (Ф2–Ф8) (см. усл. обозначения к рис. 3). Красная линия на профилях отделяет лучше проводящее преимущественно суглинистое выполнение древних понижений (Ф5–Ф8) от в целом хуже проводящего, в разной степени опесчаненного, ледникового цоколя (Ф1–Ф4), отражая сложный погребенный первичный ледниковый рельеф.

**Fig. 7.** ERT sections (a–d) and their positions (yellow lines) within the Solovey kettle shown on a pseudo-3D DEM (northward view) based on the digitized land-use map (e). On the ERT profiles, distinguished ERT facies (ЭФ1–ЭФ4, see text and Table 1) are indicated and geological exposures with identified lithofacies (Ф2–Ф8) are superimposed (see legend to Fig. 3). The red line on the profiles separates the less resistive, predominantly loamy infilling of paleodepressions (Ф5–Ф8) from the generally more resistive, sandy to varying degrees, glacial deposits (Ф1–Ф4), highlighting the complex nature of the buried initial glacial topography.

Низкоомная ЭФ2 (20–35 Ом\*м) образует поверхностные маломощные (до 5 м) линзы, перекрывающие ЭФ1 и ЭФ3 и переходные зоны между ними на глубинах до 20–25 м (рис. 7). Фоновая ЭФ3 (35–70 Ом\*м) составляет основной массив ЭТ разреза (рис. 7), преимущественно подстилая протяженные слабовогнутые линзы низкоомных ЭФ1–ЭФ2. Местами она выходит на поверхность (рис. 7а, б, д), а изредка в виде маломощных (до 2 м) поверхностных линз перекрывает ЭФ2 (рис. 7г, д). Высокоомная ЭФ4 (70–200 Ом\*м) формирует массивные погребенные тела (рис. 7) – как правило, это близкие к изометричным блоки с резкими крутонаклонными и субвертикальными границами, вмещенные в фоновую ЭФ3 или будто пронизывающие ее. В месте выхода ЭФ4 на поверхность (рис. 7б, про-

филь А–В, 500–700 м), материал пашни сильно опесчанен и насыщен дресвой и щебнем. ЭФ4 также слагает и маломощную (до 3 м) поверхностную линзу в южной части профиля I–J, проходящего по подножию западного борта котловины в районе конуса выноса Соловьевской балки (рис. 7г).

## 4. ОБСУЖДЕНИЕ

### 4.1. Соответствие геологических и электротомографических фаций

Анализируя, в первом приближении, распределение приповерхностных низкоомных аномалий (ЭФ1–2) в пределах фоновых (ЭФ3) и пониженных (ЭФ4) значений электропроводности, можно предположить некоторое общее их соответствие залеганию линз послеледниковых осадков (Ф5–8)

**Таблица 1.** Соответствие геологических и электротомографических фаций**Table 1.** Correspondence between geological and electrical resistivity tomography facies

Геологические фации		Рис.	ЭФ, Ом*м			
			ЭФ1, 10–20	ЭФ2, 20–35	ЭФ3, 35–70	ЭФ4, 70–200
Ф8	субаэральные делювиальные суглинки	би, к	+	+++	+	
Ф7	суб- и супераквальные мелководные суглинки	бж, з		++	+	
Ф6	субаквальные пролювиальные пески	бг–е		++	++	++
Ф5	супер- и субаквальные суглинки, гиттии, торфа	ба–в	+++	+		
Ф4	флювиогляциальные песчано-обломочные линзы	5а, б				+++
Ф3	моренные опесчаненные суглинки	5в–д		+	++	
Ф2	озерно-ледниковые тонкослоистые суглинки с песками	5е–з		++	++	
Ф1	водно-ледниковые тонко-мелкослоистые пески	5и				+++

*Примечание.* (+++) – прямое соответствие, (++) – неполное соответствие, (+) – ограниченное соответствие.

в кровле сложно устроенного ледникового цоколя (Ф1–Ф4). Наибольшая мощность линз ЭФ1–ЭФ2 согласуется с максимальными вскрытыми глубинами подошвы послеледниковых осадков (20.5 м, скв. SK7), тогда как их уменьшение ближе к бортам котловины (4–6 м, скв. SK4, SK5, SK6, SK10) соответствует снижению мощности и низкоомного слоя. Однако распределение низкоомных аномалий между скважинами существенно сложнее, демонстрируя не единую пологосклонную депрессию кровли ледниковых отложений под современным плоским дном Соловьевской котловины, а, как минимум, две ее выраженных крупных амплитудных впадины в северной и центральной частях субмеридиональных ЭТ профилей А–В и Г–Н (рис. 7б, в). Также отдельные менее крупные и глубокие (до 8–12 м) понижения кровли ЭФ3 выявлены и на бортах современной котловины, в том числе в прибровочной части южного склона Карьерного холма (начало ЭТ профиля А–В, рис. 7б) и на восточном подножии Поклонского холма (начало ЭТ профиля I–J, рис. 7г).

Однако при более детальном сопоставлении, выделенные 8 геологических и 4 электротомографические фации находятся в сложном соотношении друг с другом. Их границы не всегда совпадают, поскольку на величину УЭС пород воздействует целая группа физических факторов, среди которых, в первую очередь, можно выделить минеральный и гранулометрический составы отложений, влажность, минерализацию грунтовых вод, пористость, содержание органического вещества

и др. Приповерхностное залегание (верхние 2–3 м) может сказываться на плохом отражении соответствующих геологических тел в ЭТ данных. Уменьшающаяся с глубиной разрешающая способность метода также не всегда позволяет идентифицировать относительно маломощные (1–3 м) линзы даже контрастных по проводимости пород. Высокий градиент электропроводности между близко расположенными телами может существенно влиять на итоговую картину интерполяции по ЭТ разрезу. Так, например, расположенные у поверхности высокоомные аномалии влияют на искажение (занижение) кажущейся мощности подстилающих низкоомных слоев при интерполяции, а также могут сами значительно “раздуться”. Поэтому для корректного проведения палеогеоморфологических границ по ЭТ данным вначале рассмотрим соответствия отдельных геологических фаций электротомографическим (табл. 1) и обсудим возможные причины отклонений.

Геологическая фация субаэральных делювиальных суглинков (Ф8) на склонах котловины на большей протяженности электротомографических профилей соответствует поверхностной ЭФ2 (20–35 Ом\*м). Отдельные тонкие (около 1 м) приповерхностные “пятна” со значениями до 80–90 Ом\*м связаны с неоднородной влажностью верхнего метра делювиального суглинка. Эти локальные аномалии повышенного УЭС могут быть равновероятно вызваны несколькими факторами. Во-первых, это неравномерное иссушение пахотного горизонта в связи с линейно ориентирован-

ным свально-развальным микрорельефом пашни, где материал на гребнях значительно суше, чем в бороздах, что отражается в более высоких значениях сопротивления заземления электродов. Во-вторых, они могут быть вызваны палеокриогенными клиновидными деформациями. Будучи неглубоко погребенными (в пределах 1 м от дневной поверхности на соседних холмах) и образуя полигональный паттерн, эти доголоценовые деформации способствовали сгущению сети глубоко проникающих магистральных трещин в почвенном теле. Увеличенный объем почвенного воздуха в них обуславливает формирование локальных повышенных аномалий УЭС в почвенном теле до глубин 2.0–2.5 м (Лобков, 2025). На склонах и днище котловины, при близком (менее 3 м) подстилании опесчаненными суглинками и песками (Ф1, Ф3), делювиальные суглинки локально могут соответствовать как ЭФ2 (20–35 Ом\*м), так и ЭФ3 (35–70 Ом\*м). Напротив, при подстилании толщей озерных гиттий и суглинков в центральных частях палеопонижений они могут приобретать более высокую электропроводность и относиться к ЭФ1 (10–20 Ом\*м). Это также может быть связано с несколькими факторами: более высокой влажностью как функцией актуального мезо- и микрорельефа (рис. 2б); большей влагоудерживающей способностью подстилающих гиттий и суглинков, что замедляет скорость фронтального просачивания свободной (гравитационной) влаги; большей глубиной погребения позднеплейстоценовых палеокриогенных клиновидных структур, способствующих локальному усилению естественного дренажа; активным действием минеральных удобрений, ежесезонно вносимых на угодье, в более влажном пахотном горизонте в момент съемки. В целом, мощность поверхностной ЭФ2 (2.5–3.0 м) совпадает с мощностью делювиальных суглинков на склонах и днище котловины. Отдельные локальные аномалии мощности ЭФ2 до 5.7 м, по данным бурения (скв. SK11, рис. 3), и до 12–14 м, по данным ЭТ на профиле К–L (рис. 7д), вероятно связаны с выполнением погребенных эрозионных врезов нерасчлененным комплексом делювиальных и балочно-аллювиальных суглинков.

Ф7 суб- и супераквальных мелководных суглинков представлена двумя типами осадков. Первый – светло-серые мелкослоистые суглинки с плотными охристыми конкрециями (рис. 6ж) – выстилает кровлю озерных гиттий и тонкослоистых суглинков (Ф5) в днищах погребенных впадин слоем мощностью 0.4–1.2 м (рис. 3), отвечая финальной стадии озерной седиментации в водоемах типа луж (Гаранкина и др., 2025; Garankina et al., 2022, 2025). В картине интерполяции измеренных

на профилях сопротивлений этот слой не отличается от подстилающих озерных и перекрывающих делювиальных отложений и может соответствовать обеим низкоомным фациям (ЭФ1–ЭФ2), диагностируясь исключительно в буровых ядрах. Второй тип мелководных отложений – средние и тяжелые суглинки с дресвой и щебнем (рис. 6з) – фациально замещает первый и приурочен непосредственно к бортам Соловьевской котловины (скв. SK4, SK10, SK11, рис. 3), где достигает мощности 2.2 м. Выдержанный более тяжелый состав, плотная компоновка, отсутствие мелкой линзовидной пятнистости, характерной для делювиальных отложений, свидетельствуют о накоплении осадка в водной среде. Дециметровые слои, различающиеся по тону основной суглинистой массы на фоне отсутствия более тонкой слоистости – о прибрежных, вероятно, супераквальных обстановках в условиях меняющегося уровня водоема. Обломочные включения и дециметровый порядок слоистости также могут указывать на попеременный размыв и перетолжение моренного диамиктона (Ф3, рис. 5в–д) и озерно-ледниковых суглинков (Ф2, рис. 5е–з), слагающих борта погребенных впадин на большой протяженности электротомографических профилей (ЭФ3, 35–70 Ом\*м). В этой связи оправдано предположить участие волноприбойного процесса на мелководе в формировании слоя.

Линзы субаквальных пролювиальных песков (Ф6) мощностью 0.2–3.2 м вложены в толщу озерных слоистых суглинков (Ф5) ниже 4.5 м от современной поверхности в скв. SK5, SK7, SK8 и SK11, а забоем скв. SK10 вскрыты под прибрежной Ф7. Несортированные иловатые и пылеватые разнозернистые пески, как правило, имеют высокую водонасыщенность, что, вероятно, способствует их много лучшей электропроводности по сравнению с сухими водно-ледниковыми слоистыми песками (Ф1). По-видимому, особенности глубины залегания, мощности, водонасыщенности и текстурных характеристик осадка обуславливают весьма слабую контрастность его электропроводности по отношению к вмещающим озерным отложениям. Так, наиболее мощные линзы пролювиальных песков (1.0 и 3.2 м, от глубины 6 м, рис. 3), вскрытые скв. SK7 в глубинной части северной погребенной впадины, на ЭТ профиле G–H (рис. 7в) отражаются в достаточно резком изменении общего фона УЭС озерных отложений в диапазоне 15–25 Ом\*м до 25–30 и ниже – до 40 Ом\*м с уровня 6 м. Несмотря на неудачное расположение ЭТ профиля G–H относительно реального положения погребенной северной впадины и низкую достоверность данных по точкам измерений на краю профиля, установка определенно откликается на протяженный

пласт осадка с повышенным УЭС. По данным ЭТ даже можно предположить заглупление линзы несортированных пролювиальных песков до ~12 м от современной поверхности в южном направлении к наиболее глубокой части впадины (рис. 7в, 240–300 м). В небольшой изолированной впадине, исследованной скв. SK5, две линзы несортированных пролювиальных песков мощностью 1.5 и 0.8 м с глубины 6.4 м в картине интерполяции сопротивлений формируют идентичное распределение значений (рис. 7в, профиль E–F, 160–180 м).

В створе Соловьевской балки – наиболее крупной малой эрозионной формы, впадающей в одноименную котловину, – зафиксирована выдержанная (мощностью 2–3 м) приповерхностная относительно высокоомная линза с диапазоном значений 70–120 Ом\*м на 250–350 м профиля I–J (рис. 7г). Наиболее вероятно она также связана с линзой пролювиальных несортированных песков. Более высокие значения могут быть вызваны приповерхностным стратиграфическим положением и, соответственно, меньшей водонасыщенностью слоя. Контрастное разделение верхней и нижней высокоомной и центральной низкоомной фаций в пределах верхних 10–12 м ЭТ разреза – результат наиболее удачного методического подхода – совмещения “глубинной” и “детальной” проходок по одному профилю. В то же время ЭТ профилирование (A–B) лишь по “глубинной” методике (рис. 7б) не позволило выявить дистальную часть этого пролювиального тела, зафиксированную маломощным прослоем гравийника в скв. SK2 и по насыщению пашни галечным материалом.

Ф5 супер- и субаквальных суглинков, гиттий и торфов выполняет основную мощность как более крупных и глубоких изолированных погребенных впадин в днище Соловьевской котловины, так и небольших, и неглубоких палеопонижений на ее бортах. На большей протяженности ЭТ профилей диапазон измеренных сопротивлений находится в пределах 10–25 Ом\*м, что, в целом, соответствует подповерхностной ЭФ1. Однако мелко- и тонкослоистые суглинки, карбонатные и бескарбонатные гиттии, линзы торфов разного состава и степени разложенности никак не дифференцируются в ЭТ разрезе. Общая крайне высокая электропроводность фации связана с сильной обводненностью и, вероятно, повышенной минерализацией грунтовых вод. Ранее исследователями на территории прилегающей Ростовской низины отмечалось значительное хлоридно-сульфатное засоление грунтовых вод (диапазон измеренных значений 0–90 Ом\*м), УЭС в срединных горизонтах агроземов дерново-глеевых и глееватых почв составило 1–25 Ом\*м (Симонова и др., 2019), что совпадает

с диапазоном измеренных УЭС послеледниковых суб- и супераквальных осадков на ЭТ профилях 10–30 Ом\*м.

Таким образом, менее глубинное зондирование (двухметровая расстановка) было применено в попытке расчленить позднеплейстоценовые суглинистые пачки с линзами песков, торфов, сапропелей и гиттий, диагностированных бурением. Однако общее низкое сопротивление всего позднеплейстоценового комплекса, значительная влагонасыщенность пород и относительно небольшая мощность (до 1–3 м) отдельных пачек песков и органических осадков на глубинах от 4–5 до 15–16 м не позволили уверенно дифференцировать соответствующие геологическим фациям аномалии на ЭТ профилях. Однако некоторые закономерности в распределении областей пониженного УЭС в береговой зоне палеоводоёма позволяют разделять собственно озерные (более однородное распределение, 10–20 Ом\*м) от склоновых и мелководных фаций суглинков (менее однородное распределение, 25–35 Ом\*м).

Флювиогляциальные песчано-обломочные линзы (Ф4) представлены либо небольшими телами (первые метры) плохо сортированных светло-серых разнозернистых песков с большой долей валунов, гальки и гравия в составе крупных блоков моренных опесчаненных суглинков (рис. 5в), либо крупными линзами (первые десятки метров) наклонно-слоистых хорошо сортированных песков, суглинков и окатанного обломочного материала поверх Ф1–Ф3 (рис. 5б). В первом случае на ЭТ профилях небольшие линзы незначительно увеличивают фоновое сопротивление вмещающей толщи с 40–55 до 60–80 Ом\*м (“глубинная” методика, рис. 7б-в, профиль G–H) с плавным переходом в области пороговых значений ЭФ3 (35–70 Ом\*м) и ЭФ4 (70–200 Ом\*м). При двухметровой расстановке электродов в верхней части разреза (12–20 м) песчано-обломочные линзы проявляются более контрастно в градиентном переходе сопротивлений (рис. 7в, профиль E–F, рис. 7г). Более крупные блоки обе методики контрастно оконтуривают область УЭС 70–200 Ом\*м (ЭФ4) на фоне вмещающей ЭФ3.

Точно так же на ЭТ профилях прослеживается и геологическая фация водно-ледниковых тонко- и мелкослоистых песков (Ф1, рис. 5и). Таким образом, отложения Ф1 и Ф4 достоверно соотносятся с ЭФ4 (70–200 Ом\*м), что не позволяет разделить их в разрезе исключительно по абсолютным значениям сопротивлений. Тем не менее можно предположить, что более крупные тела наклонно- и вертикально-слоистых песков Ф1 соответствуют крупным массивным высокоомным областям,

регистрируемым ниже глубины достоверной интерпретации (30–40 м от современной поверхности и глубже) на ЭТ профилях А–В, Е–F, G–H и I–J, тогда как менее крупные блоки и линзы Ф4 обуславливают замкнутые высокоомные области (рис. 7). Так, в северной и центральной частях котловины приповерхностные низкоомные линзы (ЭФ1–ЭФ2) разделяет крупный выступ положительной аномалии УЭС (ЭФ3–ЭФ4) (рис. 7б, в). На дневной поверхности днища депрессии ему соответствуют красноватые ледниковые супеси (Ф3), часто со щебнем и мелкими валунами непосредственно в пахотном горизонте. Здесь с большей достоверностью можно реконструировать наличие отдельных флювиогляциальных линз Ф4 в моренном диамиктоне Ф3, чем серию внедрений тел водно-ледниковых песков Ф1.

Фации Ф2 и Ф3 не различаются в ЭТ разрезе котловины несмотря на контрастные вертикальные контакты в геологических обнажениях, вероятно, ввиду их общего слабоопесчаненного суглинистого состава и близкой влагонасыщенности. Они формируют общий вмещающий фон подстилающих ледниковых и водно-ледниковых пород московского горизонта строго в рамках ЭФ3 (35–70 Ом\*м) с преобладающими значениями в 40–55 Ом\*м. Довольно хорошая электропроводность подстилающих пород может быть связана с суглинистым составом и, вероятно, повышенным содержанием легкорастворимых солей, зарегистрированным ранее исследователями в соподчиненной Ростовской низине (Симонова и др., 2019). Обломочный материал в составе ледниковых и водно-ледниковых отложений помимо гнейсов, гранитоидов и кварцитов, типичных для северо-западной питающей провинции московского ледникового горизонта, включает значительную долю мела, известняков и кремневых конкреций, характерных для верхнепалеозойских пород, близко подходящих к поверхности в Ростовской низине. Деятельность ледников могла способствовать включению в состав морены соледержащих пород и обусловить в целом низкое УЭС подстилающих отложений.

#### 4.2. Палеогеоморфологическая интерпретация

Таким образом, можно сделать вывод, что в целом распределение низкоомных аномалий в кровле фоновой ЭФ3 и высокоомной ЭФ4 отражает дифференцированный первичный ледниковый рельеф (красная линия на ЭТ профилях, рис. 7). В пределах современной плоскодонной Соловьевской котловины установлено, как минимум, две крупные впадины – северная и центральная. Существенно разнящаяся глубина залегания торфов в их пределах (ниже 15 м в скв. SK7 и около 8.5 м в скв. SK2, рис. 3) и отсутствие линз пролювиаль-

ных песков (Ф6) в центральной впадине (скв. SK1–SK2) также указывают на возможность изолированного развития отдельных частей бассейна. Два отдельных водоема существовали, как минимум, вплоть до конца средневалдайского интерстадиала (по результатам определения радиоуглеродного возраста отложений, вмещающих пролювий, и отнесению торфов к типичным для района образования микулинского межледниковья (Garankina et al., 2023, 2025)). После существенного выполнения впадин осадками они, вероятно, могли сливаться в единый бассейн, хотя небольшая глубина воды и тренд к обмелению, реконструируемые для поздневалдайского времени по кернам в обеих впадинах (Garankina et al., 2019, 2025), оставляют вероятность разобщенного существования отдельных мелководных озер-луж вплоть до их полного исчезновения.

Амплитудный рельеф дна каждой впадины, судя по сравнению субпараллельных профилей А–В и G–H (рис. 7б, в), имел характерную особенность. В целом полого-вогнутые депрессии диаметром более 150–350 м с фоновыми глубинами до 8–10 м осложняют отдельные воронковидные переуглубления до 15–25 м с очень крутыми (до 35–45°) склонами. Такое строение в целом типично для термокарстовых котловин в областях развития пластовых, в том числе погребенных ледниковых, и инъекционных льдов (Качурин, 1961; Романенко, 1997; Sellmann et al., 1975; Lenz et al., 2013 и др.). Это подтверждает выдвинутое ранее предположение о формировании котловинного рельефа Борисоглебской возвышенности в ходе деградации позднемосковского ледникового покрова в результате длительного сохранения и постепенного вытравливания крупных блоков мертвого льда (Garankina et al., 2019; Shishkina et al., 2019; Garankina, 2023). Примером еще более крупных таких выполненных депрессий могут служить котловина оз. Глебовского, расположенная примерно в 6 км к западу от ключевого объекта исследования, и котловина Сарского болота в центральной части возвышенности (рис. 1б). Последняя недавно также была исследована ЭТ методом (Захаров и др., 2024), который показал несколько более чем 40–60-метровых переуглублений в пределах ныне совершенно плоского днища котловины, занятого голоценовым болотом (Rudinskaya et al., 2022).

В Соловьевской котловине северную и центральную озерные впадины разделяет выступ опесчаненных пород ледникового комплекса с обильными обломочными включениями на дневной поверхности. В современном рельефе этот слабо выпуклый участок днища котловины простирается в виде плавного невысокого отрога Гидрохолма

(рис. 2а, 7е), практически исчезая в восточной части. Судя по всему, можно реконструировать своеобразный субширотный ледниковый вал шириной более 200 м и высотой до более 25 м, ныне практически заподлицо погребенный послеледниковыми осадками. Вал, постепенно снижая высоту, мог пересекать всю котловину целиком, причленяясь к ее западному борту в районе крупной погребенной положительной аномалии сопротивлений (южный край ЭТ профиля I–J, рис. 7г). Однако равновероятна (и в целом, непротиворечива) гипотеза и о наличии другого крупного погребенного поднятия ледникового цоколя, трассирующегося с юго-востока на северо-запад в пределах днища котловины по схожести формы и массивности тел высокоомной ЭФ4 на южных оконечностях трех субмеридиональных профилей А–В, G–H и I–J. Учитывая сопоставление этой хуже проводящей электромографической фации песчаным и песчано-обломочным грунтам, можно предполагать формирование данных валов либо по типу озоз (накопление флювиогляциального материала Ф4 в трещинах блоков мертвого льда), либо по типу напорных образований, сформированных гляциодислокациями более древних водно-ледниковых слоистых песков (Ф1, разрез СН11, рис. 4а, б) (Лобанов, 2001; Garankina, 2023). Такие поставленные “на попа” блоки слоистых песков и суглинков высотой более 10 м были вскрыты близлежащими карьерами в приборочных частях Поклонского и Карьерного холмов (разрезы WG и СН1–3, рис. 4и).

Наклон северного борта северной впадины составлял 10–18° (рис. 7), тогда как сейчас ему соответствует пологое подножие склона Карьерного холма крутизной не более 3–5°, а самое мощное достоверное послеледниковое выполнение (20.55 м, скв. SK7) вскрыто практически в тыловом шве современной котловины. Падение южного палеосклона впадины, по данным ЭТ, и вовсе достигало 45° (рис. 7в, 310–330 м). Существенно большая крутизна склонов палеодепрессий по сравнению с современными пологими бортами котловины предполагала гораздо более динамичное протекание геоморфологических процессов на них. Так, в скв. SK5 и SK7 отмечены небольшие блоки диамиктона (Ф3) с резкими угловатыми контактами в толще озерных слоистых суглинков, в том числе насыщенных органическим детритом и даже с фрагментами древесных стволов (Garankina et al., 2025). Ранее предпринимались попытки трактовки подобных линз диамиктона в стратиграфических позициях, заведомо более молодых, чем время деградации московского оледенения, как признаков ранневалдайского (калининского) оледенения (Москвитин, 1965; Новский, 1975; Проблемы

стратиграфии..., 2021; Судакова, 2012 и др.). Однако сейчас, учитывая новые данные о строении котловин, полученные с применением ЭТ метода и заверенные буровыми данными, а также резкость и угловатость контактов линз, можно уверенно говорить о типичности процесса оползания блоков моренного материала, в особенности на подводных склонах палеодепрессий. Ранее предполагался и другой механизм его склонового смещения – солифлюкционный (Чеботарева, Макарычева, 1974), который также был вполне вероятен на относительно более пологих участках бортов. Другие типы осадков московского возраста (водно-ледниковые слоистые пески и суглинки Ф1–Ф2), по всей видимости, были менее подвержены оползанию (вероятно, из-за большей плотности и низкой влагонасыщенности) и скорее подвергались размыву и переотложению в прибрежной зоне в результате волноприбойного процесса.

Распространение значительных градиентов уклонов объясняет и не вполне корректную предварительную интерпретацию данных первого выполненного глубинного ЭТ профиля А–В (Гаранкина и др., 2024; Garankina et al., 2023), вызванную “сносом” скважин на близрасположенные профили (в пределах 50–100 м). Однако, как показала детализация исследований, в условиях выявленной амплитудности палеорельефа возможно достоверно использовать буровые данные лишь тех скважин, что расположены непосредственно на ЭТ профилях и в пределах первых метров от них.

Ранее находки озерных фаций осадков в широком высотном диапазоне (до 180 м абс.) неоднократно пытались интерпретировать как доказательства существования единого подпрудного водоема, гипотетически существовавшего в исследуемом районе в позднем валдае (Квасов, 1975; Русаков, 2012), что не подтверждается последними результатами датирования и корреляции (Borisova et al., 2022). Нам с помощью ЭТ удалось выявить множественные мелкие низкоомные линзы, вложенные в локальные понижения кровли ледникового цоколя и будто бы подвешенные на бортах современной котловины в высотном интервале от 160 до 187 м абс.: на подножии Поклонского холма (в районе скв. SK9) и Гидрохолма, в приборочной части Карьерного холма (рис. 7). Это позволяет рассматривать разрозненные линзы озерных суглинков и гиттий, вскрытые в том числе и в приборочной части восточного склона Поклонского холма разрезом WG (Гаранкина и др., 2025), как каскады небольших по площади водоемов, развивавшихся в условиях неравномерного вытаивания как мертвого ледникового льда московского времени, так, возможно, и внутригрунтового

льда, формировавшегося на более поздних этапах валдайской перигляциальной эпохи (Garankina et al., 2022). Они отражают характерную черту позднеплейстоценового развития района, когда замкнутые просадочные формы термокарстового и гляциокарстового генезиса выступали в качестве локальных, но долгоживущих седиментационных ловушек. Эта особенность находит отражение и в строении современной эрозионной сети района, проявляющейся в “разорванности” верхних и средних звеньев малых эрозионных форм и малых долин (Belyaev et al., 2020) и, как следствие, в низкой геоморфологической связанности современного ландшафта.

В качестве аналога развития подобных депрессий можно представить развитие голоценовых термокарстовых депрессий в современной криолитозоне, отражающих как схожие черты геоморфологического строения, так и геологической записи (Bouchard et al., 2017). Вероятно, часть таких “подвешенных” на склонах котловин могла сформироваться за счет комплексной термоденудации по типу образования термоцирков с остаточными озерами в их днищах. Такие котловинки могли испытывать периодические спуски водоемов, следы врезов которых пока не были непосредственно вскрыты геологическими выработками, однако читаются в наличии хиатусов в озерных толщах и угадываются в относительно узких глубоких низкоомных аномалиях (125 м ЭТ профиля К–L, к западу от скв. SK4, рис. 7д). Такие спуски могли приводить к временной стабилизации протаивания за счет уменьшения отепляющего воздействия слоя воды, а последующая его реактивация – к возобновлению озерного режима в пределах небольших каскадных понижений. Однако и для более крупных депрессий, таких как северная впадина Соловьевской котловины, нельзя исключать эпизоды спуска. Так, об этом говорит мощная низкоомная линза (подошва на глубине до 140 м – практически максимальной выявленной в пределах бассейна) непосредственно к югу от пробуренной ранее моренной перемычки (скв. SK6) на современном пороге стока из котловины (если не учитывать искусственное переуглубление дренажной системы, заложенной в 1984 г., рис. 2). Однако на данный момент остается дискуссионным механизм восстановления озерного режима в столь крупном понижении, тем не менее неоднократно зафиксированный в геологической летописи. Вероятно, ответ кроется в выше обсуждавшейся повышенной крутизне склонов палеодепрессий, когда эфемерно возникавшие при спуске врезы могли довольно быстро заполняться склоновыми, в том числе оползневыми массами, роль которых в строении

термокарстовых котловин часто подчеркивается и в современной криолитозоне (Murton, 1996).

Выявленные ассоциации погребенных впадин, сформировавшихся при вытаивании блоков мертвого льда, и ледниковых повышений, объединенных в современные более крупные плоскодонные котловины, обнаружены также в Польше (Woronko et al., 2018; Mirosław-Grabowska et al., 2021; Rychel, 2021) и Чехии (Hosek et al., 2019). Отдельные просто устроенные котловины разной глубины (от первых до первых десятков метров) обнаружены и исследованы с помощью ЭТ метода также в Польше (Hirsch et al., 2015), Дании (Corradini et al., 2020) и Австрии (Götz et al., 2012). Таким образом, выявленные палеокомплексы отражают типичную тенденцию послеледниковой эволюции исходных ледниковых ландшафтов в краевых зонах оледенений как времени MIS 6, так и MIS 2. Поэтому локальные седиментационные ловушки (моренные западины, котловины мертвого льда и полузамкнутые переуглубления в пределах ложбин стока), заполнявшиеся отложениями на протяжении всего послеледникового этапа, могут служить не только свидетельствами палеоэкологических изменений (Антонов, 1998; Шеремецкая и др., 2012; Borisova, 2005; Novenko et al., 2005; Fajer et al., 2012; Karasiewicz et al., 2017; Forysiak et al., 2018; Hein et al., 2021; Mirosław-Grabowska et al., 2021; Roman et al., 2021 и др.), но и для оценки масштабов денудации на водосборах и трансформации междуречных ландшафтов со времени последней деградации ледниковых покровов.

С точки зрения применения ЭТ метода, рассматриваемые в Центральной и Восточной Европе объекты в целом сопоставимы с исследуемым нами как по размерам (и соответственно требуемой глубинности зондирования), так и по закономерностям распределения УЭС. Как и для Соловьевской котловины, послеледниковым органо-суглинистым выполнениям в погребенных котловинах мертвого льда и термокарстового происхождения (глубиной от первых до 10–15 м), как правило, соответствуют низкоомные (25–50 Ом\*м) электротомографические фации. Однако породы ледникового комплекса, подстилающие, а местами и перекрывающие озерно-болотные толщи, порой там достигают гораздо более высоких значений УЭС (часто выше 200–300 Ом\*м, а иногда и на порядки больших величин) (Götz et al., 2012; Hirsch et al., 2015; Woronko et al., 2018; Hosek et al., 2019; Corradini et al., 2020; Rychel, 2021). Это связано, в первую очередь, с в целом более песчаным составом пород и широким распространением электрофизически контрастных флювиогляциальных осадков, в пределах которых выявление

линз суглинистого и торфяного материала становится относительно простой задачей для ЭТ. В то же время в исследуемом нами объекте сочетаются как литологически пестрые отложения ледникового комплекса со сложными, часто резкими субвертикальными контактами, так и довольно неоднородно распределенные линзы пролювиальных песков в послеледниковых суглинках. Контрастные боковые контакты вмещающих отложений при интерполяции поля ЭТ данных сильно влияют на вертикальную неоднородность низкоомных фаций выполнения котловин. Линзы пролювия значительно отличаются по характеристикам электропроводности от вмещающих озерных суглинков и гиттий, но залегают довольно глубоко и имеют недостаточную мощность, чтобы контрастно отрисоваться в данных ЭТ разрезов. В результате взаимоналожения этих и других факторов интерпретация ЭТ данных по ключевому объекту потребовала как гораздо более детального методического подхода, так и тщательного соотнесения и выявления взаимоотношений разных геологических и электротомографических фаций, рассмотренных выше. Несмотря на большие время- и трудозатраты, разработанные методики ЭТ съемки на разных установках и с разной глубинностью, совместно примененные на одних профилях, показывают более высокую надежность получаемых результатов и эффективность в интерпретации данных о строении верхних 10–20 м разреза.

## 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Актуальный рельеф междуречий Борисоглебской возвышенности в крупном масштабе слабо отражает особенности погребенной ледниковой топографии, существенно сглаженной за счет длительного направленного тренда к выполнению широко распространенных первичных замкнутых неровностей.

Исследованная выположенная плоскодонная котловина обладала сложным амплитудным ледниковым палеорельефом, представленным несколькими слившимися переуглубленными впадинами с покатыми и крутыми склонами, практически полностью заполненными в ходе послеледниковой трансформации.

В целом осадки исследуемого района отличаются хорошей проводимостью (УЭС менее 200 Ом\*м). Послеледниковое суглинистое выполнение дешифрируется в данных электротомографической съемки по наиболее низким сопротивлениям (10–35 Ом\*м) в отличие от относительно высокоомных (35–200 Ом\*м) и сильнее дифференцированных отложений подстилающего ледникового комплекса.

Применение электротомографии при палеогеографических исследованиях краевой зоны MIS 6 оледенения оказалось полезным инструментом как для выявления мощностей послеледниковых суглинистых выполнений первичных понижений ледникового рельефа, так и для установления пространственных взаимоотношений крупных тел моренного, озерно-ледникового и флювиогляциального происхождения в самом ледниковом комплексе. В дальнейшем метод можно использовать для лучшего понимания реальных масштабов послеледникового переотложения и моделирования рельефа в течение последних 130 тыс. лет.

Дальнейшая детализация и расчленение послеледниковых осадков на основе данных малоуглубинной электротомографии затруднены пониженными и в целом близкими значениями УЭС в этих пачках, их существенной обводненностью в условиях локальных слабодренированных понижений и относительно малой мощностью пачек и линз, контрастных по литологическому составу или обогащению органическим веществом.

На склонах окружающих холмов установлена серия изолированных котловинок, будто “подвешенных” на бортах основной депрессии. Таким образом, многочисленные находки озерных осадков в широком высотном диапазоне не являются признаками существования здесь крупного подпружного водоема. Они отражают характерную черту позднеплейстоценового развития района: в замкнутых просадочных формах термокарстового и гляциокарстового генезиса здесь существовала система небольших каскадных озер, выступавших в качестве локальных седиментационных ловушек, что отражается в низкой геоморфологической связанности и современного ландшафта.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда, проект № 23-77-10063. Мы благодарны А. Ю. Качалову и Н. Е. Демидову за проведенные буровые работы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

- Антонов С.И. (1998) Плейстоценовый озерный литоморфогенез в пределах юго-западного Подмосковья. В сб.: *История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины*. СПб: Наука. С. 282–290.
- Гаранкина Е.В., Шоркунов И.Г. (2024) О чем молчат разрезы: методические аспекты работы с грунтовыми выработками в палеогеографических целях. В сб.: *Материалы I Белорусского географического конгресса: к 90-летию факультета географии и геоинформатики Белорусского государственного университета и 70-ле-*

- тию Белорусского географического общества, Минск, 8–13 апр. 2024 г. Ч. 6. Актуальные проблемы физической географии и устойчивого природопользования. Минск: БГУ. С. 46–52.
- Гаранкина Е.В., Шоркунов И.Г., Полетаева Ю.А. и др. (2025) Корреляция палеогеографических записей локальных депрессий и прилегающих автономных позиций на междуречьях Борисоглебской возвышенности. В сб.: *Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена: Материалы Всероссийской конференции с международным участием “Марковские чтения 2025 года”*. М.: Красногорская типография. С. 27–31.
- Гаранкина Е.В., Шоркунов И.Г., Юрченко А.П. и др. (2024) Трансформация локальных ледниковых депрессий по геологическим и геофизическим данным, Борисоглебская возвышенность, центр Европейской части России. *Limnology and Freshwater Biology*. № 4. С. 314–317.  
<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2024-A-4-310>
- Захаров А.Л., Гаранкина Е.В., Константинов Е.А. и др. (2024) Перспективы изучения палеоархива озерных отложений Сарского болота. *Limnology and Freshwater Biology*. № 4. С. 735–736.  
<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2024-A-4-733>
- Качурин С.П. (1961) Термокарст на территории СССР. М.: АН СССР. 291 с.
- Квасов Д.Д. (1975) Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука. 278 с.
- Лобанов А.И. (2001) Особенности строения ледниковых толщ и гляциотектоники в окрестностях Ярославля. В сб.: *Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеография Ярославского Поволжья. Материалы симпозиума, Ярославль, июль 2001*. М.: ГЕОС. С. 121–139.
- Лобков В.А. (2025) Пространственно-временная организация почвенного покрова Борисоглебской возвышенности и Суздальского плато. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГ РАН. 27 с.
- Москвитин А.И. (1965) Плейстоцен европейской части СССР. М.: Наука. 180 с.
- Новский В.А. (1975) Плейстоцен Ярославского Поволжья. М.: Наука. 236 с.
- Посаженникова В.С., Гаранкина Е.В., Шоркунов И.Г. и др. (2024) Керны древних озерных отложений: особенности извлечения и обработки. В сб.: *Материалы I Белорусского географического конгресса: к 90-летию факультета географии и геоинформатики Белорусского государственного университета и 70-летию Белорусского географического общества, Минск, 8–13 апр. 2024 г. Ч. 6. Актуальные проблемы физической географии и устойчивого природопользования*. Минск: БГУ. С. 150–155.
- Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеография Ярославского Поволжья (2001) Под ред. Ю.А. Лаврушина, И.А. Чистяковой. М.: ГЕОС. 158 с.
- Романенко Ф.А. (1997) Формирование озерных котловин на равнинах Арктической Сибири. Дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ. 206 с.
- Русаков А.В. (2012) Формирование озерно-ледниковых отложений и почв в перигляциальной зоне центра Русской равнины в позднем неоплейстоцене и голоцене. Дис. ... докт. геогр. наук. СПб.: СПбГУ. 351 с.
- Симонова Ю.В., Русаков А.В., Рюмин А.Г. и др. (2019) Диагностика и характер проявления гидроморфного засоления ландшафта “Варницы” (г. Ростов Великий, Ярославская обл.): опыт и методология применения электрофизического подхода. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*. Т. 64. Вып. 1. С. 81–99.  
<https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.404>
- Судакова Н.Г. (2012) Актуальные дискуссионные вопросы о проявлении ледниковых событий в центре Русской равнины. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. № 72. С. 60–72.
- Хмельевской В.К. (1984) Электроразведка. М.: МГУ. 420 с.
- Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. (1974) Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука. 216 с.
- Шеремецкая Е.Д., Борисова О.К., Панин А.В. (2012) Динамика послеледникового выравнивания рельефа междуречий в краевой зоне московского оледенения (на примере бассейна р. Протвы). *Геоморфология*. № 1. С. 92–106.  
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2012-1-92-106>
- Электроразведка: пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей. Т. II. Малоглубинная электроразведка (2013) Под ред. В.А. Шевнина, А.А. Бобачева. М.: МГУ. 123 с.
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A. et al. (2016) Glaciomorphological map of the Russian Federation. *Quat. Int.* Vol. 420. P. 4–14.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Belyaev V.R., Garankina E.V., Shorkunov I.G. et al. (2020) Holocene erosion and deposition within a small catchment of the Northeastern Borisoglebsk Upland (Central European Russia). In: *IOP Conference Series: Earth and Environmental Sci.* Vol. 438. 012002.  
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/438/1/012002>
- Borisova O., Konstantinov E., Utkina A. et al. (2022) On the existence of a large proglacial lake in the Rostov-Kostroma lowland, north-central European Russia. *J. of Quat. Sci.* Vol. 37. Iss. 8. P. 1442–1459.  
<https://doi.org/10.1002/jqs.3454>
- Borisova O.K. (2005) Vegetation and climate changes at the Eemian/Weichselian transition: new palynological data from Central Russian Plain. *Polish Geological Institute Special Papers*. Vol. 16. P. 9–17.
- Bouchard F., MacDonald L.A., Turner K.W. et al. (2017) Paleolimnology of thermokarst lakes: a window into permafrost landscape evolution. *Arctic Sci.* Vol. 3. P. 91–117.  
<https://dx.doi.org/10.1139/as-2016-0022>

- Corradini E., Eriksen B.V., Mortensen M.F. et al. (2020) Investigating Lake sediments and peat deposits with geophysical methods – A case study from a kettle hole at the Late Palaeolithic site of Tyrsted, Denmark. *Quat. Int.* Vol. 558. P. 89–106.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.08.008>
- Fajer M., Waga J.M., Rzetala M. et al. (2012) The Late Vistulian and Holocene evolution of Jezioro Lake: a record of environmental change in southern Poland found in deposits and landforms. *J. of Paleolimnology*. Vol. 48. P. 651–667.  
<https://doi.org/10.1007/s10933-012-9634-1>
- Forysiak J., Majecka A., Marks L. et al. (2018) Eemian to Early Weichselian organic deposits in the watershed kettle-hole basins in central Poland. *Bull. Geol. Soc. Finl.* Vol. 90. P. 199–208.  
<https://doi.org/10.17741/bgsf/90.2.005>
- Garankina E. (2023) Stop 2. Glacial inheritance vs postglacial metamorphoses of the Borisoglebsk Upland interfluves. 2a. Glacial deposits and associated topography. In: *Valdai Periglacial Field Symposium Guidebook, 27–30 August 2023*. Moscow: IG RAS. P. 37–46.  
<https://doi.org/10.15356/periglacial978-5-89658-071-3>
- Garankina E., Posazhennikova V., Lobkov V. et al. (2023) Stop 2. Glacial inheritance vs postglacial metamorphoses of the Borisoglebsk Upland interfluves. 2b. Postglacial lacustrine sedimentation. In: *Valdai Periglacial Field Symposium Guidebook, 27–30 August 2023*. Moscow: IG RAS. P. 47–63.  
<http://dx.doi.org/10.15356/periglacial978-5-89658-071-3>
- Garankina E.V., Belyaev V.R., Shorkunov I.G. et al. (2019) Lake sedimentation as an agent of postglacial transformation of interfluves and fluvial landscapes of the Borisoglebsk Upland, Central European Russia. *Proceedings of IAHS*. Vol. 381. P. 13–20.  
<https://doi.org/10.5194/piahs-381-13-2019>
- Garankina E.V., Lobkov V.A., Shorkunov I.G. et al. (2022) Identifying relict periglacial features in watershed landscape and deposits of Borisoglebsk Upland, Central European Russia. *J. of the Geol. Soc.* Vol. 179. No. 5.  
<https://doi.org/10.1144/jgs2021-135>
- Garankina E.V., Posazhennikova V.S., Shorkunov I.G. (2025) Paleoarchive of Late Pleistocene sedimentary environments on the Borisoglebskaya Upland. *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya geograficheskaya*. No. 4. (in press).
- Götz J., Salcher B., Starnberger R. et al. (2018) Geophysical, topographic and stratigraphic analyses of perialpine kettles and implications for postglacial mire formation. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. Vol. 100. No. 3. P. 254–271.  
<https://doi.org/10.1080/04353676.2018.14>
- Hein M., Urban B., Tanner D.C. et al. (2021) Eemian landscape response to climatic shifts and evidence for northern Neanderthal occupation at a palaeolake margin in northern Germany. *Earth Surf. Processes Landforms*. Vol. 46. Iss. 14. P. 2884–2901.  
<https://doi.org/10.1002/esp.5219>
- Hirsch F., Schneider A., Nicolay A. et al. (2015) Late Quaternary landscape development at the margin of the Pomeranian phase (MIS 2) near Lake Wygonin (Northern Poland). *Catena*. Vol. 124. P. 28–44.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.018>
- Hosek J., Prach J., Krizek M. et al. (2019) Weichselian thermokarst landscape discovered in the Czech Republic, central Europe. *Boreas*. Vol. 48. Iss. 4. P. 988–1005.  
<https://doi.org/10.1111/bor.12404>
- Karasiewicz M.T., Hulisz P., Noryoekiewicz A.M. et al. (2017) The impact of postglacial palaeoenvironmental changes on the properties of sediments in the kettle hole at the site of Jurki (NE Poland). *Geol. Quarterly*. Vol. 61. No. 2. P. 305–319.  
<https://doi.org/10.7306/gq.1346>
- Lenz J., Fritz M., Schirrmeister L. et al. (2013) Periglacial landscape dynamics in the western Canadian Arctic: Results from a thermokarst lake record on a push moraine (Herschel Island, Yukon Territory). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Vol. 381–382. P. 15–25.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.04.009>
- Loke M.H. (2001) Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys [Electronic data]. Access way: <https://www.geotomosoft.com/> (access date: 20.04.2025).
- Mirosław-Grabowska J., Borówka R.K., Radzikowska M. et al. (2021) Environmental changes recorded in the sequence of lake-peat bogs in the Eemian Interglacial and Vistulian on the basis of multi-proxy data. *Quat. Int.* Vol. 632. P. 51–64.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.11.023>
- Murton J.B. (1996) Thermokarst-lake-basin sediments, Tuktoyaktuk Coastlands, western arctic Canada. *Sedimentology*. Vol. 43. Iss. 4. P. 737–760.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1996.tb02023.x>
- Novenko E.Y., Velichko A.A., Zuganova E.S. et al. (2005) Dynamics of vegetation at the Late Pleistocene Glacial/Interglacial transition (new data from the center of the East European Plain). *Polish Geol. Institute Special Papers*. No. 16. P. 77–82.
- Roman M., Mirosław-Grabowska J., Niska M. (2021) The Eemian Lakeland of the central Polish Plain: environmental changes and palaeogeography. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Vol. 561. P. 110087.  
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110087>
- Rudinskaya A.I., Zakharov A.L., Konstantinov E.A. et al. (2022) Conditions of sedimentation in the Sarskoye Swamp (Yaroslavl region, Russia) in the Late Glacial and Holocene. *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 1553–1555.
- Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L. et al. (2015). Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS 5: Proxies from palaeosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia). *Quat. Int.* Vol. 365. P. 26–41.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.029>
- Rychel J. (2021) Palaeogeographic reconstruction of the North Podlasie region in the Sokółka area during the Late Pleistocene (NE Poland). *Geological Quarterly*. Vol. 65. No. 1. P. 12.  
<http://dx.doi.org/10.7306/gq.1585>

Sellmann P.V., Brown J., Lewellen R.I. et al. (1975) The classification and geomorphic implications of thaw lakes on the arctic coastal plain, Alaska. Research Report 344. Hanover, New Hampshire: U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory. 21 p.

Shishkina Y., Garankina E., Belyaev V. et al. (2019) Postglacial incision-infill cycles at the Borisoglebsk Upland: Correla-

tions between interfluvial headwaters and fluvial network. *Int. Soil Water Conserv. Res.* Vol. 7. Iss. 2. P. 184–195. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2019.02.001>

Woronko B., Rychel J., Karasiewicz T.M. et al. (2018) Post-Saalian transformation of dry valleys in eastern Europe: an example from NE Poland. *Quat. Int.* Vol. 467. P. 161–177. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.09.054>

## TRANSFORMATION OF LOCAL GLACIAL DEPRESSIONS ACCORDING TO GEOLOGICAL AND ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY DATA, BORISOGLEBSK UPLAND, CENTRAL EAST EUROPEAN PLAIN<sup>1</sup>

E. V. Garankina<sup>a, b, #</sup>, A. P. Yurchenko<sup>a</sup>, I. G. Shorkunov<sup>a</sup>, V. A. Lobkov<sup>a</sup>, and Yu. A. Poletaeva<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

<sup>#</sup> *E-mail: evgarankina@gmail.com*

Late Pleistocene transformation of European glacial landscapes is often narrowed down to the impact of postglacial linear erosion. Yet in the marginal zone of MIS 6 glaciation extensive watersheds were protractedly affected by the postglacial flattening in periglacial and interglacial conditions. Local sediment sinks such as kettle holes and dry valleys infilled throughout the postglacial stage can serve not only as records of paleoenvironmental and paleoclimatic changes but also for assessing the scales of watershed denudation and landscape transformation since the last glacial cover degradation. We attempted to use electrical resistivity tomography for paleogeomorphological survey of a local flat-bottomed depression studied by conventional lithological and stratigraphic approaches in a series of geological exposures and cores. The obtained series of electrotomography profiles showed a contrasting picture of the relatively higher-resistive glacial base embedded with low-resistive lenses 3–25 m thick atop. The latter were correlated with the postglacial loamy deposits of colluvial and lacustrine origin that infilled the lows of initial glacial topography. It was revealed that the depression has a particularly complex inner structure embodying at least two buried kettle holes divided by a glacial ridge almost buried under the postglacial infill. They functioned as separate basins during much of the Late Pleistocene and probably merged only at its final stages due to considerable sedimentary infill of the kettles. Electrotomography cross-sections also showed a quite variable bottom relief of each kettle with significantly steeper slopes than the modern sides of the depression. 8 geological and 4 electrotomography facies were distinguished, with their correspondence to each other discussed and compared to the geophysical findings of similar geomorphic objects in analogue regions of Central and Eastern Europe. Thus, electrical resistivity tomography prospecting proved to be useful for detecting the postglacial loamy infills of initial lows of the glacial topography and can be further employed to better understand the actual scales of the postglacial redeposition and landscape modeling during the last 130 ka.

*Keywords:* glacial landscape; kettle hole; facies analysis; lacustrine sediment; Late Pleistocene; thermokarst; slope processes; electrotomography

### ACKNOWLEDGMENTS

The study was financially supported by the Russian Science Foundation, project No. 23-77-10063. We are grateful to A. Yu. Kachalov and N. E. Demidov for the drilling assistance.

<sup>1</sup> *For citation:* Garankina E. V., Yurchenko A. P., Shorkunov I. G., Lobkov V. A., and Poletaeva Yu. A. (2025) Transformation of local glacial depressions according to geological and electrical resistivity tomography data, Borisoglebsk Upland, Central East European Plain. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 56. No. 4. P. 678–700 (in Russ.). <https://doi.org/10.7868/S2949179725040077>

### REFERENCES

- Antonov S.I. (1998) Pleistocene lacustrine lithomorphogenesis within the south-west Moscow region. In: *Istoriya pleistotsenovykh ozer Vostochno-Evropeiskoi ravniny*. Saint Petersburg: Nauka (Publ.). P. 282–290 (in Russ).
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A. et al. (2016) Glaciomorphological map of the Russian Federation. *Quat. Int.* Vol. 420. P. 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Belyaev V.R., Garankina E.V., Shorkunov I.G. et al. (2020) Holocene erosion and deposition within a small catchment of the Northeastern Borisoglebsk Upland (Central European Russia). In: *IOP Conference Series: Earth and*

- Environmental Sci.* Vol. 438. 012002.  
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/438/1/012002>
- Borisova O., Konstantinov E., Utkina A. et al. (2022) On the existence of a large proglacial lake in the Rostov-Kostroma lowland, north-central European Russia. *J. of Quat. Sci.* Vol. 37. Iss. 8. P. 1442–1459.  
<https://doi.org/10.1002/jqs.3454>
- Borisova O.K. (2005) Vegetation and climate changes at the Eemian/Weichselian transition: new palynological data from Central Russian Plain. *Polish Geological Institute Special Papers.* Vol. 16. P. 9–17.
- Bouchard F., MacDonald L.A., Turner K.W. et al. (2017) Paleolimnology of thermokarst lakes: a window into permafrost landscape evolution. *Arctic Sci.* Vol. 3. P. 91–117.  
<https://dx.doi.org/10.1139/as-2016-0022>
- Chebotareva N.S., Makarycheva I.A. (1974) Poslednee oledenenie Evropy i ego geokhronologiya (The last glaciation of Europe and its geochronology). Moscow: Nauka (Publ.). (in Russ.).
- Corradini E., Eriksen B.V., Mortensen M.F. et al. (2020) Investigating Lake sediments and peat deposits with geophysical methods – A case study from a kettle hole at the Late Palaeolithic site of Tyrsted, Denmark. *Quat. Int.* Vol. 558. P. 89–106.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.08.008>
- Fajer M., Waga J.M., Rzetala M. et al. (2012) The Late Vistulian and Holocene evolution of Jezioro Lake: a record of environmental change in southern Poland found in deposits and landforms. *J. of Paleolimnology.* Vol. 48. P. 651–667.  
<https://doi.org/10.1007/s10933-012-9634-1>
- Forysiak J., Majecka A., Marks L. et al. (2018) Eemian to Early Weichselian organic deposits in the watershed kettle-hole basins in central Poland. *Bull. Geol. Soc. Finl.* Vol. 90. P. 199–208.  
<https://doi.org/10.17741/bgsf/90.2.005>
- Garankina E. (2023) Stop 2. Glacial inheritance vs postglacial metamorphoses of the Borisoglebsk Upland interfluves. 2a. Glacial deposits and associated topography. In: *Valdai Periglacial Field Symposium Guidebook, 27–30 August 2023.* Moscow: IG RAS (Publ.). P. 37–46.  
<https://doi.org/10.15356/periglacial978-5-89658-071-3>
- Garankina E.V., Belyaev V.R., Shorkunov I.G. et al. (2019) Lake sedimentation as an agent of postglacial transformation of interfluves and fluvial landscapes of the Borisoglebsk Upland, Central European Russia. *Proceedings of IAHS.* Vol. 381. P. 13–20.  
<https://doi.org/10.5194/piahs-381-13-2019>
- Garankina E.V., Lobkov V.A., Shorkunov I.G. et al. (2022) Identifying relict periglacial features in watershed landscape and deposits of Borisoglebsk Upland, Central European Russia. *Journal of the Geol. Soc.* Vol. 179. No. 5.  
<https://doi.org/10.1144/jgs2021-135>
- Garankina E., Posazhennikova V., Lobkov V. et al. (2023) Stop 2. Glacial inheritance vs postglacial metamorphoses of the Borisoglebsk Upland interfluves. 2b. Postglacial lacustrine sedimentation. In: *Valdai Periglacial Field Symposium Guidebook, 27–30 August 2023.* Moscow: IG RAS (Publ.). P. 47–63.  
<http://dx.doi.org/10.15356/periglacial978-5-89658-071-3>
- Garankina E.V., Posazhennikova V.S., Shorkunov I.G. (2025) Paleoarchive of Late Pleistocene sedimentary environments on the Borisoglebskaya Upland. *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya geograficheskaya.* No. 4. (in press).
- Garankina E.V., Shorkunov I.G. (2024) What are the cross-sections silent about: methodical aspects of the ground workings for paleogeographical purposes. In: *Materialy I Belorusskogo geograficheskogo kongressa: k 90-letiyu fakul'teta geografii i geoinformatiki Belorusskogo gosudarstvennogo universiteta i 70-letiyu Belorusskogo geograficheskogo obshchestva, Minsk, 8–13 apr. 2024 g. CH. 6. Aktual'nyye problemy fizicheskoi geografii i ustoichivogo prirodopol'zovaniya.* Minsk: BSU (Publ.). P. 46–52 (in Russ.).
- Garankina E.V., Shorkunov I.G., Poletaeva Yu.A. et al. (2025) Correlation of paleogeographical records of the local depressions and adjacent autonomous positions on the Borisoglebsk upland interfluves. In: *Aktualnye problemy paleogeografii pleistotsena i golotsena: Materyaly Vserossiiskoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem "Markovskie chteniya 2025 goda".* Moscow: Krasnogorskaya tipografiya (Publ.). P. 27–31 (in Russ.).
- Garankina E.V., Shorkunov I.G., Yurchenko A.P. et al. (2024) Transformation of local kettle holes based on geological and geophysical evidence, Borisoglebsk Upland, Central European Russia. *Limnology and Freshwater Biology.* No. 4. P. 310–313.  
<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2024-A-4-310>
- Götz J., Salcher B., Starnberger R. et al. (2018) Geophysical, topographic and stratigraphic analyses of perialpine kettles and implications for postglacial mire formation. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography.* Vol. 100. No. 3. P. 254–271.  
<https://doi.org/10.1080/04353676.2018.14>
- Hein M., Urban B., Tanner D.C. et al. (2021) Eemian landscape response to climatic shifts and evidence for northerly Neanderthal occupation at a palaeolake margin in northern Germany. *Earth Surf. Processes Landforms.* Vol. 46. Iss. 14. P. 2884–2901.  
<https://doi.org/10.1002/esp.5219>
- Hirsch F., Schneider A., Nicolay A. et al. (2015) Late Quaternary landscape development at the margin of the Pomeranian phase (MIS 2) near Lake Wygonin (Northern Poland). *Catena.* Vol. 124. P. 28–44.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.08.018>
- Hosek J., Prach J., Krizek M. et al. (2019) Weichselian thermokarst landscape discovered in the Czech Republic, central Europe. *Boreas.* Vol. 48. Iss. 4. P. 988–1005.  
<https://doi.org/10.1111/bor.12404>
- Kachurin S.P. (1961) Termokarst na territorii SSSR (Thermokarst in the USSR territory). Moscow: AS USSR (Publ.). 291 p. (in Russ.).
- Karasiewicz M.T., Hulisz P., Noryoekiewicz A.M. et al. (2017) The impact of postglacial palaeoenvironmental changes on the properties of sediments in the kettle hole

- at the site of Jurki (NE Poland). *Geol. Quarterly*. Vol. 61. No. 2. P. 305–319.  
<https://doi.org/10.7306/gq.1346>
- Khmelevskoi V.K. (1984) *Electrorazvedka* (Electric prospecting). Moscow: MSU (Publ.). 420 p. (in Russ.).
- Kvasov, D.D. (1975) *Pozdnechetvertichnaya istoriya krupnykh ozer i vnutrennikh morei Vostochnoi Evropy* (Late Quaternary History of Eastern Europe's Large Lakes and Inland Seas). Leningrad: Nauka (Publ.). 278 p. (in Russ.).
- Lavrushin Yu.A., Chistyakova I.A. (Eds.). (2001) *Problemy stratigrafii chetvertichnykh otlozhenii i paleogeografii Yaroslavskogo Povolzhya* (Problems of the Quaternary deposits stratigraphy and paleogeography of the Yaroslavl Volga Region). Moscow: GEOS (Publ.). 158 p. (in Russ.).
- Lenz J., Fritz M., Schirmer L. et al. (2013) Periglacial landscape dynamics in the western Canadian Arctic: Results from a thermokarst lake record on a push moraine (Herschel Island, Yukon Territory). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Vol. 381–382. P. 15–25.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.04.009>
- Lobanov A.I. (2001) *Osobennosti stroeniya lednikovyx tolshch i glyatsiotektoniki v okrestnostyakh Yaroslavya* (Specifics of glacial sediments structure and glaciotectionics in the vicinity of Yaroslavl). In: *Problemy stratigrafii chetvertichnykh otlozhenii i paleogeografii Yaroslavskogo Povolzhya. Materialy simpoziuma, Yaroslavl, iyul 2021*. Moscow: GEOS (Publ.). P. 121–139 (in Russ.).
- Lobkov V.A. (2025) *Prostranstvenno-vremennaya organizatsiya pochvennogo pokrova Borisoglebskoi vozvysheynosti i Suzdal'skogo plato* (Spatio-temporal organization of the soil cover of the Borisoglebsk upland and Suzdal plateau). PhD thesis. Moscow: IG RAS. 27 p. (in Russ.).
- Loke M.H. (2001) Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys [Electronic data]. Access way: <https://www.geotomosoft.com/> (access date: 20.04.2025).
- Mirosław-Grabowska J., Borówka R.K., Radzikowska M. et al. (2021) Environmental changes recorded in the sequence of lake-peat bogs in the Eemian Interglacial and Vistulian on the basis of multi-proxy data. *Quat. Int.* Vol. 632. P. 51–64.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.11.023>
- Moskvitin A.I. (1965) *Pleistotsen evropeiskoi chasti SSSR* (Pleistocene of the european part of the USSR). Moscow: Nauka (Publ.). 180 p. (in Russ.).
- Murton J.B. (1996) Thermokarst-lake-basin sediments, Tuktoyaktuk Coastlands, western arctic Canada. *Sedimentology*. Vol. 43. Iss. 4. P. 737–760.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1996.tb02023.x>
- Novenko E.Y., Velichko A.A., Zuganova E.S. et al. (2005) Dynamics of vegetation at the Late Pleistocene Glacial/Interglacial transition (new data from the center of the East European Plain). *Polish Geological Institute Special Papers*. No. 16. P. 77–82.
- Novsky V.A. (1975) *Pleistotsen Yaroslavskogo Povolzh'ya* (Pleistocene of Yaroslavl Volga Region). Moscow: Nauka (Publ.). 236 p. (in Russ.).
- Posazhennikova V.S., Garankina E.V., Shorkunov I.G. et al. (2024) Cores of the ancient lacustrine deposits: extraction and processing specifics. In: *Materialy I Belorusskogo geograficheskogo kongressa: k 90-letiyu fakul'teta geografii i geoinformatiki Belorusskogo gosudarstvennogo universiteta i 70-letiyu Belorusskogo geograficheskogo obshchestva, Minsk, 8–13 apr. 2024 g. CH. 6. Aktual'nye problemy fizicheskoi geografii i ustoichivogo prirodopol'zovaniya*. Minsk: BSU (Publ.). P. 150–155 (in Russ.).
- Roman M., Mirosław-Grabowska J., Niska M. (2021) The Eemian Lakeland of the central Polish Plain: environmental changes and palaeogeography. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Vol. 561. P. 110087.  
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110087>
- Romanenko F.A. (1997) *Formirovanie ozernykh kotlovin na ravninakh Arkticheskoi Sibiri* (Formation of the lake kettles on the Arctic Siberia plains). PhD thesis. Moscow: MSU. 206 p. (in Russ.).
- Rudinskaya A.I., Zakharov A.L., Konstantinov E.A. et al. (2022) Conditions of sedimentation in the Sarskoye Swamp (Yaroslavl region, Russia) in the Late Glacial and Holocene. *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 1553–1555.
- Rusakov A.V. (2012) *Formirovanie ozerno-lednikovyx otlozhenii i pochv v periglyatsyalnoi zone tsentra Russkoi ravniny v pozdnem neopleistotsene i golotsene* (Formation of the glaciolacustrine deposits and soils in periglacial zone in the Centre of Russian plain in Late Pleistocene and Holocene). Doc. thesis. Saint Petersburg: Saint Petersburg State University. 351 p. (in Russ.).
- Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L. et al. (2015). Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS 5: Proxies from palaeosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia). *Quat. Int.* Vol. 365. P. 26–41.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.029>
- Rychel J. (2021) Palaeogeographic reconstruction of the North Podlasie region in the Sokółka area during the Late Pleistocene (NE Poland). *Geol. Quarterly*. Vol. 65. No. 1. P. 12.  
<http://dx.doi.org/10.7306/gq.1585>
- Sellmann P.V., Brown J., Lewellen R.I. et al. (1975) The classification and geomorphic implications of thaw lakes on the arctic coastal plain, Alaska. Research Report 344. Hanover, New Hampshire: U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory. 21 p.
- Sheremetskaya E.D., Borisova O.K., Panin A.V. (2012) Planation of Moscow Glaciation Periglacial Zone during Postglacial Epoch. *Geomorfologiya*. No. 1. P. 92–106 (in Russ.).  
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2012-1-92-106>
- Shevnin V.A., Bobachev A.A. (Eds.). (2013) *Elektrorazvedka: posobie po electrorazvedochnoi praktike dlya studentov geofizicheskikh spetsyal'nostei. T. II. Maloglubinnaya electrorazvedka* (Electric prospecting: Electric prospecting practice manual for the students of geophysical specialties. Vol. II. Near-surface electric prospecting). Moscow: MSU (Publ.). 123 p. (in Russ.).
- Shishkina Y., Garankina E., Belyaev V. et al. (2019) Postglacial incision-infill cycles at the Borisoglebsk Upland: Correla-

- tions between interfluvial headwaters and fluvial network. *Int. Soil Water Conserv. Res.* Vol. 7. Iss. 2. P. 184–195. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2019.02.001>
- Simonova Yu.V., Rusakov A.V., Ryumin A.G. et al. (2019) Diagnostics and specifics of the manifestation of hydro-morphic salinization of the Varnitsy landscape (Rostov Veliky, Yaroslavl region): experience and methodology of the electrophysical approach application. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle.* Vol. 64. Iss. 1. P. 81–99 (in Russ.).
- Sudakova N.G. (2012) Topical discussion questions about the appearance of glacial events in the center of the Russian Plain. *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda.* No. 72. P. 60–72 (in Russ.).
- Woronko B., Rychel J., Karasiewicz T.M. et al. (2018) Post-Saalian transformation of dry valleys in eastern Europe: an example from NE Poland. *Quat. Int.* Vol. 467. P. 161–177. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.09.054>
- Zakharov A.L., Garankina E.V., Konstantinov E.A. et al. (2024) Prospects for studying the paleo archive of lake sediment from the Sarskoe Bog. *Limnology and Freshwater Biology.* No. 4. P. 735–736. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2024-A-4-733>