НАУЧНЫЕ СООБШЕНИЯ

УДК 551.435.488→551.89(470.25)

ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВАЯ ТЕРРАСА В ИЗБОРСКО-МАЛЬСКОЙ ДОЛИНЕ: СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2022 г. Н. В. Карпухина^{1,*}, А. Н. Маккавеев¹, А. Л. Захаров¹, Е. А. Константинов¹, Р. Н. Курбанов^{1,2}, С. С. Бричева^{1,2}, Н. В. Сычев¹, Д. В. Баранов¹

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия *E-mail: nvkarpukhina@igras.ru

Поступила в редакцию 14.05.2021 г. После доработки 15.09.2021 г. Принята к публикации 11.10.2021 г.

На примере Изборско-Мальской долины (Псковская область) рассмотрены вопросы генезиса озерно-ледниковых террас в переуглубленных долинообразных понижениях, широко распространенных в области развития поздневалдайского (осташковского) оледенения. В северной части Изборско-Мальской долины были обнаружены фрагменты террасы абс. высотой 56-57 м, примыкающие к нижним частям ее склонов и сложенные тонкослоистыми песчаными отложениями. Данную террасу можно было бы отнести к речной или камовой. Детальные полевые и камеральные исследования позволили установить, что образование тонкослоистых песков в долине произошло на этапе ее дегляциации в приледниковом водоеме. Затем песчаная толща оказалась расчленена водным потоком, что способствовало обособлению фрагментов террасы. Формирование эрозионного вреза следует связывать с более крупным водотоком, а не с современной р. Обдех. Можно полагать, что расчленение первичной озерно-ледниковой поверхности и заложение эрозионного вреза в днище долины произошли во время спуска приледникового водоема ~13.3 тыс. л. н. Спуск подпрудного водоема произошел довольно быстро, из-за чего в верхней части озерно-ледниковых отложений отсутствует литолого-фациальная изменчивость, а в пределах вреза — террасы. Таким образом, терраса имеет озерно-ледниковое происхождение, а ее уступы – эрозионный генезис. Новые данные о механизме формирования озерно-ледниковой террасы в Изборско-Мальской долине отличаются от существующих представлений на северо-западе Восточно-Европейской равнины. Наряду с описанными ранее механизмами образования озерно-ледниковых террас (абразионной деятельностью бывших приледниковых озер, постепенным врезанием рек или с формированием склонов ледникового контакта камовых террас), следует иметь в виду возможность врезания мощных водных потоков при катастрофических спусках приледниковых озер. Результаты исследований террасы в Изборско-Мальской долине указывают на необходимость проведения детальных исследований и в других сходных долинах с целью ревизии возраста и механизма образования террас.

Ключевые слова: приледниковый водоем, эрозионный врез, гляциальное картографирование, ОСЛ, поздневалдайское оледенение, позднеледниковье

DOI: 10.31857/S0435428122010084

ВВЕДЕНИЕ

В долинах рек, относящихся к зоне развития последнего оледенения, нередко встречаются террасы, которые не связаны с деятельностью современного водотока. Например, известны камовые террасы в долинах р. Вислы и ее притоков [1, 2], р. Коннектикут [3], озерно-ледниковые террасы в долинах рек Великой [4, 5], Ловати, Ояти, Мсты, Шелони и ее притоков, Луги [5], Пиузы [6—8], Глен Рой [9, 10] и во многих других местах.

В данной статье речь пойдет об озерно-ледниковых террасах, приуроченых к переуглубленным полупогребенным долинам различного генезиса,

широко развитым на северо-западе Восточно-Европейской равнины [11—14]. Как правило, площадка озерно-ледниковой террасы — это бывшее дно подпрудного озера, а уступ может сформироваться: в результате абразионной деятельности подпрудного водоема при его спуске; в ходе врезания флювиогляциального потока; формирования и врезания современного водотока; или это бывший склон ледникового контакта камовой террасы.

Во время полевых исследований в северной части Изборско-Мальской долины (Псковская область, Россия) были изучены фрагменты одно-

уровневой террасы. На первый взгляд, данную террасу можно было бы отнести к речной или камовой. Однако детальные полевые исследования позволили предложить иной механизм ее образования.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Изборско-Мальская долина — одна из полупогребенных долин, расчленяющих поверхность западной части Псковской низменности. Слабоизвилистая в плане, она простирается с ЮВ на СЗ от д. Старый Изборск до д. Вашина Гора почти на 10 км (рис. 1). Ширина долины по бровкам варьирует от 0.4 до 1.5 км, ширина днища 0.2-0.7 км, современная глубина долины 40-60 м, глубина палеовреза в районе д. Броды (Печорский р-он) достигает 80 м. Поперечный профиль верхней части лолины трапешиевилный, в районе Мальского озера корытообразный. Склоны очень крутые (более 35° – до отвесных), местами изрезаны балками и осложнены террасами. Так, в южной части долины можно выделить четыре уровня террас, в то время как в северной – только один. По своему строению террасы в южной части долины денудационные, выработаны в ходе экзарации в дочетвертичных отложениях [15] и отличаются от аккумулятивных фрагментов одноуровневой террасы в ее северной части. В данной статье рассмотрена аккумулятивная терраса в северной части Изборско-Мальской долины.

Изборско-Мальская долина врезана в карбонатно-терригенные отложения среднего и верхнего девона. В бортах долины вскрываются карбонатные отложения (известняки, доломиты, мергели) саргаевского горизонта франского яруса. Они залегают на красноцветных косослоистых терригенных отложениях (пески и песчаники с прослоями глин и алевритов) швентойского горизонта франского яруса верхнего девона и староосколького горизонта живетского яруса среднего девона [16, 17]. В районе д. Рогово контакт карбонатных и терригенных пород расположен на абс. высоте ~120 м (установлено на основе визуального обследования разрезов с девонскими отложениями), а у д. Старый Изборск ~ 40 м (на основе фондовых материалов). Мощность четвертичных отложений, перекрывающих поверхность междуречья, не превышает 3 м, а в днище долины составляет 4—40 м (возможно и больше). Заполнение днища долины состоит из водно-ледниковых и ледниковых отложений [15, 18].

Дно долины освоено системой рек (Смолка, Сходница, Обдех) и озер (Городищенское и Мальское). Оба водоема являются проточными. Между ними расположено болото, которое вблизи правого борта прорезано р. Сходницей. Из Мальского озера вытекает р. Обдех, впадающая в

Псковско-Чудское озеро. В рамках данного исследования рассмотрен участок Изборско-Мальской долины от истока р. Обдех вплоть до д. Вашина Гора (Печорского района, Псковской области).

Основные сведения о геолого-геоморфологическом строении района исследования были получены геологами Северо-Западного геологического территориального управления в ходе геологических съемок, проводимых с 1948 по 1974 г., а также В.А. Исаченковым. В.К. Лесненко и О.М. Татарниковым [12, 19-22]. Большая часть исследователей считают, что Изборско-Мальская долина представляла собой фрагмент древней эрозионной сети, а в ледниковые периоды была расширена и углублена. В ходе наших предыдущих исследований установлено то, что данная долина является ледниковой рытвиной. Ледниковая рытвина была сформирована во время наступаний плейстоценовых оледенений на территорию, которая была сильно преобразована карстово-эрозионными процессами [15].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалы по пространственному положению, внутреннему строению и возрасту террасы получены на основе полевых исследований (геоморфологического картографирования, ручного и механического бурения, заложения шурфов, топографо-геодезической съемки и георадарного профилирования, а также съемки с беспилотного летательного аппарата (БПЛА), картографических (анализ данных ДЗЗ) и аналитических (гранулометрический и радиоуглеродный анализы, датирование методом оптико-стимулированной люминесценции (ОСЛ)) работ.

Полевые работы. В ходе полевых исследований было заложено два поперечных профиля A-A1 и B-B1, пересекающие днище Изборско-Мальской долины к северу от Мальского озера (рис. 1, 2). Бурение скважин и заложение шурфов производились в пределах каждого элемента рельефа по линиям профилей механическим или ручным способом. Механическое бурение было проведено с помощь буровой установки Pride Mount 80, а ручное бурение — с помощью ручного бура Eijkelkamp.

Характер залегания геологических горизонтов между буровыми скважинами и шурфами в западной части профиля A-A1 (рис. 1, 2) уточнялся методом георадиолокации (георадара). В задачи георадиолокационных исследований также входило: детальное (в пределах разрешающей способности) отображение литологического строения основных элементов рельефа и выявление глубины залегания кровли коренных пород (терригенных отложений верхнего и среднего дево-

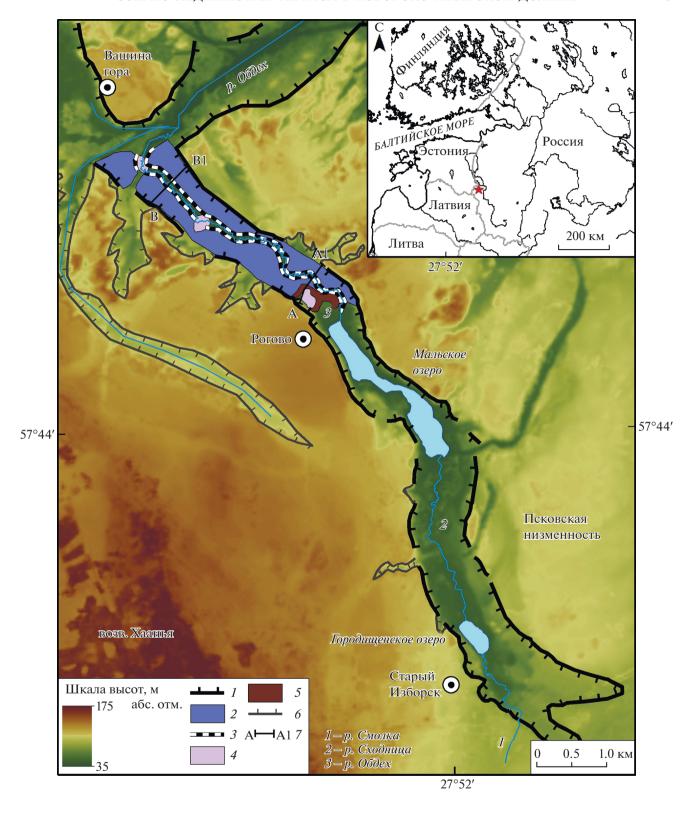
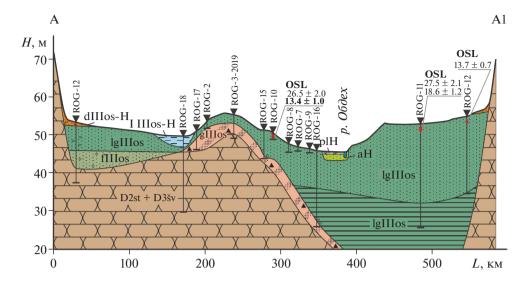


Рис. 1. Географическое положение района исследования.

1— бровка Изборско-Мальской долины, 2— терраса (фрагменты озерно-ледниковой поверхности), 3— эрозионный врез, выработанный в озерно-ледниковых отложениях, 4— гляциокарстовые западины, 5— выступ дочетвертичных отложений, 6— МЭФ, 7— линии поперечных профилей через днище долины (рис. 2).



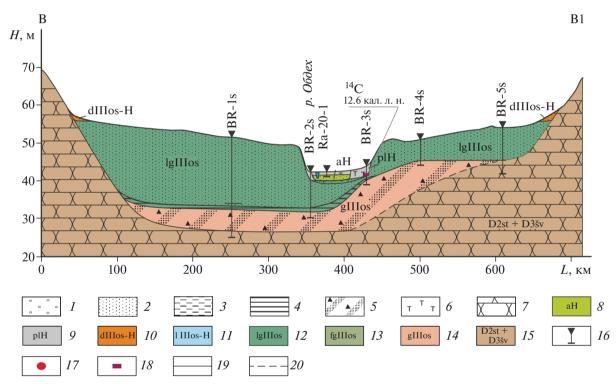


Рис. 2. Геолого-геоморфологические профили через днище долины по линиям A-A1 и B-B1 (рис. 1). Литология: 1 — гравий, 2 — песок, 3 — суглинок, 4 — ритмично-слоистые суглинки, 5 — суглинок с включением обломочного материала карбонатных и кристаллических пород (диамиктон), а также блоками выветрелых карбонатных пород, 6 — торф, 7 — песчаник; генезис и возраст отложений: 8 — аллювиальные (голоцен), 9 — болотные (голоцен), 10 — склоновые (верхний неоплейстоцен, осташковский горизонт — голоцен), 11 — озерные (верхний неоплейстоцен, осташковский горизонт), 13 — флювиогляциальные (верхний неоплейстоцен, осташковский горизонт), 14 — ледниковые (верхний неоплейстоцен, осташковский горизонт), 15 — морские (швентойского горизонта франского яруса верхнего девона и старооскольского горизонта живетского яруса среднего девона); прочие обозначения: 16 — скважины и шурфы, 17 — образцы на ОСЛ датирование, 18 — образец на радиоуглеродное датирование; границы: 19 — достоверные, 20 — предполагаемые.

на). Для этих целей применялся георадар ОКО-2 (Логис-Геотех, Россия) с антенным блоком 250 МГц. Длина волны, излучаемой этой антенной в сухом песчано-глинистом разрезе, составляет порядка

40 см, соответственно, разрешающая способность (наименьший размер объекта или наименьшая мощность слоя, которые могут быть обнаружены) — около 20 см. Глубинность исследования

не превышала 6—8 м, что соответствовало поставленным задачам. Для построения глубинного разреза и последующей интерпретации данных использовались данные бурения и шурфовки.

По линии профиля было выполнено линейное топографо-геодезическое профилирование, необходимое для привязки буровых скважин, георадарных профилей, а также фиксации основных форм рельефа. Планово-высотной основой служили пункты Государственной геодезической сети (ГГС) РФ. Работы проводились с использованием геодезических спутниковых приемников (GPS/ГЛОНАСС) "JAVAD Triumph 1", GPS-приемника "EFT M4", электронного тахеометра "Sokkia SET 610", а также оптического нивелира "RGK N-32". В ходе линейно-высотной съемки частота пикетов, как правило, составляла 15—30 м, что определялось особенностями пересеченности рельефа.

Геоморфологическое картографирование осуществлялось на основе полевых маршрутов и анализа цифровых моделей местности (ЦММ): 1) созданной в ходе съемки с БПЛА Phantom-3 и 2) WorlDEM (Tandem-X) 30 м.

Аналитические работы были выполнены для образцов, отобранных из скважин и шурфов по линии профиля A-A1.

Для проведения гранулометрического анализа использовался метод лазерно-дифракционной гранулометрии, который был проведен на лазерном анализаторе размеров частиц Malvern Mastersizer 3000 для отложений мельче гравийной размерности (<2 мм). Механический состав для отложений >2 мм определен методом ситования. Анализу подвергалась только силикатная часть осадка, как наиболее устойчивая к диагенезу. Органическое вещество и карбонаты удалялись в процессе предварительной подготовки. После обработки реактивами материал пипеткой переносился в жидкостную кювету блока диспергирования анализатора. В кювете материал на протяжении 100 с испытывал воздействие ультразвука мощностью 40 Вт и интенсивно перемешивался специальной вертушкой на скорости 2400 об/мин. После отключения ультразвука производилось 10 повторных измерений, результаты которых усреднялись в приложении Mastersizer v.3.62. Вычисление распределения частиц по размерным фракциям выполнялось на основе дифракционной модели Фраунгофера. Результаты гранулометрического анализа представлены на рис. 3. Ввиду сложности отбора песчаных отложений из скважин, образцы на гранулометрический состав были отобраны в основном из шурфов, которые дублировали скважины (ROG-2, ROG-3-2019, ROG-7, ROG-8, ROG-9, ROG-10, ROG-12, ROG-17). Наилучшим образом озерно-ледниковые отложения характе-

Таблица 1. Результаты гамма-спектрометрических измерений, содержание радионуклидов в образцах

Лаб. №	Н	²³⁸ U, Бк/кг	²²⁶ Ra, Бк/кг	²³² Th, Бк/кг	⁴⁰ К, Бк/кг		
176 194	117	4.8	8.0	8.7	212		
176 195	167	23.2	27.1	28.8	591		
176 196	107	5.7	9.3	10.3	253		
176 197	173	10.7	9.7	10.8	239		
176 198	147	12.0	13.1	13.2	308		

ризуют диаграммы для скважин ROG-11 (7.2 м) и ROG-15 (5 м).

ОСЛ датирование было проведено для пяти образов, отобранных из шурфов ROG-10, ROG-11 и ROG-12 (рис. 2, профиль A-A1) в пластиковые трубы (диаметр 8 см и длиной 30 см). Кварц и полевой шпат получены по стандартной методике в лабораторных условиях с выделением фракции 180-250 мкм [25]. Измерение люминесцентного сигнала для кварца и калиевых полевых шпатов (КПШ) было выполнено на стальных дисках с силиконовым маслом. Все измерения (табл. 1, 2) выполнены в Скандинавской люминесцентной лаборатории Датского технического университета на стандартном ТЛ/ОСЛ-ридере Riso (модель DA-20). Для построения кривой насыщения и определения эквивалентной дозы зерна подверглись воздействию излучения бета-источника изотопа стронция-90. Как ледниковые, так и озерно-ледниковые отложения являются сложным объектом для люминесцентного датирования [26], что связанно с механизмом накопления осадка и непродолжительным воздействием солнечного света на зерна кварца и КПШ. Имеющийся опыт датирования указывает на высокую вероятность неполной засветки и сохранения в песчаных зернах остаточного сигнала, что приводит к удревнению результирующих датировок. Для выявления возможного удревнения и установления надежности определения возраста датирование было проведено параллельно для кварца и КПШ с оценкой и сопоставлением результатов измерений по трем протоколам [27]. По современным представлениям ОСЛ даты можно считать надежными, если pIRIR₂₉₀/Q находится в диапазоне 0.9–1.2, а с соотношением $IR_{50}/Q - B$ диапазоне 0.5-0.7 [27].

Радиоуглеродный анализ проводился в лаборатории Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета. Определение абсолютного возраста базального горизонта торфа в скв. Вг 3S (рис. 2, В-В1) было

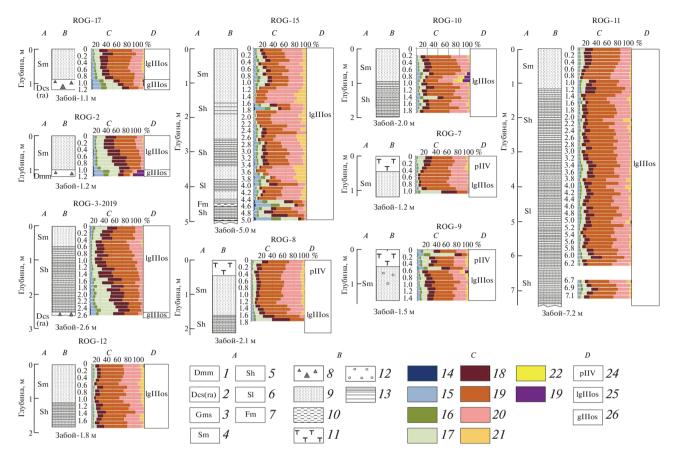


Рис. 3. Результаты структурно-текстурных исследований отложений, отобранных из разрезов по линии профиля A-A1 (рис. 1, 2). $A-\kappa o \partial$ литофаций [22]: ∂ иамиктон (плохо сортированные отложения c включением обломочного материала): I- содержание обломков небольшое c массивной текстурой, 2-c отторженцами карбонатных пород; 3- гравийный материал; $neco\kappa$: 4- неслоистый, 5- горизонтально-слоистый, 6- горизонтально-слоистый c прослоями глинисто-алевритистого материала; 7- глинисто-алевритистый материал однородный; B- литология u текстуры: 8- диамиктон, 9- песок, 10- суглинок, 11- торф, 12- гравий, 13- слоистость в осадках; C- размерность частиц по $B.\Pi$. E= турину [23], мм: 14-0.0001-0.001, 15-0.001-0.005, 16-0.005-0.01, 17-0.01-0.05, 18-0.05-0.1, 19-0.1-0.25, 20-0.025-0.5, 21-0.5-1.0, 22-1.0-2.0, 23->2.0; D- генезис: 24-6олотные отложения (голоцен), 25-0 зерно-ледниковые отложения (верхний неоплейстоцен, осташковский горизонт), 26- ледниковые отложения (верхний неоплейстоцен, осташковский горизонт).

осуществлено жидкостно-сцинтилляционным методом. Процедура калибровки произведена с помощью программы OxCal online на основе калибровочной кривой IntCal 13.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Плановое положение террас в долине. Как было отмечено выше, фрагменты одноуровневой террасовидной поверхности, возвышающиеся над руслом р. Обдех, были обнаружены в северной части Изборско-Мальской долины (к северу от Мальского озера). Фрагменты террасы примыкают к нижним частям обоих склонов долины (рис. 1, 2), а также к северо-восточному склону останца коренных пород (рис. 2, A-A1). Схожие террасы встречаются ниже по течению р. Обдех, в субширотном долинообразном понижении в которое открывается Изборско-Мальская долина у д. Вашина Гора.

Размеры площадок террасы варьируют от 15 до 350 м. Наиболее широкие части террасы отмечаются вблизи балок, прорезающих борта долины, а наиболее узкие – у озеровидных расширений или останца коренных пород в осевой части долины. Площадки террасы имеют выровненную поверхность, которая немного наклонена в сторону русла р. Обдех (~2°). На отдельных участках поверхность террасы осложнена эрозионными формами. Эрозионные формы являются продолжением балок, секущих склоны долины. Водоток в балках нередко отсутствует, а сами эрозионные формы местами заканчиваются на уровне уступа террасы, который хорошо выражен (рис. 4, а). Его высота составляет 8-10 м над уровнем р. Обдех, а крутизна 10-45°.

Теолого-геоморфологическое строение днища долины. Анализ *профиля по линии A-A1* показывает, что кровля дочетвертичных отложений залега-

Лаб. №	Н	КПШ, IR ₅₀		КПШ, pIRIR ₂₉₀		Кварц, ОСЛ		WC,	D_r	D _г Возраст, тыс. лет		лет	Возрастные соотношения	
		Доза, Гр	n	Доза, Гр	n	Доза, Гр	n	%	Гр/тыс. лет	КПШ, IR ₅₀	КПШ, pIRIR ₂₉₀	Кварц, ОСЛ	pIRIR ₂₉₀ /Q	IR ₅₀ /Q
176194	117	58.0 ± 6.0	9	250.8 ± 23.6	9	25.2 ± 1.6	23	15	0.95 ± 0.03	30.7 ± 3.4	132.7 ± 13.7	26.5 ± 2.0	5.0 ± 0.6	1.2 ± 0.1
176195	167	54.0 ± 2.9	9	195.1 ± 14.9	9	32.4 ± 2.1	18	15	2.41 ± 0.09	16.1 ± 1.0	58.2 ± 5.0	13.4 ± 1.0	4.3 ± 0.5	1.2 ± 0.1
176196	107	60.1 ± 3.7	11	221.3 ± 16.7	11	30.2 ± 2.0	23	15	1.10 ± 0.04	29.5 ± 2.1	108.7 ± 9.4	27.5 ± 2.1	4.0 ± 0.5	1.1 ± 0.1
176197	173	46.5 ± 4.0	11	171.9 ± 9.8	11	19.7 ± 0.9	22	15	1.06 ± 0.04	23.3 ± 2.2	86.1 ± 6.1	18.6 ± 1.2	4.6 ± 0.4	1.3 ± 0.1
176198	147	31.0 ± 1.1	11	114.3 ± 6.4	11	18.0 ± 0.5	24	15	1.31 ± 0.05	13.8 ± 0.7	50.8 ± 3.5	13.7 ± 0.7	3.7 ± 0.3	1.0 ± 0.1

Таблица 2. Результаты люминесцентного датирования

H — глубина, см; IR — измерения для КПШ при температуре 50° C; pIRIR — измерения для КПШ при температуре 290° C; n — количество аликвот; WC — оценка водонасыщение породы; D_r — скорость накопления дозы.

ет на данном участке неравномерно. Так, у левого борта находится неглубокая котловина (около 10 м), в центральной части — гряда высотой 10 м, а у правого (восточного) борта долины присутствует ложбинообразное понижение (глубже 30 м). В пределах профиля четвертичные отложения, облекающие неровности рельефа коренных пород, распределены неравномерно.

На дочетвертичных отложениях, представленных песчаниками, залегают выветрелые блоки карбонатных пород (отторженцы) с суглинком, насыщенным обломками карбонатных и кристаллических пород (морена). На радарограмме в пределах выступа коренных пород (центральная часть профиля) зафиксированы отражения от крупных объектов, подтвержденные в процессе бурения. Схожая радиолокационная картина была ранее описана в [15] и характерна для отторженцев. Стоит отметить, что присутствие известняков в естественном залегании в днище долины исключено. Выше, в разделе "Географическое

положение..." указывалось на то, что подошва карбонатных и терригенных девонских пород в окрестностях д. Рогово расположена на абс. высоте 120 м.

В западной части профиля (в котловине) гляциальные отложения (морена) отсутствуют вовсе. На дочетвертичных породах залегает песчаногравийный материал, который перекрыт тонко- и мелкозернистым песком (ROG-19). Ложбина, расположенная в восточной части профиля, полностью выполнена ритмично-слоистыми суглинками и песчаными отложениями, которые были вскрыты скважинами — ROG-16, ROG-11, ROG-12. В нижней части ложбины залегают ритмичнослоистые суглинки серо-коричневого цвета, которые на глубинах 35—40 м переходят в тонкослоистые тонко- и мелкозернистые пески. Мощность песчаной толици лостигает 20 м.

В залегающих с поверхности песках, восточнее выступа дочетвертичных отложений, фиксирует-



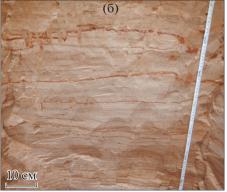


Рис. 4. Терраса, примыкающая к левому борту долины к северу от линии профиля A-A1 (фото K. Брызгалова) — (а) и тонкослоистые озерно-ледниковые отложения в разрезе ROG-3-2019 (фото H. Карпухиной) — (б).

ся понижение шириной 140 м и глубиной 8 м (рис. 2, A-A1). Склоны этого понижения довольно крутые — от 10 до 45°. У подножья восточного склона понижения (уступа террасы) отмечается наличие склоновых отложений. На рис. 4, (а) представлен западный склон понижения (уступ террасы), расположенный в 1 км к северу от линии профиля. Днище понижения заболочено, по нему протекает р. Обдех.

На профиле В-В1 (рис. 2) видно, что кровля девонских отложений залегает на этом участке долины также неравномерно. В западной части профиля отмечается широкая и неглубокая ложбина, а в правой — ступенька, выработанная в дочетвертичных отложениях. Коренные породы практически повсеместно (кроме восточной части профиля — скв. BR-5s) перекрыты гляциальными отложениями (мореной) – блоками сильно выветрелых карбонатных пород с примесью суглинка и обломочного материала. На морене залегают тонко- и мелкозернистые пески. В западной части профиля, в основании песчаной толщи, отмечается маломощный прослой ритмичнослоистых суглинков. На этом участке зафиксирована наибольшая мощность песчаных отложений. Стоит отметить, что тонкослоистые песчаные отложения в пределах обоих профилей (рис. 2, А-А1 и В-В1) не встречаются выше 56-57 м абс.

В центральной части профиля В-В1 отмечается понижение шириной порядка 110 м и глубиной около 10 м. Склоны данного понижения весьма крутые, достигают 40—45°. Днище понижения выполнено торфом мощностью до 3 м. Наличие данного понижения, также, как и на профиле А-А1, обусловливает разделение одноуровневой поверхности и появление двух пологонаклонных террас шириной 150—250 м по обе стороны от р. Обдех.

Таким образом, понижение (эрозионный врез) со сходными морфологическими и морфометрическими характеристиками, выработанное в тонкослоистых песчаных отложениях, фиксируется не только по линиям профилей, но и между ними (рис. 1). Данное понижение способствует появлению террасированных поверхностей в северной части долины р. Обдех.

Текстурно-структурные особенности песчаных отложений. Пески по линии профиля A-A1 так же, как и в пределах всего днища долины, имеют кварцево-полевошпатовый состав с высокой долей слюды и обладают сходными литологическими характеристиками (рис. 3). Наилучшим образом песчаная толща охарактеризована в скважинах ROG-15 и ROG-11, заложенных по обе стороны от р. Обдех.

В отложениях, перекрывающих останец коренных пород, а также слагающих террассовидные поверхности, преобладают зерна мелкопесчаной размерности. При проведении грануломет-

рического анализа нами была использована дифракционная модель Фраунгофера, поэтому содержание мелкого и среднезернистого песка оказалось немного завышено (рис. 3), по сравнению с полевым описанием отложений. Данная модель не позволяет учитывать оптические свойства исследуемого материала, обусловленные морфологией частиц (в данном случае пластинчатую форму частиц, характерную для слюды). В зависимости от того, как неизометричная (пластинчатая) частица будет вести себя в пространстве относительно лазерного луча в момент измерения, будет получен тот или иной ее размер [28]. Прослои среднезернистого песка отмечаются только в скважине ROG-15 (рис. 3). Повышенное содержание алеврита и глины фиксируется в отдельных интервалах скважин ROG-2, ROG-3-2019, ROG-17, ROG-15, ROG-7, ROG-8 и приурочено к отдельным прослоям или участкам вблизи подошвы песков. В целом распределение частиц в большинстве отобранных проб унимодальное. Бимодальное распределение встречается в скважине ROG-15 и соответствует прослоям опесчаненного суглинка.

Опираясь на результаты гранулометрического анализа отложений, а также полевого описания скважин по линиям профилей можно констатировать, что для песчаной толщи отложений характерен схожий состав, представленный тонкои мелкозернистыми песками.

Песчаные отложения с поверхности до 0.4—1.0 м во всех разрезах имеют массивную текстуру, а ниже данного интервала — тонкую горизонтальную слоистость, которая нередко подчеркнута ожелезнением (рис. 4, в).

Результаты оптико-люминесцентного датирования отложений. Датирование методом ОСЛ было выполнено для 7 образцов, отобранных из 3 шурфов, вскрывающих строение террас по линии профиля A-A1 (ROG-10, ROG-11, ROG-12).

Для разреза ROG-10 было получено две даты по кварцу — 26.5 ± 2.0 тыс. л. н. и 13.4 ± 1.0 тыс. л. н. (табл. 2). Между ними отмечается возрастная инверсия. В то же время сравнение результатов измерений по кварцу и полевому шпату (IR_{50} и $pIRIR_{290}$) для образца 176194 показывает то, что материал отличается низкой степенью засвеченности ($pIRIR_{290}/Q - 5.0$, $IR_{50}/Q - 1.2$). Что же касается нижней датировки 13.4 ± 1.0 тыс. л. н. (176195), то степень засвеченности частиц немного выше ($pIRIR_{290}/Q - 4.3$, $IR_{50}/Q - 1.2$), чем у 176194.

Возрастная оценка песчаных отложений в разрезе ROG-11 опирается на две датировки по кварцу — 27.5 ± 2.1 тыс. л. н. и 18.6 ± 1.2 тыс. л. н. Здесь также отмечаются возрастная инверсия и удревнение материала. Использованный материал отличается низкой степенью засвеченности частиц:

 $176196 - pIRIR_{290}/Q - 4.0$, $IR_{50}/Q - 1.1$; $176197 - pIRIR_{290}/Q - 4.6$, $IR_{50}/Q - 1.3$.

Наилучшая степень засвеченности частиц зафиксирована у образца 176198 из разреза ROG-12: pIRIR $_{290}$ /Q — 3.5, IR $_{50}$ /Q — 1.0. Возраст материала по кварцу для данного образца составляет 13.7 \pm \pm 0.7 тыс. л. н.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты исследований позволяют судить об условиях, времени и механизме образования террасы в северной части днища долины.

Условия и механизмы осадконакопления отложений последнего гляциоседиментационного цикла. С развитием поздневалдайского (осташковского) оледенения в Изборско-Мальской долине связаны четвертичные отложения трех генетических типов: гляциальные, флювиогляциальные и лимногляциальные.

Гляциальный тип представлен блоками выветрелых карбонатных пород с примесью неоднородного суглинка, который содержит большое количество обломков кристаллических и карбонатных (преобладают) пород (рис. 2). Мощность гляциальных отложений в пределах северной части Изборско-Мальской долины варьирует от 0 до 8-10 м. Их формирование соотносится со временем наступания последнего оледенения, которое в данном районе могло быть связано как с началом поздневалдайского оледенения, так и с активизацией края ледникового покрова в лужскую стадию [17, 29]. Возраст лужской стадии оценивается в 16.0-15.7 кал. тыс. л. н. [30]. В пользу такой точки зрения свидетельствует наличие озерноаллювиальных отложений, которые залегают под мореной в районе д. Вашина Гора v северной границы района исследования и сопоставляются с мстинским интерстадиалом¹ [18]. По всей видимости, блоки карбонатных пород были отторгнуты в районе д. Вашина Гора, где проходит уступ девонской куэсты [19, 21] и отложены в днище долины к югу от уступа. Углубление долины в породы девона происходило за счет экзарации как раз на этапе наступания ледника. Об этом свидетельствуют залегание гляциальных отложений на коренных породах и отсутствие флювиогляциальных отложений, за исключением котловины на профиле A-A1 у левого борта.

Наличие флювиогляциальных песчано-гравийных отложений в котловине у левого борта (рис. 2, A-A1) можно связать как с этапом развития оледенения и формированием подледниковых потоков, так и со временем дегляциации. Ввиду того, что котловина у левого борта долины

в рельефе выражена слабо, скорее всего, в процессе ее образования воды не испытывали значительного напора. При этом для подледниковых вод характерно высокое гидростатическое давление [31, 32] и, соответственно, активное воздействие на податливые горные породы (песчаники и глины).

Лимногляциальные отложения в днище долины представлены относительно глубоководными фациями. Ритмично-слоистые суглинки выполняют значительную часть ложбины у правого борта долины, а также их маломощный прослой отмечается в северной части района исследования в основании песков (рис. 2, В-В1). Формирование данных отложений происходило в условиях водоема, имевшего застойный режим и медленные темпы аккумуляции осадка. Аналогичные осадки, залегающие в южной части долины под торфом и карбонатным илом, были описаны ранее [15]. Данные отложения во всех скважинах в пределах обоих профилей постепенно переходят в пески. Залегающие над ритмично-слоистыми суглинками тонкослоистые тонко- и мелкозернистые пески встречаются в пределах всей северной части долины. Наличие тонкой слоистости в данных отложениях позволяет говорить об их осаждении из взвеси в условиях слабопроточного водоема. Присутствие прослоев среднезернистого песка в верхней части скв. ROG-15 указывает на локальное появление проточности в водоеме на завершающем этапе его существования (рис. 3).

Озерно-ледниковые отложения в пределах днища долины не встречаются выше 56-57 м абс., а их кровля в пределах фрагментов террасы залегает практически на едином гипсометрическом уровне. Мощность и литологический состав озерно-ледниковых отложений варьируют в пределах не только отдельных частей профилей, но и разных участков долины (от 1 до 20 м). Наибольшие мощности песков фиксируются на тех участках, где в долину открываются малые эрозионные формы (рис. 1). На выровненной озерно-ледниковой поверхности местами встречаются V-образные балки нередко без водотока, которые заканчиваются на уровне уступа террасы (реже прорезают мощность озерно-ледниковых отложений). Можно предположить, что малые эрозионные формы (МЭФ) были привязаны к уровню приледникового водоема, а материал, который поступал в озеро, затем перераспределялся в нем. Стоит отметить, склоны северной части долины сложены девонскими песчаниками, из-за чего в приледниковый водоем поступал большой объем песка. В южной части долины ритмично-слоистые суглинки практически не перекрыты песчаными отложениями, да и МЭФ там развиты слабо (рис. 1).

¹ Мстинский интерстадиал (синоним раунисское потепление) предшествовал похолоданию раннего дриаса.



Рис. 5. Озеровидное расширение в днище Изборско-Мальской долины (фото А. Захарова).

Что же касается причин неравномерной мощности лимногляциальных отложений, а также возникновения различий в литологическом строении в разных частях долины, то данную особенность можно связать с неравномерным таянием блоков мертвого льда. На существование мертвого льда в северной части долины указывает наличие озеровидных расширений (бывших гляциокарстовых котловин) и порожистых участков (рис. 1, 5) в русле р. Обдех с обилием валунов (перепад высот составляет ~1.5 м).

Анализ толщи четвертичных отложений позволяет в общих чертах реконструировать историю развития северной части Изборско-Мальской долины до момента спуска приледникового водоема (рис. 6, I-III).

Время окончания седиментации в приледниковом водоеме. Образцы на ОСЛ датирование были отобраны из единого слоя в верхней части песчаных отложений, поэтому результаты анализа позволяют оценить время заключительного этапа осадконакопления в подпрудном водоеме.

К сожалению, материал из всех образцов, использованных для датирования, отличался низкой или средней степенью засвеченности. При датировании лимногляциальных отложений возраст образца нередко получается древнее предполагаемого, что неоднократно указывалось в работах по ОСЛ датированию [33, 34]. Подобная ситуация связана с неполным засвечиванием частиц кварца в процессе их транспорта, быстрым оседанием из взвеси в условиях ограниченного освещения в водной среде.

Согласно с существующими представлениями [17, 29], дегляциация района исследования, а следовательно, формирование приледникового водоема, не могла начаться >15.7 тыс. л. н. [30]. Данному условию удовлетворяют только две даты из всей серии (176 195—13.4 \pm 1.0 тыс. л. н. и 176 198—

 13.7 ± 0.7 тыс. л. н. (рис. 2, табл. 2)). Полученные оценки не противоречат тому, что тонкослоистые песчаные отложения, которые не содержат органического материала, формировались в условиях холодного олиготрофного озера. При этом, опираясь на результаты датирования скв. Br-3S (рис. 2, B-B1), органогенный этап осадконакопления в северной части долины начался около $10610\pm120\,\mathrm{n.\,h.}$ ЛУ-1014 (12580 ± 180 кал. тыс. л. н.). Соответственно, можно полагать, что осадконакопление в приледниковом водоеме продолжалось до ~ 13.3 тыс. л. н. (ОСЛ), а после этого произошел его спуск.

Выводы о предельном времени развития приледникового водоема в долине отличаются от существующих представлений, изложенных в работах [11, 29, 35, 36]. По данным этих исследователей, приледниковый водоем в Изборско-Мальской долине должен был представлять залив обширного озера в пределах Псковской низменности, формировавшийся сразу после начала дегляциации. В таком случае спуск этого водоема должен был происходить на одну тысячу лет раньше (~14.3 кал. тыс. л. н. [29, 36]), чем это получилось у нас. Однако вышеперечисленные построения и оценки носят чисто теоретический характер и нуждаются в верификации.

Механизм формирования террасы в днище долины. Озерно-ледниковую поверхность в днище Изборско-Мальской долины расчленяет эрозионный врез, который простирается от СВ окраины Мальского озера и открывается в долинообразное понижение субмеридионального направления. Склоны вреза таким образом одновременно являются уступами рассматриваемой нами озерноледниковой террасы. Можно ли считать, что формирование данного эрозионного вреза связано с деятельностью современной р. Обдех, которая активно меандрирует в его днище, или нет?

Возраст подошвы торфа в скважине Br-3S (рис. 2), расположенной в днище эрозионного вреза, составляет 10610 ± 120 л. н. ЛУ-1014 ($12580 \pm$ \pm 180 кал. тыс. л. н). Полученная датировка вполне сопоставима с датировками базальных горизонтов торфа как вблизи впадения р. Обдех в Псковское озеро -10050 ± 120 л. н. [37] (11590 \pm ± 200 кал. л. н. - aвт.), так и в районе д. Старый Изборск (Сухое болото) -8340 ± 180 л. н. (9290 \pm \pm 220 кал. л. н.) [15]. Данные датировки говорят о том, что торфообразование в Изборско-Мальской долине началось в конце позднего дриаса начале голоцена. Это подтверждает гипотезу [35— 37] о том, что уровень водоема в котловине Псковско-Чудского озера (базис эрозии для р. Обдех) в конце позднеледниковья – начале голоцена был ниже современного (30 м абс. отм.). В начале голоцена существовало так называемое Малое Чудское озеро [35], которое было полностью локализовано в северной части котловины. Согласно с [38], около 9.6–9.1 кал. тыс. л. н. уровень Псковско-Чудского озера находился на 10 м ниже современного (20-21 м абс.). Таким образом, заложение эрозионного вреза в северной части Изборско-Мальской долины произошло еще до начала торфообразования в долине (рис. 6, IV) и не было связано с деятельностью современной р. Обдех, которая размывает отложения торфа (рис. 6, V). Также известно, что формирование аллювиальных террас в долинах рек бассейнов Псковско-Чудского озера и озера Ильмень относится к голоцену [5, 39]. Соответственно, исследуемый нами эрозионный врез (рис. 6, IV) должен был сформироваться между 13.3 тыс. л. н. (время спуска приледникового водоема) и 12.6 кал. тыс. л. н. (начало заболачивания днища долины).

На космических снимках и ЦММ эрозионный врез выражен довольно ярко, поскольку его днище не покрыто лесом, в отличие от площадок отдельных фрагментов террасы. В плане он имеет сложный характер: к северу от Мальского озера извилистый, здесь находятся 3 крупных излучины (первые два меандра имеют шаг ~400 м, а последний (северный) ~850 м); ниже по течению прямолинейный с озеровидными расширениями и пережимами между частями ложбины (2 прямолинейных отрезка и 2 котловины). Ширина вреза по бровкам варьирует от 100 до 150 м, а глубина — 8-10 м. Наличие таких больших врезанных меандров не соответствует расходам современной р. Обдех. Таким образом, образование эрозионного вреза обусловлено деятельностью более мощного водного потока, формирование которого возможно было при спуске приледникового водоема.

Можно полагать, что спуск приледникового водоема произошел быстро, поскольку не оставил следов медленного понижения уровня водоема ни в отложениях, ни в рельефе. В верхних ча-

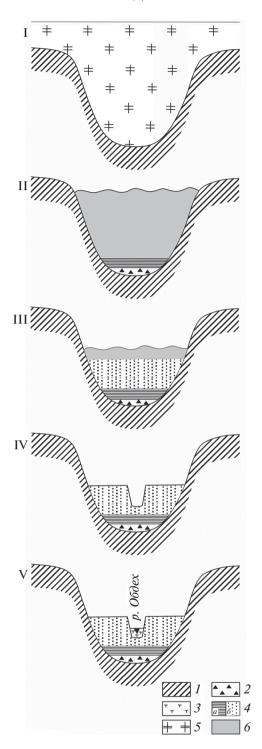


Рис. 6. Схема развития северной части Изборско-Мальской долины в позднеледниковье—голоцене. Основные этапы: І — ледниковый, ІІ—ІІІ — субаквальный (развитие приледникового водоема); субаэральный: ІV — быстрый спуск приледникового водоема,

ный: IV — быстрый спуск приледникового водоема, заложение эрозионного вреза, V — заболачивание днища эрозионного вреза, а затем формирование современной р. Обдех.

1 — дочетвертичные отложения, 2 — гляциальные отложения (морена), 3 — торф, 4 — озерно-ледниковые (a — суглинки, δ — пески), 5 — ледник, δ — приледниковый водоем.

стях разрезов по линиям обоих профилей отсутствует изменчивость в гранулометрическом составе, а тонкая горизонтальная слоистость фиксируется сразу под горизонтом, затронутым процессами почвообразования (рис. 3). При затрудненном и неравномерном стоке следовало бы ожидать появление мелководных или прибрежных фаций лимногляциальных отложений, характеризующихся другими текстурами и более крупным механическим составом. Кроме того, в эрозионном врезе должны были бы появиться дополнительные террасы. Вероятно, что постепенное вытаивание мертвого льда протекало тогда, когда долина еще была заполнена водами приледникового волоема.

Как уже отмечалось во введении, на СЗ Восточно-Европейской равнины озерно-ледниковые террасы встречаются в долинах рек Великой [4, 5], Ловати, Ояти, Мсты, Шелони и ее притоков, Луги [5], Пиузы [6, 7]. Как правило, формирование верхних террас этих речных долин связывается с изменением уровней обширных приледниковых водоемов, мигрировавших за краем ледника [4-7, 29 и др.]. В качестве механизма образования террас предлагается абразионная деятельность бывших приледниковых озер или постепенное врезание рек, впадающих в подпрудные озера. Гораздо реже уступы террас рассматривают как склоны ледникового контакта камовых террас. Результаты исследований террасы в Изборско-Мальской долине указывают на необходимость проведения детальных исследований в вышеперечисленных бассейнах с целью ревизии генезиса и возраста террас, а также верификации моделей приледниковых озер для СЗ Восточно-Европейской равнины. Ведь в основу существующих моделей приледниковых озер в значительной мере положены данные о высотных отметках озерно-ледниковых террас, чей возраст и механизм образования не всегда известны.

выводы

- 1. В северной части Изборско-Мальская долина выполнена гляциальными, флювио- и лимногляциальными отложениями. Формирование морены сопоставляется со временем наступания последнего оледенения. Лимно- и флювиогляциальные отложения отвечают этапу дегляциации долины. Лимногляциальные отложения составляют большую часть заполнения исследуемого участка долины и образуют первичную выровненную озерно-ледниковую поверхность с уровнем ~56—57 м абс. Формирование данных отложений происходило в приледниковом водоеме вплоть до момента его спуска (~13.3 тыс. л. н.).
- 2. Спуск подпрудного водоема произошел довольно быстро, из-за чего в верхней части озерноледниковых отложений отсутствует литолого-фа-

циальная изменчивость, а в пределах эрозионного вреза — террасы.

- 3. Первичная озерно-ледниковая поверхность расчленена эрозионным врезом, что способствовало обособлению фрагментов террасы. Заложение эрозионного вреза произошло во время спуска приледникового водоема ~13.3 тыс. л. н. и было обусловлено деятельностью потока, расход которого значительно превышал таковой современной р. Обдех.
- 4. Река Обдех, наследующая днище эрозионного вреза и размывающая позднеплейстоценовые и голоценовые отложения торфа, в своем современном виде сформировалась в голоцене.
- 5. Полученные данные о возрасте и механизме образования рассматриваемой террасы отличаются от существующих представлений о верхних террасах в долинообразных понижениях, которые широко развиты на СЗ Восточно-Европейской равнины. Таким образом, наряду с описанными ранее механизмами образования озерноледниковых террас (абразионной деятельностью бывших приледниковых озер, постепенным врезанием рек или с формированием склонов ледникового контакта камовых террас) следует иметь в виду возможность врезания мощных водных потоков при катастрофических спусках приледниковых озер.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 20-77-00095 (полевые работы, радиоуглеродное датирование). Гранулометрический анализ проводился в рамках темы госзадания № 0148-2019-0005. Особое внимание в статье было уделено анализу ЦМР. Данные TanDEM-X 30 были любезно предоставлены Немецким аэрокосмическим агентством (DLR) в рамках заявки: DEM_GEOL1527. Авторы выражают отдельную благодарность А.Г. Матюхину, А.Ю. Качалову, Н.Т. Ткачу и А.Л. Гуринову за помощь при проведении полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Błaszkiewicz M., Piotrowski J., Brauer A., Gierszewski P., Kordowski J., Kramkowski M., Lamparski P., Lorenz S., Noryśkiewicz A., Ott F., Słowiński M., and Tyszkowski S. Climatic and morphological controls on diachronous postglacial lake and river valley evolution in the area of Last Glaciation, northern Poland // Quaternary Science Reviews. 2015. Vol. 109. P. 13–27.
- 2. *Kordowski J*. The role of blocks of dead ice in the deposition of late glacial sediments in a large valley: A case study from the Vistula river valley in the Grudziądz basin, north Poland // Geographia Polonica. 2013. Vol. 86. No. 4. P. 341–361.
- 3. *Flint R.F.* Glacial and Pleistocene Geology. New York: John Wiley & Sons, 1964. 892 p.

- 4. *Исаченков В.А.* Приледниковые водоемы Псковской низины // История озер Северо-Запада. Л.: Изд-во Геогр. общества СССР, 1967. С. 86—93.
- 5. *Малаховский Д.Б., Баканова И.П.* Крупнейшие речные долины // Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР (Ленинградская, Псковская и Новгородская области). Л.: Наука, Ленингр. отд., 1969. С. 54–65.
- Liblik T. Jooni Piusa oru geomorfoloogiast // Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1964/1965. 1966. P. 34– 55.
- Hang T., Miidel A., and Pirrus R. Late Weichselian and Holocene water-level changes of Lake Peipsi, eastern Estonia // PACT (Rixensart). 1996. No. 50. P. 121–131.
- 8. Lake Peipsi. Geology / By eds. A. Miidel, A. Raukas. Tallinn: Sulemees publ., 1999. 21 p.
- 9. *Palmer A.P. and Lowe J.J.* Dynamic landscape changes in Glen Roy and vicinity, west Highland Scotland, during the Younger Dryas and early Holocene: a synthesis // Proceedings of the Geologists' Association. 2017. Vol. 128, P. 2–25.
- 10. Sissons J.B. The lateglacial lakes of Glens Roy, Spean and vicinity (Lochaber district, Scottish Highlands) // Proceedings of the Geologists' Association. 2017. Vol. 128. P. 32–41.
- 11. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, Ленингр. отд., 1975. 278 с.
- 12. *Исаченков В.А.* О происхождении долинообразных понижений поверхности дочетвертичных пород Северо-Запада Русской равнины // Вестн. МГУ. 1981. № 6. С. 46—50.
- 13. *Малаховский Д.Б., Федоров Б.Г.* О генезисе и возрасте переуглублений на севере Европы // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М.: Наука, 1984. С. 134—140.
- 14. *Krotova-Putintseva A.Y. and Verbitskiy V.R.* Preglacial geomorphology of the northern Baltic Lowland and the Valdai Hills, north-western Russia // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2012. Vol. 84. P. 58–68.
- 15. Карпухина Н.В., Бричева С.С., Константинов Е.А., Татарников О.М., Маккавеев А.Н., Захаров А.Л. О происхождении террас в погребенных долинах на северо-западе Восточно-Европейской равнины // Геология и геофизика. 2021. № 2. С. 238—253.
- 16. Геология СССР. Т. І. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Геологическое описание / гл. ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1971. 505 с.
- 17. Татарников О.М. Рельеф и палеогеография Псковской области. Псков: ПГПУ, 2007. 127 с.
- Апухтин Н.И., Саммет Э.Ю. Псковская, Новгородская, западная и южная части Ленинградской области // Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л.: Недра, 1967. С. 111–160.
- Исаченков В.А. О девонской куэсте на территории Псковской области // Уч. зап. ПГПИ. 1969. № 22. С. 3–10.
- 20. *Лесненко В.К.* О проявлении карста на территории Печорского района Псковской области // Мат-лы 10 науч. конф. Вып. 6. Псков: ПГПИ, 1968. С. 3—10.

- 21. *Татарников О.М., Лесненко В.К., Михайлов И.И.* О сохранности фрагмента девонской куэсты на территории Псковской области // Геоморфология. 1995. № 4. С. 81–83.
- 22. *Татарников О.М.* Ландшафтно-экологическая и инженерно-геологическая характеристика территории Труворова городища // Вестн. Псковского гос. ун-та. 2013. № 2. С. 115—123.
- 23. Eyles N., Eyles C.H., and Miall A.D. Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict sequences // Sedimentology. 1983. Vol. 30. P. 393–410.
- 24. *Батурин В.П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л.: Изд-во и 2-я тип. Изд-ва Акад. наук СССР, 1947. 338 с.
- 25. Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей Э.С., Семиколенных Д.В., Свистунов М.И., Штыркова Е.И. Возраст карангатской трансгрессии (поздний плейстоцен) Черного моря // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2019. № 6. С. 29—38.
- 26. *Möller P. and Murray A.S.* Drumlinised glaciofluvial and glaciolacustrine sediments on the Småland peneplain, South Sweden new information on the growth and decay history of the Fennoscandian Ice Sheets during MIS3 // Quaternary Science Reviews. 2015. Vol. 122. P. 1–29.
- 27. Murray A.S., Marten R., Johnston A., and Martin P. Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 1987. Vol. 115. Issue 2. P. 263–288.
- 28. *Константинов Е.А.*, *Еременко Е.А.* Значение метода лазерной дифракционной гранулометрии при изучении лёссов (на примере разреза Мелекино, Северное Приазовье) // Отечественная геология. 2012. № 3. С. 47—54.
- 29. *Карпухина Н.В.* Особенности деградации осташковского ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности // Геоморфология. 2013. № 4. С. 38–47.
- Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // Quaternary Science Reviews. 2012. No. 44. P. 51–59.
- 31. Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Springer, 2011. 463 p.
- Jørgensen F. and Sandersen P. Buried and open tunnel valleys in Denmark – erosion beneath multiple ice sheets // Quaternary Science Reviews. 2006. No. 25. P. 1339–1363.
- 33. *Raukas A*. Application of OSL and ¹⁰Be techniques to the establishment of deglaciation chronology in Estonia // Proceedings of the Estonian Academy of Sciences: Geology. 2004. Vol. 53. P. 267–287.
- 34. *Alexanderson H. and Murray A.* Problems and potential of OSL dating Weichselian and Holocene sediment in Sweden // Quaternary Science Reviews. 2009. No. 44. P. 37–50.
- 35. *Раукас А.В.*, *Ряхни Э.Э*. О геологическом развитии впадины и бассейна Чудского и Псковского озер // Изв. АН ЭССР. 1969. № 2. С. 113—127.
- 36. Rosentau A., Hang T., and Miidel A. Simulation of the shorelines of glacial Lake Peipsi in Eastern Estonia

- during the Late Weichselian // Geological Quarterly. 2004. Vol. 48. P. 299–307.
- 37. *Miidel A., Hang T., Pirrus R. and Liiva A.* On the development of the southern part of Lake Peipsi in the Holocene // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 1995. Vol. 44. № 1. P. 33–44.
- 38. Hang T., Kalm V., Kihno K. and Milkevičius M. Pollen, diatom and plant macrofossil assemblages indicate a
- low water level phase of Lake Peipsi at the beginning of the Holocene // Hydrobiologia. 2008. Vol. 599. P. 13–21.
- 39. Лисицина Г.Н. Вопросы палеогеографии позднеледникового времени на территории Северо-Запада европейской части СССР // Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1959. С. 13—38.

Glaciolacustrine terrace in the Izborsko-Malskaya valley: structure, age and mechanism of formation

N. V. Karpukhina^{a,#}, A. N. Makkaveyev^a, A. L. Zakharov^a, E. A. Konstantinov^a, R. N. Kurbanov^{a,b}, S. S. Bricheva^{a,b}, N. V. Sychev^a, and D. V. Baranov^a

^aInstitute of Geography RAS, Moscow, Russia ^bLomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia [#]E-mail: nvkarpukhina@igras.ru

Using the Izborsko-Malskaya valley (Pskov region) as an example was considered the issues of the origin of glaciolacustrine terraces in overdeepened valleys widespread in the Late Valdai (Ostashkov, Weichselian) glaciations areas. Fragments of the one-levelled terrace in the northern part of the Izborsko-Malskaya valley, composed of fine-laminated sands, are adjacent to the lower parts of the valley slopes. This terrace could be determined as alluvial or kame terrace. Detail field and lab investigations allowed us to establish the formation of fine-laminated sands. They accumulated in the proglacial lake during the Izborsko-Malskayay valley's deglaciation. Then the sandy thickness was divided by the water flow. The formation of the erosional incision should not be associated with the modern r. Obdekh. It tooks a more significant water flow then in the modern river. Perhaps the dissection of the primary glaciolacustrine surface and the initiation of an erosion cut in the bottom of the valley occurred during the proglacial lake discharge ~ 13.3 ka. The ice-dammed drainage happened rather quickly. That is why there is no variability in the composition and facies in the upper part of the glaciolacustrine deposits. Furthermore, the additional terraces are absent in the erosion incision. Thus, the surfaces of terrace fragments have an accumulative glaciolacustrine origin and their scarps - erosional genesis. The new data on the mechanism formation of terraces in the northwest of the East European Plain differ from current concepts. Along with the previously described mechanisms of glaciolacustrine terraces formation (abrasion activity of former proglacial lakes, gradual cutting of rivers, or the formation of slopes of glacial contact in kame terraces), one should bear in mind the possibility of cutting powerful water flows during catastrophic discharges of proglacial lakes. The investigation results indicate the necessity for detailed studies in valleys on the northwest of the East European Plain.

Keywords: proglacial lake, erosional incision, glaciomorphological mapping, OSL, Late Valdai (Weiselian) glaciation, Lateglacial Period

ACKNOWLEDGMENTS

The work was carried out with the financial support of the Russian Science Foundation grant No. 20-77-00095 (field materials, radiocarbon dating). The grain size was made within the framework of the theme of the state assignment No. 0148-2019-0005. Particular attention in the article was paid to the analysis of the DEM. TanDEM-X 30 data was kindly provided by the German Aerospace Agency (DLR) under the application: DEM_GEOL1527. The authors are grateful to A.G. Matyukhin, A.Yu. Kachalov, N.T. Tkach and A.L. Gurinov for the help with fieldwork.

REFERENCES

 Błaszkiewicz M., Piotrowski J., Brauer A., Gierszewski P., Kordowski J., Kramkowski M., Lamparski P., Lorenz S., Noryśkiewicz A., Ott F., Słowiński M., Tyszkowski S.

- Climatic and morphological controls on diachronous postglacial lake and river valley evolution in the area of Last Glaciation, northern Poland. *Quaternary Science Reviews*. 2015. Vol. 109. P. 13–27.
- 2. Kordowski J. The role of blocks of dead ice in the deposition of late glacial sediments in a large valley: A case study from the Vistula river valley in the Grudziądz basin, north Poland. *Geographia Polonica*. 2013. Vol. 86. № 4. P. 341–361.
- 3. Flint R. F. *Glacial and Pleistocene Geology*. New York: John Wiley & Sons, 1964. 892 p.
- Isachenkov V.A. Prilednikovye vodoemy Pskovskoi niziny. Istoriya ozer Severo-Zapada (Proglacial lakes of the Pskov lowland. History of lakes in the North-West).
 L.: Izd-vo Geogr. Society of the USSR (Publ.), 1967.
 P. 86–93. (in Russ.)
- 5. Malakhovskii D.B. and Bakanova I.P. Krupneishie rechnye doliny. Geomorfologiya i chetvertichnye ot-

- lozheniya Severo-Zapada evropeiskoi chasti SSSR (Leningradskaya, Pskovskaya i Novgorodskaya oblasti) (The largest river valleys. Geomorphology and Quaternary deposits of the North-West of the European part of the USSR (Leningrad, Pskov and Novgorod regions)). L.: Nauka LO (Publ.), 1969. P. 54–65. (in Russ.)
- Liblik T. Jooni Piusaoru geomorfoloogiast. *Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat* 1964/1965. 1966. P. 34–55.
- Hang T., Miidel A., and Pirrus R. Late Weichselian and Holocene water-level changes of Lake Peipsi, eastern Estonia. *PACT (Rixensart)*. 1996. No. 50. P. 121–131.
- 8. *Lake Peipsi. Geology*. A. Miidel, A. Jaani, A. Miidel, and A. Raukas (Eds.). Tallinn: Sulemees (Publ.), 1999. 21 p.
- Palmer A.P. and Lowe J.J. Dynamic landscape changes in Glen Roy and vicinity, west Highland Scotland, during the Younger Dryas and early Holocene: a synthesis. *Proceedings of the Geologists' Association*. 2017. Vol. 128. P. 2–25.
- Sissons J.B. The lateglacial lakes of Glens Roy, Spean and vicinity (Lochaber district, Scottish Highlands). Proceedings of the Geologists' Association. 2017. Vol. 128. P. 32–41.
- 11. Kvasov D.D. *Pozdnechetvertichnaya istoriya krupnykh ozer i vnutrennikh morei Vostochnoi Evropy* (The Late Quaternary history of large lakes and inland seas of Eastern Europe). L.: Nauka LO (Publ.), 1975. 278 p. (in Russ.)
- 12. Isachenkov V.A. *O proiskhozhdenii dolinoobraznykh ponizhenii poverkhnosti dochetvertichnykh porod Severo-Zapada Russkoi ravniny* (About the origin of valley-like depressions in the surface of pre-Quaternary rocks of the North-West of the Russian Plain). *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 5. Geografiya.* 1981. No. 6. P. 46–50. (in Russ.)
- 13. Malakhovskii D.B. and Fedorov B.G. O genezise i vozraste pereuglublenii na severe Evropy. Vozrast i genezis pereuglublenii na shel'fakh i istoriya rechnykh dolin (About the genesis and age of deepening valleys in the north of Europe. Age and genesis of deepening valley on the shelves and the history of river valleys). M.: Nauka (Publ.), 1984. C. 134–140. (in Russ.)
- 14. Krotova-Putintseva A.Y. and Verbitskiy V.R. Preglacial geomorphology of the northern Baltic Lowland and the Valdai Hills, north-western Russia. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2012. Vol. 84. P. 58–68. (in Russ.)
- 15. Karpukhina N.V., Bricheva S.S., Konstantinov E.A., Tatarnikov O.M., Makkaveev A.N., and Zakharov A.L. *O proiskhozhdenii terras v pogrebennykh dolinakh na severo-zapade Vostochno-Evropeiskoi ravniny* (The origin of terraces in buried valleys in the northwest of the east european plain). *Russian Geology and Geophysics*. 2021. Vol. 62. No. 2. P. 238–253. (in Russ.)
- Geologiya SSSR (Geology of the USSR). T. I. Leningradskaya, Pskovskaya i Novgorodskaya oblasti. Geologicheskoe opisanie (Vol. 1 Leningrad, Pskov and Novgorod regions. Geological description). A.V. Sidorenko (Ed.). Moscow: Nedra (Publ.), 1971. 505 p. (in Russ.)

- 17. Tatarnikov O.M. *Rel'ef i paleogeografiya Pskovskoi oblasti* (Relief and paleogeography of Pskov region). Pskov: PGPU (Publ.), 2007. 127 p. (in Russ.)
- 18. Apukhtin N.I. and Sammet E.Yu. *Pskovskaya, Novgorodskaya, zapadnaya i yuzhnaya chasti Leningradskoi oblasti* (Pskov, Novgorod, western and southern parts of the Leningrad Region). *Geologiya chetvertichnykh otlozhenii Severo-Zapada Evropeiskoi chasti SSSR* Leningrad: Nedra (Publ.), 1967. P. 111–160. (in Russ.)
- 19. Isachenkov V.A. *O devonskoi kueste na territorii Pskovskoi oblasti* (About the Devonian cuesta in the Pskov region). *Scientific notes of Pskov State Pedagogical Institute*. 1969. No. 22. P. 3–10. (in Russ.)
- 20. Lesnenko V.K. O *proyavlenii karsta na territorii Pechorskogo raiona Pskovskoi oblasti* (About karst processes on the territory of the Pechora district of the Pskov region). *Mat-ly 10 nauch. konf. Vol.* 6. Pskov: PGPI (Publ.), 1968. P. 3–10. (in Russ.)
- 21. Tatarnikov O.M., Lesnenko V.K., and Mikhailov I.I. *O sokhrannosti fragmenta devonskoi kuesty na territorii Pskovskoi oblasti* (On the preservation of a fragment of the Devonian cuesta on the territory of the Pskov region). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1995. No. 4. P. 81–83. (in Russ.)
- 22. Tatarnikov O.M. Landshaftno-ekologicheskaya i inzhenerno-geologicheskaya kharakteristika territorii Truvorova gorodishcha (Landscape-ecological and engineering-geological characteristics of the territory of the Truvor Settlement). Vestnik Pskovskogo Gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Sotsial'no-gumanitarnye i psikhologo-pedagogicheskie nauki. 2013. № 2. P. 115—123. (in Russ.)
- 23. Eyles N., Eyles C.H., and Miall A.D. Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict sequences. *Sedimentology*. 1983. Vol. 30. P. 393–410.
- 24. Baturin V.P. *Petrograficheskii analiz geologicheskogo proshlogo po terrigennym komponentam* (Petrographic analysis of the geological past by terrigenous components). M.—L.: Izd-vo i 2-ya tip. Izd-va Akad. nauk SSSR (Publ.), 1947. 338 p. (in Russ.)
- Kurbanov R.N., Yanina T.A., Myurrei E.S., Semikolennykh D.V., Svistunov M.I., and Shtyrkova E.I. Vozrast karangatskoi transgressii (pozdnii pleistotsen) Chernogo morya (The age of the karangatian (Late Pleistocene) transgression of the Black Sea). Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya. 2019. No. 6. P. 29–38. (in Russ.)
- 26. Möller P. and Murray A.S. Drumlinised glaciofluvial and glaciolacustrine sediments on the Småland peneplain, South Sweden new information on the growth and decay history of the Fennoscandian Ice Sheets during MIS3. *Quaternary Science Reviews*. 2015. Vol. 122. P. 1–29.
- Murray A.S., Marten R., Johnston A., and Martin P. Analysis for naturally occurring radionu-clides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. 1987. Vol. 115. Issue 2. P. 263–288.
- 28. Konstantinov E.A. and Eremenko E.A. Znachenie metoda lazernoi difraktsionnoi granulometrii pri izuchenii

- lessov (na primere razreza Melekino, Severnoe Priazov'e) (The value of the method of laser diffraction granulometry in the study of loess (on the example of the Melekino section, Northern Azov region)). Otechestvennaya geologiya. 2012. No. 3. P. 47–54. (in Russ.)
- 29. Karpukhina N.V. Osobennosti degradatsii ostashkovskogo lednikovogo pokrova v predelakh Chudsko-Pskovskoi nizmennosti (Characteristic features of the Ostashkov ice sheet degradation within Chudsko-Pskovskaya lowland). Geomorfologiya (Geomorphology RAS). 2013. No. 4. P. 38–47 (in Russ.)
- 30. Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. *Quaternary Science Reviews*. 2012. No. 44. P. 51–59.
- 31. Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Springer, 2011. 463 p.
- Jørgensen F. and Sandersen P. Buried and open tunnel valleys in Denmark – erosion beneath multiple ice sheets. *Quaternary Science Reviews*. 2006. No. 25. P. 1339–1363.
- 33. Raukas A. Application of OSL and 10Be techniques to the establishment of deglaciation chronology in Estonia. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences: Geology*, 2004, Vol. 53, P. 267–287.
- 34. Alexanderson H. and Murray A. Problems and potential of OSL dating Weichselian and Holocene sediment

- in Sweden. *Quaternary Science Reviews*. 2009. No. 44. P. 37–50.
- 35. Raukas A.V. and Ryakhni E.E. *O geologicheskom razvitii vpadiny i basseina Chudskogo i Pskovskogo ozer* (On the geological development of the kettle and the Peipsi and Pskov lakes). *Izv. AN ESSR*. 1969. No. 2. P. 113–127. (in Russ.)
- 36. Rosentau A., Hang T., and Miidel A. Simulation of the shorelines of glacial Lake Peipsi in Eastern Estonia during the Late Weichselian. *Geological Quarterly*. 2004. Vol. 48. P. 299–307.
- 37. Miidel A., Hang T., Pirrus R., and Liiva A. On the development of the southern part of Lake Peipsi in the Holocene. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.* 1995. Vol. 44. No. 1. P. 33–44.
- 38. Hang T., Kalm V., Kihno K., and Milkevičius M. Pollen, diatom and plant macrofossil assemblages indicate a low water level phase of Lake Peipsi at the beginning of the Holocene. *Hydrobiologia*. 2008. Vol. 599. P. 13–21.
- 39. Lisitsina G.N. Voprosy paleogeografii pozdnelednikovogo vremeni na territorii Severo-Zapada evropeiskoi chasti SSSR. Lednikovyi period na territorii evropeiskoi chasti SSSR i Sibiri (Issues of paleogeography of the Late Ice Age on the territory of the North-West of the European part of the USSR. Ice Age on the territory of the European part of the USSR and Siberia). M.: Izd-vo Moskovskogo universiteta (Publ.), 1959. P. 13–38. (in Russ.)