

# О ПРОИСХОЖДЕНИИ ТЕРРАС В ПОГРЕБЕННЫХ ДОЛИНАХ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Карпухина Н. В., Бричева С. С., Константинов Е. А., Татарников О. М., Маккавеев А. Н., Захаров А. Л.

## Аннотация

В статье рассмотрены проблемы происхождения террас, которые нередко осложняют склоны аномально глубоких долинообразных понижений на северо-западе Восточно-Европейской равнины. В качестве объекта исследования была выбрана Изборско-Мальская долина (Псковская область, Россия), выполненная четвертичными отложениями наполовину. Благодаря отсутствию заполнения в верхней части долины появляется возможность детально рассмотреть геолого-геоморфологическое строение ее террасированных склонов, что, в контексте проблем, касающихся происхождения погребенных долин и определения роли субстрата, представляет особый интерес. На склонах Изборско-Мальской долины выделено четыре денудационных террасовых уровня: 53 м, 56-58 м, 70-72 м, 75-77 м абс. отм., которые свидетельствуют о поэтапном процессе углубления долины. Формирование террас, вероятно, сопряжено с последовательными пятью этапами переуглубления и расширения долины ледниковым выпахиванием, соответствующим пяти этапам наступания ледника на данную территорию. Последний из них может быть связан как с началом поздневалдайского оледенения, так и с активизацией края ледникового покрова в его лужскую стадию (~ 15.7 тыс. кал.л.н.). На величину ледникового выпахивания оказали влияние различная степень устойчивости карбонатно-терригенных пород девонского возраста, в толще которых долина выработана, а также степень преобразованности территории, в первую очередь, процессами карста и выветривания. Циркообразный облик (правого склона) вершины долины обусловлен существованием сложного карстового ландшафта, сформировавшегося в субэаральных условиях в доледниковье, а затем видоизмененного во время развития ледниковых покровов. Анализ литературы показал, что вопросам происхождения денудационных террас в погребенных долинах на северо-западе Восточно-Европейской равнины почти не уделено внимания. Полученный материал вносит значительный вклад в рассмотрение данного вопроса, а также проблемы генезиса погребенных долин.

## Ключевые слова:

Погребенные долины, террасы, карст, ледниковое выпахивание, Скандинавский ледниковый покров, Изборско-Мальская долина

## **О ПРОИСХОЖДЕНИИ ТЕРРАС В ПОГРЕБЕННЫХ ДОЛИНАХ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ**

**Н.В. Карпухина<sup>1</sup>, С.С. Бричева<sup>2</sup>, Е.А. Константинов<sup>1</sup>, О.М. Татарников<sup>3</sup>, А.Н. Маккавеев<sup>1</sup>, А.Л. Захаров<sup>1</sup>**

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

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

<sup>3</sup>*Псковский государственный университет, Псков, Россия*

### **ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ**

На северо-западе Восточно-Европейской равнины (рис. 1-И), в области развития поздневалдайского оледенения, нередко встречаются аномально глубокие - до 300 м, крутосклонные, линейно-вытянутые долинообразные понижения, сильно отличающиеся от типичных долин равнинных рек [Исаченков, 1981; Квасов, 1975; Малаховский, Федоров, 1984; Krotova-Putintseva, Verbitskiy, 2012; Van der Vegt et al., 2012 и др.]. Отметки их днищ располагаются на абсолютных высотах от -283 до +150 м [Исаченков, 1981]. Долинообразные понижения могут быть врезаны как в коренные породы, так и в четвертичные отложения. Такие депрессии выполнены (полностью или частично) водноледниковыми и/или ледниковыми отложениями, из-за чего они, как правило, не выражены в современном рельефе.

Большинство исследователей, изучавших погребенные долины на северо-западе Восточно-Европейской равнины, считают, что они являются древними речными долинами, в разной степени преобразованными ледником [Даниланс, 1973; Малаховский, Баканова, 1969; Исаченков, 1969; 1981; Миидел, 1966; Таваст, Раукас, 1982; Татарников, 2013; Татарников и др., 1995; Эберхардс, 1969; 1982; Krotova-Putintseva, Verbitskiy, 2012 и др.]. В качестве аргументов сторонниками данной точки зрения приводятся: морфология долин, их плановые очертания, совпадение с направлением трещин в коренных породах, наличие врезов с ориентировкой, отличной от направления движения ледника.

Некоторые исследователи [Горецкий 1967; 1972; Кригер, 1972; Левков, 1980; Мандер, 1973 и др.] критиковали эту теорию ввиду отсутствия древнеаллювиальных отложений в днищах долин и морфологического строения, отличного от пра-рек внеледниковой зоны. По их мнению, данные палеоврезы — результат ледникового выпаживания и размыва субгляциальными потоками талых ледниковых вод, находившихся в условиях повышенного гидростатического напора. К недостаткам теории древних речных долин следует добавить выводы, сделанные А.Е. Кротовой-Путинцевой [Krotova-Putintseva, 2017] о том, что продольные профили долинообразных понижений на северо-западе Восточно-Европейской равнины часто невыработанные, в них встречаются переуглубленные участки, разделенные перемычками. Кроме того, отложения неогена, обнаруженные в погребенных долинах, располагаются на отметках значительно выше (70-150 м) днищ многих долин [Krotova-Putintseva, 2017]. Такие переуглубленные долины в англоязычной литературе принято называть туннельными долинами (tunnel valleys). Многочисленные исследования на территории Европы и Америки свидетельствуют о том, что значительная часть туннельных долин была образована в результате подледной эрозии талыми ледниковыми водами [Huuse & Lykke-Andersen, 1999; Jørgensen & Sandersen, 2006; O' Cofaigh, 1996; Van der Vegt et al., 2012 и др.].

К настоящему времени разработаны критерии, позволяющие отличать ложбины выпаживания, размыва и погребенные речные долины друг от друга [Горецкий, 1967; 1972; Комаровский, 2008; Van der Vegt et al., 2012]. Главным критерием служит характер заполнения палеовреза. В ложбинах ледникового выпаживания (экзарационных рытвинах) преобладают в основном гляциальные отложения (морена), а ложбины ледникового размыва заполнены преимущественно флювиогляциальными песчано-гравийными отложениями. Однако отмечаются случаи и более сложного строения долин, в которых участвуют процессы и ледникового выпаживания, и размыва [Комаровский, 2008; O' Cofaigh, 1996; Van der Vegt et al., 2012 и др.]. В отличие от ложбин, связанных с деятельностью ледника, погребенные речные долины должны быть выполнены древним аллювием и озерными отложениями. Отсутствие детальных исследований на северо-западе Восточно-Европейской равнины пока не позволяет установить генезис большинства долинообразных понижений.

Основной сложностью при изучении погребенных долин является их заполненность отложениями, ввиду этого большая часть таких форм скрыта от глаз исследователя. Нередко заключение о характере поперечного профиля в долинообразном понижении делается по одной или двум скважинам, что не дает возможности судить о морфологии склонов долин, наличии террас или их отсутствии. Вместе с тем, террасы отражают характер образования и развития долины, их анализ может дать информацию о механизме происхождения погребенных долин и определения роли субстрата.

В качестве объекта исследования нами выбрана полупогребенная Изборско-Мальская долина<sup>1</sup>, расположенная на западе Псковской области (рис. 1-1). Первые сведения о геолого-геоморфологическом строении долины были получены геологами Северо-Западного геологического территориального управления в ходе геологических съемок, проводимых с 1948 по 1974 гг. Изучением данной территории также занимались В.А. Исаченков [Исаченков, 1969; 1981], В.К. Лесненко [Лесненко, 1968] и О.М. Татарников [Татарников, 2013; Татарников и др., 1995; 2009]. Все исследователи высказывали предположение о том, что Изборско-Мальская долина была сформирована еще в доледниковье, а в ледниковые периоды расширена и углублена. Террасам в долине не придавалось особого значения. В связи с этим, в работах предшественников практически отсутствуют сведения об их происхождении. Лишь В.К. Лесненко [Лесненко, 1968] в работе о карстовых проявлениях в Печорском районе Псковской области отметил, что на доледниковой террасе правого борта Изборско-Мальской долины насчитывается семь крупных цирковидных воронок, открытых в сторону долины (диаметром по дну 80–230 м, глубиной 8–15 м). Образование этих понижений исследователь связывал с карстовыми проявлениями провального типа на этапе субаэрального развития территории в доледниковье. Ледник и последующие процессы смягчили резкие очертания воронок, придав им современный вид.

В данной статье осуществлен анализ морфологии и внутреннего строения террас, осложняющих склоны Изборско-Мальской долины в ее южной части, с целью установления их генезиса.

## **ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ**

---

<sup>1</sup> Название долины соответствует одноименному названию расположенного здесь памятника природы – «Изборско-Мальская долина».

Изборско-Мальская долина представляет собой фрагмент полупогребенной сети долин, расчленяющих поверхность западной части Псковской низменности. Слабоизвилистая в плане долина простирается с ЮВ на СЗ, от д. Старый Изборск до д. Вашина Гора, почти на 10 км. Ширина долины по бровкам варьируется 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. К вершине долины подходят две ложбины, которые, не соединяясь, открываются в основную долину (рис. 1-II). Поперечный профиль верхней части долины – трапециевидный, в районе Мальского озера – корытообразный (рис. 2, профиль А-А1). Склоны очень крутые (более 35° - до отвесных), местами изрезаны балками и осложнены террасами, особенно на правом борту (рис. 1-II).

Изборско-Мальская долина врезается в карбонатно-терригенные отложения среднего и верхнего девона (рис. 1-III). В бортах долины вскрываются карбонатные отложения чудовских слоев (известняки, в различной степени глинистые, в кровле глины с прослоями гипса), псковских (доломиты в нижней части, выше доломитизированные известняки, реже мергели) и снетогорских (доломиты, иногда глинистые и песчанистые мергели с прослоями известняков) саргаевского горизонта франского яруса. Они залегают на красноцветных косослоистых терригенных отложениях (пески и песчаники с прослоями глин и алевроитов) швентойского горизонта франского яруса верхнего девона [Геология СССР, 1971; Татарников и др., 2009]. Породы саргаевского горизонта характеризуются повышенной трещиноватостью и кавернозностью. К отложениям саргаевского возраста приурочен водоносный горизонт [Гидрогеология СССР, 1967; Татарников, 2013]. Выходы подземных вод в виде источников наблюдаются на склонах и в днище долины. Мощность четвертичных отложений, перекрывающих поверхность междуречья, не превышает 3 м, а в днище долины составляет не менее 40 м (рис. 1-III). Заполнение днища долины состоит преимущественно из водно-ледниковых и ледниковых отложений, древнего аллювия не обнаружено [Апухтин, Саммет, 1967].

Территория исследования расположена в пределах Печорского купола Хааньяско-Локновского тектонического поднятия, приуроченного к южному подземному склону Балтийского щита. В пределах изучаемого района наблюдается значительное падение слоев карбонатных отложений с северо-запада на юго-восток. В районе д. Рогово подошва карбонатных отложений находится на абс. высоте  $\sim 100$  м, в то время как в районе д. Старый Изборск  $\sim 40$  м, что подтверждается результатами визуального обследования разрезов с девонскими отложениями, а также материалами бурения, полученными из фондовых отчетов [Шмаенок, 1963]. Наибольшее падение слоев наблюдается на участке от д. Броды до д. Старый Изборск. В толще карбонатных пород в д. Старый Изборск С. С. Шульцем [Шульц, 1965] выделены две системы тектонических трещин с простиранием ССВ ( $10^\circ$ ) и ЗСЗ ( $280^\circ$ ).

Дно долины освоено системой рек и озер: р. Смолка, оз. Городищенское, р. Сходница, оз. Мальское, р. Обдех (рис. 1-II). Площадь Городищенского озера  $0,42 \text{ км}^2$ , средняя глубина  $3,0$  м, наибольшая –  $6,0$  м. Мальское озеро площадью  $0,6 \text{ км}^2$ , достигает глубины  $11$  м при средней —  $6,5$  м [Фонд водоемов..., 2008]. Оба водоема являются проточными. Между озерами расположено болото, которое вблизи правого борта прорезано р. Сходницей. Русло Сходницы шириной не более  $2,5$  м, сильно меандрирует, пойма заболочена. Пояс меандрирования реки не превышает  $150$  м.

## **МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Материалы, касающиеся морфологических и морфометрических параметров, а также внутреннего строения междуречья и террас, были получены с помощью полевого геоморфологического картографирования, ручного бурения, шурфовки, геодезической съемки и георадарного профилирования.

В качестве опорного был выбран поперечный профиль через долину В-В1, проходящий через Сухое болото (рис.1-II). Ручное бурение скважин и шурфовка производились в пределах каждого элемента долины и примыкающих к ней частей междуречий. Всего было заложено  $20$  скважин и  $8$  шурфов. Буровые работы осуществлялись ручным буром с полуцилиндрическим пробоотборником длиной  $30$  и/или  $50$  см и диаметром  $3$  см, а также пробоотборником Эдельмана.

Характер залегания геологических горизонтов между буровыми скважинами и шурфами по линии профиля 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 (карбонатно-терригенных отложений верхнего девона). 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. Работы производились по методике георадарного профилирования, при которой антенна георадара непрерывно и равномерно перемещается по поверхности земли вдоль профиля. Трассы записывались с шагом 10 см. Основные этапы интерпретации радарограмм – выделение разных типов волновых картин и осей синфазности. Тип волновой картины – совокупность фрагментов трасс, близких по частотному составу. Оси синфазности – одинаковые фазы колебаний, т. е. максимумы и минимумы на записи (черные и белые тона), характеризующиеся одинаковой устойчивой формой и амплитудой на соседних трассах. Обработка радарограммы включала в себя стандартные для георадиолокационных исследований процедуры, известные из цифровой обработки сигналов: корректировка положения нуля, вычитание среднего в окне 20 % от общего числа трасс, регулировка амплитуд, полосовая фильтрация, введение рельефа [Владов, Судакова, 2017]. На итоговой радарограмме после обработки выделялись комплексы различных волновых картин, оси синфазности, дифрагирующие объекты (рис. 3). Скорость определялась по гиперболам дифракции [Старовойтов, 2008] и составила 0,09 м/нс. Для последующей интерпретации использовались данные бурения и шурфовки.

Для проведения точной высотной привязки буровых скважин, георадарных профилей, а также построения серии дополнительных поперечных профилей через склоны долины, выполнялось линейное топографо-геодезическое профилирование. В качестве планово-высотной основы использовались пункты Государственной геодезической сети (ГГС) РФ. Работы проводились с использованием геодезических спутниковых приемников (GPS/ГЛОНАСС) «JAVAD Triumph 1». В ходе линейно-высотной съемки частота пикетов, как правило, составляла 15-30 метров, что определялось особенностями пересеченности рельефа.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В ходе исследования Изборско-Мальской долины установлено, что террасы, осложняющие ее склоны в южной части, по высоте, морфологии и геологическому строению не имеют аналогов в ее северной части.

**Пространственное положение террас в долине.** На основании цифровой модели рельефа WorlDEM (Tandem-X) 30 м, серии геодезических профилей, космических снимков, топографических карт установлено, что склоны долины осложнены четырьмя террасами. Абсолютные высоты этих террас более или менее выдержаны: I терраса – 53 м, II терраса – 56-58 м, III терраса – 70-72 м, IV терраса – 75-77 м (рис. 1-II, рис. 2, 4, 5). Наибольшие отметки высот террас отмечаются в вершине долины. В пределах левого склона террасированность появляется к югу от д. Малы (центральная часть Мальского озера), а на правом склоне - к югу от данного озера. Правый склон террасирован сильнее левого – на нем присутствуют террасы всех уровней. Наилучшим образом выделяются II и III террасы, на всем протяжении они практически не прерываются. На левом склоне фрагментарно встречаются только II и IV террасы (рис. 1-II), остальные отсутствуют.

В районе Городищенского озера террасы повышаются примерно на 2 м, и переходят в ступени, образующие вершину долины (рис.1-II). Ступени разделены уступами, которые местами обнажены. Уступы имеют цирковидные плановые очертания, что напоминает серию из «цирков», соединенных своими краями (диаметром по дну 80–340 м, глубиной 8–15 м) и открытых в сторону долины (рис. 1-II, 6-IV). Поверхность террас и ступеней вершины долины сглажена, как правило, у тылового шва каждого такого цирка имеется заболоченное углубление (рис. 1-II, рис. 2 профиль Е-Е1, 6-II). На склонах долины обнаружены многочисленные отторженцы (рис. 7) разных размеров (блоки карбонатных пород, залегающие под разными углами, но сохраняющие первичный характер слоистости). Отторженцы приурочены в основном к бровкам цирковидных уступов.

**Геолого-геоморфологическое строение террас.** Основные элементы строения Изборско-Мальской долины показаны на заложенном нами опорном профиле (рис. 4, 5) описание которого приводится ниже.

Почти плоская, пологоволнистая поверхность *междуречья* (>90 м абс. отм) с обеих сторон от долины сложена карбонатными коренными породами (доломиты), которые перекрыты мореной - маломощным (1,5 м) суглинком с включением обломочного материала карбонатных и кристаллических пород. К востоку от долины, в пределах междуречья на профиле показана ложбина (рис. 4), углубляющаяся в коренные породы на 10 м. Ложбина частично заполнена песками и глинами (2,4 м), подстилаемыми суглинком с включением обломочного материала.

*Левый коренной склон долины* очень крутой, покрыт маломощным чехлом склоновых отложений, насыщенных обломками карбонатов. В балке, прорезающей склон долины вблизи линии профиля, под склоновыми отложениями вскрывается толща карбонатных отложений снеговойских слоев саргаевского горизонта, которые подстилаются терригенными отложениями швентойского горизонта.

*Днище долины* (~50 м абс. отм.) плоское, заболоченное, местами залесенное. Скважина Su-1, глубиной 11,65 м, полностью прошла торфяную залежь (2,32 м), озерные карбонатно-минеральные отложения (3,98 м), озерно-ледниковые ритмично-слоистые глины (5,35 м) и углубилась в подстилающие осадки, представленные песчано-гравийным материалом (рис. 5). Результаты радиоуглеродного датирования отложений торфа в скважинах Su-1 и Su-28 (табл. 1, рис. 5) свидетельствуют о том, что образование Сухого болота началось в бореальном периоде голоцена. Поскольку р. Сходница врежется в отложения Сухого болота, можно полагать, что ее вклад в развитие долины ограничен поясом ее меандрирования (150 м).

Террасы представляют собой пологонаклонные в сторону осевой части долины (рис. 4, 5), неширокие (максимум первые десятки метров) площадки. С поверхности на них залегают, как правило, маломощные озерно-ледниковые и гляциальные отложения, подстилаемые карбонатными породами или терригенными отложениями.

*I терраса* (53 м абс. отм.) — площадка шириной около 10 м, с поверхности покрыта маломощным слоем мелко- и тонкозернистого песка с единичным включением дресвы и мелкого гравия (0,5 м), который подстилается суглинком с обилием обломочного материала карбонатных и кристаллических пород (рис. 5). Результаты георадарного профилирования на этом участке показывают, что на глубине около 0,7 метров могут располагаться крупные глыбы — на радарограмме на фоне хаотичной волновой картины, характерной для морены, местами выделяются фрагменты (протяжённостью до двух метров) границы с коренными породами — косослоистыми песками швентойского горизонта, залегающими на глубине около двух метров.

*II терраса* находится на абсолютной отметке 56 м. Ее ширина 20-25 м, а ее строение аналогично I террасе (рис. 5).

**III терраса** (70 м абс отм.) выше II террасы на ~ 5 м. Её покрывает маломощный слой суглинка с включением обломочного материала (0,3 м), который подстилается в основном доломитами. При этом в уступе террасы (Su 23а на рис. 3-5) были вскрыты пестроцветные тонкозернистые косослоистые пески швентойского горизонта. На радарограмме (рис. 3) пески предстают в виде слоя с многочисленными контрастными осями синфазности, выклинивающегося на склоне террасы. Отложения имеют падение на юго-восток под углом 10-14° к дневной поверхности, что не противоречит представлениям о характере залегания коренных пород на данном участке (рис. 3, см. с. 4). Достоверно проследить по радарограмме кровлю песков удастся на 4 м вглубь III террасы, далее граница становится нечёткой (отмечено пунктиром на рис. 3). Однако в ложбине, проходящей вдоль тылового шва правого коренного склона, вновь появляются контрастные оси синфазности такого же типа (рис. 3), которые, по данным бурения (скв. 22В), соответствуют песчаным отложениям швентойского горизонта. Это указывает на то, что под трехметровым слоем карбонатных пород снетогорских слоев саргаевского горизонта залегают терригенные песчаные отложения швентойского горизонта (рис. 5). На радарограмме подошва доломитов проявляется неотчётливо из-за малой контрастности электрических свойств на границе с песком. Кровля доломитов (рис. 3) очень хорошо прослеживается на глубине 0,5 – 1 м в виде серии многочисленных отражений от локальных объектов размерами значительно меньше длины волны антенны<sup>2</sup>. Такая картина характерна для выветрелых пород с множеством обломков. Ложбина, проходящая вдоль тылового шва склона, выполнена тонко- и мелкозернистыми песчаными отложениями с прослоями глин, которые подстилаются мореной. В морене, вскрытой шурфом Su-20, был обнаружен отторженец карбонатных пород (рис. 3,7), а на радарограмме в этом месте зафиксированы отражения от крупных объектов<sup>3</sup>.

---

<sup>2</sup> В геофизике для серии многочисленных отражений от локальных объектов, размерами значительно меньше длины волны антенны, используется термин «гиперболы дифракции» [Владов, Судакова, 2017].

<sup>3</sup> Классическая для георадиолокации процедура подстановки к фрагменту радарограммы теоретически рассчитанной гиперболы дифракции [Владов, Судакова, 2017] позволяет судить о размерах отражающих объектов — они не являются гиперболами дифракции, а значит, их размеры превышают длину волны (40 см), то есть это крупные обломки горных пород.

**Правый коренной склон**, крутизной около 25° и высотой 20 м, перекрыт маломощным чехлом склоновых отложений, с обилием карбонатной щебенки. В отличие от левого склона, следов развития оползневых процессов не выявлено. Анализ радарограммы (на основе сходства волновой картины с полученной на кровле карбонатов внутри III террасы) показывает, что данный склон выработан в коренных карбонатных породах, что отличает его от левого склона (рис. 4). Примечательно, что на радарограмме фиксируется граница в коренных породах, между карбонатными и терригенными отложениями (рис. 3-II).

В пределах опорного профиля отсутствует **IV терраса**, приуроченная к 75-77 м абс. отм. (рис. 1-II). Она встречается фрагментарно на обоих склонах долины к югу от д. Малы. В районе Мальского озера IV террасу слагают терригенные песчаные отложения швентойского горизонта, в то время как к югу от Городищенского озера – доломиты и доломитизированные известняки снетогорских слоев саргаевского горизонта. Четвертичные отложения на поверхности террасы практически отсутствуют.

Таким образом, в верхней части Изборско-Мальской долины выделена серия денудационных террас, выработанных в коренных породах. Абсолютные отметки поверхностей террас сохраняются на протяжении ~ 4 км (небольшое повышение уровней террас отмечается в вершине долины), несмотря на различие в литологическом строении, а затем гармонично переходят в ступени вершины долины. Такие террасы встречаются исключительно в южной части долины и приурочены к областям развития наибольших мощностей карбонатных пород в пределах района исследования.

Аккумулятивных речных террас в долине не обнаружено, зато фрагментарно встречаются оползневые тела и травертиновые образования, которые приурочены к подножиям склонов, имеют локальное распространение и небольшие размеры, из-за чего не видны на цифровых моделях рельефа.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Формирование Сухого болота, в которое врезается р. Сходница, началось в раннем голоцене (рис. 5, табл. 1). Соответственно, денудационные террасы в Изборско-Мальской долине не связаны с деятельностью данной реки и появились до начала органогенного этапа осадконакопления. Плащеобразное залегание озерных и озерно-ледниковых отложений в днище долины и на ее террасах (рис. 5) также указывает на то, что во время дегляциации территории эти террасы уже существовали. Таким образом, денудационные террасы образовались в доледниковье и/или во время этапов наступания плейстоценовых ледниковых покровов.

Опираясь на материал по геолого-геоморфологическому строению террас, в данном разделе рассмотрены положительные и отрицательные стороны гипотез, предложенных для объяснения генезиса террас в Изборско-Мальской долине, реконструирован механизм заложения террас, а также осуществлен поиск аналогичных террас в палеоврезах на северо-западе Восточно-Европейской равнины.

**Гипотезы образования денудационных террас в Изборско-Мальской долине.**  
**Образование террас процессами селективной денудации.** Литологическая неоднородность коренных пород в пределах района исследования могла обусловить формирование террас за счет процессов селективной денудации. Проявление таких процессов могло протекать как в условиях древней долины, так и в зоне повышенной трещиноватости горных пород. Ввиду резкого падения слоев осадочного чехла с северо-запада на юго-восток, характерного для территории (см. раздел «Общ. хар-ка...»), следует ожидать наличие террас на разных гипсометрических уровнях в толще карбонатных пород. При этом в южной части долины были выявлены практически одноуровневые террасы.

С помощью процессов избирательного характера выветривания можно объяснить заложение лишь отдельных террас. Самая высокая терраса (IV терраса) в окрестностях д. Ст. Изборск могла сформироваться в результате разрушения менее устойчивых горных пород, представленных доломитизированными известняками псковских слоев, которые подстилаются более устойчивыми - доломитами (снегогорские слои). В тоже время, в окрестностях д. Малы терраса на том же гипсометрическом уровне (IV терраса) приурочена к терригенным отложениям (пески, слабосцементированные песчаники). Объяснить образование одноуровневых террас в литологически разнородных горизонтах с позиций селективной денудации невозможно. Маловероятно, что селективная денудация привела к образованию наиболее выраженной в долине – III террасы, выработанной в породах с относительно одинаковой степенью устойчивости (доломитах).

**Экзарационная гипотеза.** Экзарация оказала сильное воздействие на облик дочетвертичного рельефа района исследования. По разным оценкам величина экзарации на северо-западе Восточно-Европейской равнины могла достигать местами 80-100 м [Исаченков, 1981; Маккавеев, 1975; Асеев, Маккавеев, 1976]. О высокой разрушительной способности ледника<sup>4</sup> на данном участке свидетельствует наличие друмлинов и флютинг-морен [Татарников, 2008]. Линейно-вытянутые положительные формы рельефа, ярко выраженные на ЦМР, имеют сходную с долиной ориентировку.

---

<sup>4</sup>О высокой разрушительной способности ледников в пределах полей друмлинов говорилось неоднократно в работах отечественных и зарубежных исследователей [Sparks, West, 1972; Маккавеев, 1980; Hambrey, Glasser, 2011]

На ледниковый генезис денудационных террас указывают следующие факты: наличие более или менее одноуровневых террас в южной части долины (рис. 1-I), выработанных в разных по литологическому составу породах; плащеобразное залегание морены на террасах; большое количество отторженцев на склонах, в днище и ступенях вершины долины; совпадение ориентировки долины с направлением движения масс последнего ледникового покрова; узость и прямолинейность долины; отсутствие у нее водосборного бассейна; корытообразная форма поперечного профиля долины на некоторых участках (напр. в районе оз. Мальское - рис. 2, профиль А-А1). По всей видимости, образование террас можно связать с несколькими этапами углубления долины, которые могли происходить как в ходе линейного ледникового выпахивания, так и подледникового размыва.

На развитие процессов ледникового выпахивания указывает обилие отторженцев, зафиксированных на склонах (рис. 7) и в днище долины. На площадках террас следов воздействия субгляциальных водных потоков не выявлено (рис. 3 и 5). В ложбинообразных понижениях, осложняющих строение поверхностей III террасы и междуречья у правого склона (рис. 4, 5), на коренных породах сплошным слоем залегает морена, насыщенная карбонатными обломками. В днище долины, согласно с описанием архивной скважины у д. Броды (№223), мощность валунного суглинка составляет около 8 м (рис. 1-III), что также свидетельствует о высокой роли ледникового выпахивания. Ввиду отсутствия данных глубокого бурения в осевой части долины, исключать возможность подледникового размыва в центре долины не следует.

Несмотря на то, что экзарационная гипотеза не противоречит формированию денудационных террас, объяснить образование их циркообразных склонов, внешне напоминающих речные меандры или слившиеся своими краями карстовые формы рельефа (рис. 1-II), в процессе ледникового выпахивания затруднительно.

**Флювиальная гипотеза.** При беглом взгляде на террасы, создается впечатление, что это врезанные меандры. Такая гипотеза могла бы иметь право на существование, если придерживаться точки зрения большинства предшественников [Исаченков, 1969; 1981; Саммет и др., 1967; Татарников, 2013; Татарников и др., 1995, 2009; Шмаенок, 1963] о том, что Изборско-Мальская долина является фрагментом древней флювиальной сети. На несостоятельность данной гипотезы указывают: неправильная форма «излучин» и участков их сочленений (рис. 6), нехарактерная для рек; плановая ориентировка серии «излучин» (ЮЗ-СВ), несвязанная с ориентировкой долины (ЮВ-СЗ); и, более всего, ограниченное распространение данных форм (южная часть правого склона долины). К недостаткам флювиальной гипотезы происхождения долины можно добавить: несоответствие ориентировки Изборско-Мальской долины общему уклону поверхности района исследования (рис. 1-II), противоположную направленность долины относительно структурного плана территории, отсутствие древнеаллювиальных отложений в днище долины (в строении, имеющих скважин), наличие резкой вершины долины (наподобие вершинного перепада) и отсутствие следов продолжения долины на юго-восток.

**Карстовая гипотеза.** Плановый рисунок поверхности южной части долины (рис. 6-I) также напоминает слившиеся своими краями карстовые формы рельефа. На развитие здесь карстовых процессов указывает наличие мощной толщи легкорастворимых и трещиноватых пород – известняков псковских и чудовских слоев, а также приуроченность к ним водоносного горизонта; следы химического выветривания (обилие каверн, пустот, продуктов выщелачивания на стенках обнаженных склонов (рис. 6-III)); наличие современных карстовых форм на междуречье. Можно полагать, что цирковидные уступы террас и наличие выпуклых поверхностей вблизи бровок террас, вероятно, соответствовали склонам бывших карстовых форм рельефа, а центральные части поверхностей террас и углубления вблизи тыловых швов уступов (рис. 2, профиль E-E1) – дну этих форм (рис. 6-II). Плащеобразное залегание морены и отторженцы на поверхности террас дают основание полагать, что карстовый ландшафт сформировался либо в доледниковье на этапе субаэрального развития территории, либо на начальных этапах развития оледенений.

Талые ледниковые воды, которые формируются на контакте ложе-ледник, весьма агрессивны и растворение горных пород нередко протекает даже в подледных условиях [Каплянская и Тарноградский, 1993; Лаврушин и др., 1986; Veress, 2018a]. Талая вода может способствовать активизации карстовых процессов и создавать небольшие формы рельефа [Veress, 2018b]. Однако плановые очертания реконструируемых нами форм рельефа (рис. 6-1) составляют 80-340 м (диаметр по дну понижений). Ввиду этого вероятность заложения столь крупных форм рельефа в доледниковые выше, чем в подледных условиях.

Стоит отметить, что исследование рельефа дочетвертичной поверхности и строения многочисленных скважин, пробуренных в центральной части Восточно-Европейской равнины, позволили А.А. Лукашову и С.В. Шарапову [Лукашов, Шарапов, 2013] сделать вывод о значительной, местами ведущей, роли карстовых процессов в формировании облика дочетвертичной поверхности на участках, сложенных с поверхности карбонатными породами. К сходному заключению пришли и Э. Таваст и А. Раукас при рассмотрении морфологии кровли коренных пород Эстонии [Таваст, Раукас, 1982]. В погребенных долинах на территории Прибалтики также неоднократно описывались следы проявления карстовых процессов [Скуодис, 1968; Эберхардс, 1978], обусловленные схожим геологическим строением территории. Наличие карстового ландшафта в верхней части долины может объяснить цирковидный облик склонов террас, но не может объяснить причины формирования всех террас, особенно выработанных в терригенных породах (рис. 4, 5).

Собранный нами материал частично подтверждает гипотезу В.К. Лесненко [Лесненко, 1968] о том, что в южной части долины были развиты большие карстовые воронки. Исключение составляет то, что данный исследователь считал, что карстовые воронки образовались на поверхности доледниковой террасы. Данная точка зрения противоречит тому, что террасами являются днища карстовых форм, которые были обнажены в ходе экзарации, а также приведенным выше доказательствам отсутствия древней долины на этом участке.

### **Механизм формирования денудационных террас в Изборско-Мальской долине.**

Анализ полученного материала дает основание полагать, что террасы, выработанные в коренных породах, полигенетичны. Основным агентом для их образования, как и самой долины, можно считать линейное ледниковое выпахивание. Однако в плотных породах ледник не смог бы создать столь морфологически сложные формы. Скорее всего, в пределах северной части долины, в зоне повышенной трещиноватости горных пород, на отдельных участках материал был уже мобилизован в ходе выветривания, а в южной части существовал сложный карстовый ландшафт.

В момент наступания ледника проксимальные к его краю склоны бывших карстовых форм оказались сильно сглажены либо разрушены вовсе (амфитеатры открыты на юго-запад), а дистальные несколько изменены. Однако основные плановые очертания карстовых впадин сохранились (рис. 6-Г). Можно предположить, что сохранность уступов (дистальных склонов карстовых форм) связана с тем, что при вторжении ледника в пределы карстового ландшафта вода из-под его маломощного тела попадала в карстовые каналы и полости, а затем ледник, примерзая к ложу, утрачивал способность производить работу. Подобный механизм, обеспечивающий сохранность отдельных карстовых форм под ледником, был предложен М. Верессом [Veress, 2018a]. Заполнивший долину лед сохранял ее от дальнейшего воздействия ледникового покрова. Вероятно, что наличие четырех разноуровневых террас свидетельствует о пяти этапах углубления долины.

Последнее наступание льдов в районе исследования могло быть связано как с началом поздневалдайского оледенения, так и с активизацией края ледникового покрова в лужскую стадию (15,7 - 14,7 тыс. к.л.н [Kalm et al., 2012]). В пользу последней точки зрения свидетельствует находка озерно-аллювиальных отложений, сопоставляемых с мстинским интерстадиалом<sup>5</sup>, в долине реки Обдех к северо-востоку от района исследования, которые залегают под мореной [Апухтин, Саммет, 1967]. Ввиду недостаточного количества материала говорить о предыдущих этапах наступания ледника затруднительно.

### **Террасы в палеоврезах на северо-западе Восточно-Европейской равнины.**

Поиск аналогов на северо-западе Восточно-Европейской равнины осложняется крайне низкой степенью изученности здесь аномально глубоких долинообразных понижений. Несмотря на это, отдельные примеры сходных палеоврезов представлены ниже.

---

<sup>5</sup> Мстинский интерстадиал (синоним раунисское потепление) предшествовало похолоданию Раннего Дриаса.

Серия морфологически сходных палеоврезов, выработанных в карбонатных и терригенных отложениях, обнаружена в окрестностях г. Пскова: р. Великая с ее притоками - рр. Каменкой, Жабоход, Мирожкой, а также ряд прямолинейных плоскостных заболоченных ложбин, расчленяющих склоны р. Великой. Денудационные террасы в данных долинах встречаются редко, приурочены к верхним частям склонов. Склоны не имеют циркообразного облика. Вероятно, современная эрозионная сеть наследует здесь фрагменты древней полупогребенной сети, преобразованной деятельностью плейстоценовых оледенений [Татарников, 2007; Карпухина, 2013]. О генезисе террас говорить здесь пока затруднительно.

Строение других полупогребенных долин исследуемой территории в общих чертах сходно со строением Изборско-Мальской. Например, Д.В. Малаховский и И.П. Баканова [1969] считают, что морфологический облик ряда участков полупогребенной древней долины, протягивающейся между Онежским и Ладожским озерами (система долин рр. Ояти-Тукши-Ошты), свидетельствует о выпахивающей деятельности ледника. Долины современных рек на этих участках местами прямолинейные; имеют ящикообразные и V-образные поперечные профили глубиной до 50 – 90 м; склоны крутые 15 - 20°, местами до 40°. Кроме поймы, развиты от двух до пяти нешироких террас, верхние из которых с поверхности сложены песчано-гравийным материалом с большим количеством валунов, что отличает их от рассматриваемых нами террас в Изборско-Мальской долине.

На проксимальном склоне главного конечно-моренного пояса (Валдайская возвышенность) реки также отличаются прямолинейностью течения, часто ступенчатым продольным профилем, V-образным или каньонообразным поперечным профилем. В районе Карбонового уступа реки врезаются в коренные породы. В долинах наблюдаются проявления карста (напр. в долине р. Мсты от пос. Опеченский Посад до устья р. Круппы) [Малаховский, Баканова, 1969]. Террасы, число которых не превышает двух-трех, развиты в виде узких карнизов и являются обычно скульптурными, реже цокольными. Генезис и возраст верхних террас пока не установлен [Саммет, и др. 1967].

О наличии террас в полностью заполненных отложениями долинах судить сложнее, чем в полупогребенных. Как правило, погребенные полностью долинообразные понижения вскрыты единичными буровыми скважинами. Лишь детальные исследования отдельных долин позволяют полагать, что денудационные террасы могут осложнять склоны таких долин. Например, на поперечном профиле через погребенную долину Вязна в Эстонии [Таваст, Раукас 1982], построенном по трем скважинам, выделяется одна денудационная терраса. В то же время, в палеоврезе в окрестностях г. Таллин [Vaher et al., 2010], где скважин больше, появляется возможность проследить несколько денудационных террас. В данных примерах террасы тяготеют к верхним частям склонов долин и возникли в ходе разрушения коренных пород, как и в Изборско-Мальской долине.

Большое количество погребенных палеоврезов было обнаружено и изучено на территории Белоруссии. В работе М.Е. Комаровского [2008] представлена характеристика и классификация основных типов погребенных палеоврезов, встречающихся на территории Белорусского поозерья. Террасы, которые могут осложнять склоны погребенных палеоврезов, в данной монографии не рассматриваются, хотя в тексте неоднократно упоминается, что склоны отдельных долин осложнены террасами, выработанными в коренных породах. Таким образом, сведений, специально затрагивающих вопросы пространственного положения террас в погребенных долинах на северо-западе Восточно-Европейской равнины и их генезиса, к настоящему моменту выявить не удалось.

Полученный материал позволяет судить не только о генезисе денудационных террас в погребенных долинах, но и об условиях и механизмах формирования аномально глубоких долинообразных форм рельефа, осложняющих поверхность коренных пород на северо-западе Восточно-Европейской равнины, а также о роли субстрата. Исходя из классификации типов палеоврезов по М.Е. Комаровскому [2008], Изборско-Мальская долина (по морфологии и внутреннему заполнению) может быть отнесена к ледниковым ложбинам трогового типа, что согласуется с результатами наших исследований.

## **ВЫВОДЫ**

1. На склонах Изборско-Мальской долины выделено четыре денудационных террасовых уровня: 53 м, 56-58 м, 70-72 м, 75-77 м абс. отм., которые свидетельствуют о поэтапном процессе углубления долины. На ледниковый генезис денудационных террас указывают следующие факты: наличие почти одноуровневых террас в южной части долины, которые выработаны в разных по степени устойчивости породах; плащеобразное залегание морены на террасах; обилие отторженцев карбонатных пород на склонах и в днище долины; узость и прямолинейность долины; отсутствие у нее водосборного бассейна; корытообразная форма поперечного профиля в районе оз. Мальское; совпадение ориентировки долины с направлением движения масс последнего ледникового покрова.

2. Циркообразный облик правого борта южной части долины обусловлен существованием сложного карстового ландшафта, сформировавшегося в субэрадных условиях в доледниковье, а затем преобразованного во время развития ледниковых покровов.

3. Заложение долины происходило в субгляциальных условиях. На величину ледникового выпахивания оказали влияние различная степень устойчивости карбонатно-терригенных пород девонского возраста, в толще которых долина выработана, а также степень нарушенности территории, в первую очередь, процессами карста и выветривания. Можно предположить, что северная часть долины во время четвертичных оледенений была преобразована в трогообразную, в то время как карстовый рельеф в верховьях долины сохранился благодаря проникновению вод в перекрытые ледником карстовые каналы и полости, а затем последующему примораживанию тела ледника вблизи уступов террас.

4. Формирование террас, вероятно, сопряжено с последовательными пятью этапами переуглубления и расширения долины ледниковым выпахиванием, соответствующим пяти этапам наступания ледника на данную территорию. Последний из них может быть связан как с началом поздневалдайского оледенения, так и с активизацией края ледникового покрова в его лужскую стадию (~ 15.7 тыс. к.л.н.).

5. Сходные долины были обнаружены и в других частях Восточно-Европейской равнины, подвергавшейся воздействию плейстоценовых оледенений. Степень их изученности небольшая, а денудационным террасам практически не уделено внимания.

## **БЛАГОДАРНОСТИ**

Полевые и аналитические работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № [18-35-00700](#). Картографические работы проводились в рамках темы госзадания №0127-2019-0008. 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 благодарность участникам полевых работ - А.Г. Матюхину, Н.С. Сычеву, Д.В. Баранову, Н.Т. Ткачу и А.Л. Гуринову, а также двум независимым рецензентам за советы по улучшению статьи.

### СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ:

- Асеев А. А., Маккавеев А. Н. Гляциальная геоморфология. Итоги науки и техники. Серия Геоморфология, Т.4. М., ВИНТИ, 1976, 177 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.
- Владов М. Л., Судакова М. С. Георадиолокация. От физических основ до перспективных направлений. Учебное пособие. М., ГЕОС, 2017, 240 с.
- Геология СССР, Т. 1, под ред. А. В. Сидоренко. М., Недра, 1971, 505 с.
- Гидрогеология СССР Т. 3. Ленинградская, Псковская, Новгородская области. СЗТГУ. Тематическая комплексная экспедиция. Л., Недра, 1967, с. 121-126.
- Горецкий Г. И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогенных отложений ледниковых областей // Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., Наука, 1967, с. 17 – 23.
- Горецкий Г. И. Ложбины ледникового выпахивания и размыва в их связи с краевыми ледниковыми образованиями // Ледниковый морфогенез. Рига, Зинатне, 1972, с. 19 - 39.
- Даниланс И. Я. Четвертичные отложения Латвии. Рига, Зинатне, 1973, 312 с.
- Исаченков В. А. О девонской куэсте на территории Псковской области // Учен. зап. ПГПИ, серия «География и биология», Вып. 22, 1969, с.3-10.
- Исаченков В. А. О происхождении долинообразных понижений поверхности дочетвертичных пород Северо-Запада Русской равнины // Вестник МГУ, Сер. 5, География, 1981, №6, с. 46-50.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология: Методическое пособие по изучению, ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. Спб., Недра, 1993, 328 с.
- Карпухина Н.В. Геоморфологическое строение и история развития рельефа Чудско-Псковской низменности: дисс... кандидата географических наук: 25.00.25. Москва, 2013, 189 с.
- Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озёр и внутренних морей Восточной Европы. Л., Наука, 1975, 278 с.
- Комаровский М. Е. Палеоложбины Белорусского Поозерья. Минск, БГУ, 2008, с. 186.
- Кригер Н. И. Основные вопросы геотектоники // Краевые образования материковых оледенений. М., Наука, 1972, с. 306-315.
- Лаврушин Ю. А., Гептнер А.Р., Голубев Ю.К. Ледовый тип седименто- и литогенеза. М., Наука, 1986, 170 с.
- Левков, Э. А. Гляциотектоника / Э. А. Левков. Минск, Наука и техника, 1980, 280 с.

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.

Лукашов А. А., Шарапов С. В. Погребенный карстовый рельеф центральной части Восточно-Европейской равнины // Геоморфология, 2013, № 2, с. 72–80.

Маккавеев А. Н. Опыт количественной оценки рельефообразующей роли древних ледников на северо-западе Европейской части СССР // Геоморфология, № 2, 1975, с. 44-50.

Маккавеев А. Н. Динамическая классификация подледниковых форм рельефа, созданных покровными оледенениями на равнинах // Геоморфология, 1980, № 1, с. 17 – 24.

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.

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.

Мандер Е. П. Антропогенные отложения и развитие рельефа Белоруссии. Мн., Наука и техника, 1973, 128 с.

Миидел А. М. О древних (погребённых) долинах Эстонии // Вопросы региональной палеогеоморфологии: тезисы региональных докладов палеогеоморфологического совещания VI Пленума Геоморфологической комиссии отделения наук о Земле при АН СССР под. ред. А. П. Рождественского. Уфа, 1966, с. 47 – 48.

Саммет Э. Ю., Сущенко Н. А., Экман И. П. Влияние литологии, структуры и рельефа дочетвертичных пород на формирование четвертичных отложений // Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л., Недра, 1967, с. 29-48.

Скуодис В. П. Реликтовые карстово-суффозионо-эрозионные провалы на примере долины р. Даугавы (Латвийская ССР): Автореф. дис. канд. г-м.н наук. Москва, 1968, 22 с.

Старовойтов А. В. Интерпретация георадиолокационных данных. Учебное пособие. М., Изд-во МГУ, 2008, 192 с.

Таваст Э., Раукас А. Рельеф коренных пород Эстонии. Таллин, Валгус, 1982, 193 с.

Татарников О. М., Лесненко В. К., Михайлов И. И. О сохранности фрагмента девонской куэсты на территории Псковской области // Геоморфология, №4, 1995, с. 81-83.

Татарников О.М. Рельеф и палеогеография Псковской области. Псков, ПГПУ, 2007, 127 с.

Татарников О. М. Псковское друмлиновое поле // Вестник ПГПУ, сер. «Естественные и физ-мат. науки», №6, Псков, ПГПУ, 2008, с. 92 – 95.

Татарников О. М., Шебеста А.А., Сенькин О.В. Палеогеография и современность Изборского ландшафта // Материалы международной научно-практической конференции за 2007-2008 г. Изборск, 2009, с. 129-138.

Татарников О. М. Ландшафтно-экологическая и инженерно-геологическая характеристика территории Труворова городища // Вестник Псковского государственного университета. Серия: Социально-гуманитарные и психолого-педагогические науки, 2013, № 2, с. 115-123.

Фонд водоемов Псковской области (по отчетным данным Псковского отделения ФГНУ ГОСНИОРХ, 2008 г.) // Сайт Государственного комитета Псковской области по природопользованию и окружающей среде. Рыбный промысел / водные биоресурсы: <http://priroda.pskov.ru/vidy-deyatelnosti/vidy-deyatelnosti/rybnuyu-promysel-vodnye-bioresursy>.

Шмаенок А. И. Отчет о результатах комплексной геолого-гидрогеологической съемки м-ба 1:50000, Псковско-Печорского р-на, 1960-61гг. Северо-Западное ГУ, 1963.

Шульц С. С. Планетарная трещиноватость и ориентировка некоторых линейных форм рельефа // Основные проблемы изучения четвертичного периода / Гл. ред. В.Н. Сакс. М., Наука, 1965, с. 147 – 151.

Эберхардс Г. Я. Морфология и генезис некоторых типов долин и долинообразных форм в бассейнер. Даугава // Вопросы четвертичной геологии, Вып. 4, Рига, 1969. с. 24–30.

Эберхардс Г. Я. Особенности проявления аккумуляции и экзарации ледника последнего оледенения в некоторых древних погребенных врезях Латвии / Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеографии Латвии. Рига, 1978, с. 67-88.

Эберхардс, Г. Я. К вопросу о ледниковом переформировании древних погребенных врезов // Доледниковый рельеф северо-запада Русской равнины. Л.: ГО СССР, 1982, с. 45-50.

Hambrey M.J., Glasser N.F. Sediment Entrainment, Transport and Deposition // Encyclopedia of snow, ice and glaciers / ed. By V.P. Singh, P.Singh, U.K. Haritashya, 2011, p. 984-1003.

Huuse, M. & Lykke-Andersen, H. Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin // Quaternary Science Reviews, 19, 1999, p. 1233–1253.

Jorgensen, F. & Sandersen, P. B. E. Buried and open tunnel valleys in Denmark – erosion beneath multiple ice sheets // Quaternary Science Reviews, 25, 2006, p. 1339–1363.

Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // Quaternary Science Reviews 2012, Vol. 44, p. 51–59.

Krotova-Putinceva A. E. Genesis of buried valleys in the north-west of the East-European Platform// Sarala, P. and Johansson, P. (eds.) // «From past to present – Late Pleistocene, last deglaciation and modern glaciers in the centre of northern Fennoscandia». Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion, 20-25 August 2017. Geological Survey of Finland, Rovaniemi, 2017, p. 118-119.

Krotova-Putintseva A. E., Verbitskiy V. R. Preglacial geomorphology of the northern Baltic Lowland and the Valdai Hills, north-western Russia // Bulletin of the Geological Society of Finland, Vol. 84, 2012, p. 58–68.

Ó Cofaigh C. Tunnel valleys // Progress in Physical Geography, 1996, Vol. 20, № 1, p.1-19.

Sparks B. W. & West R. G. The Ice Age in Britain. London, Methuen, 1972, 302 p.

Vaher, R., Miidel, A., Raukas, A. & Tavast, E. Ancient buried valleys in the city of Tallinn and adjacent area. // Estonian Journal of Earth Sciences, 2010, № 59, p. 37–48.

Van der Vegt P., Janszen A. & Moscariello A. Tunnel valleys: current knowledge and future perspectives // Geological Society, London, Special Publications, 2012, Vol. 368, № 1, p. 75-97.

Veress M. Glacial Erosion on Karst / Glaciokarsts. Springer, 2018a, p. 71-114.

Veress M. Karst Landforms of Glaciokarst and Their Development / Glaciokarsts. Springer, 2018b, p. 115-219.

## REFERENCES

Aseev A. A., Makkaveev A. N. Glacial geomorphology. Results of science and technology. Geomorphology series. Vol. 4. M., VINITI, 1976, 177 p.

Apuhtin N. I. Sammet E. Yu. Pskov, Novgorod, western and southern parts of the Leningrad Region // Geology of Quaternary deposits of the North-West of the European part of the USSR. Leningrad, Nedra 1967, p. 111-160.

Vladov M. L., Sudakova M. S. Ground-penetrating radar. From physical foundations to perspective areas. Tutorial. Moscow, GEOS, 2017, 240 p.

Geology of the USSR / ed. by A. V. Sidorenko, Vol. 1. Moscow, Nedra, 1971, 505 p.

Hydrogeology of the USSR. Leningrad, Pskov, Novgorod regions. SZTGU. Thematic complex expedition Vol. 3. Leningrad, Nedra, 1967, p. 121-126.

Goreckij G. I. On the origin and age of deep valley-like depressions in the relief of the bed of anthropogenic deposits of glacial regions // Lower Pleistocene of glacial regions of the Russian Plain. Moscow, Nauka 1967, p. 17-23.

Goreckij G. I. Hollows of glacial erosion and erosion in their connection with regional glacial formations // Glacial morphogenesis. Riga, Zinatne, 1972 p. 19-39.

Danilans I. Ya. Quaternary deposits of Latvia. Riga, Zinatne, 1973, 312 p.

Isachenkov V. A. About the Devonian cuesta on the territory of the Pskov region // Uchen. zap. PGPI seriya Geografiya i biologiya, Vol. 22, 1969, p. 3-10.

Isachenkov V. A. On the origin of valley-like depressions of the surface of sub-Quaternary rocks of the North-West of the Russian Plain // Moscow State University Bulletin, Geografiya, Vol. 5, № 6, 1981, p. 46-50.

Kaplyanskaya F. A., Tarnogradskij V.D. Glacial geology: A methodological guide for the study of glacial formations during large-scale geological surveys. S.-Pb., Nedra, 1993, 328 p.

Karpukhina N.V. Geomorphology and the history of development of Chudsko-Pskovskaya lowland: thesis of PHD in Geography: 25.00.25. Moscow, 2013. 189 p.

Kvasov D. D. Late Quaternary history of large lakes and inland seas of Eastern Europe. Leningrad: Nauka, 1975, 278 p.

Komarovskij M. E. Belarusian Lake Region. Minsk, BSU, 2008, p. 186.

Kruger N. I. Basic questions of geotectonics // Edge formations of continental glaciations. Moscow, Nauka, 1972, p. 306-315.

Lavrushin Yu. A., Geptner A.R., Golubev Yu.K. Ice type of sediments and lithogenesis. Moscow, Nauka, 1986, 170 p.

Levkov E. A. Glaciotectonics. Minsk, Nauka i tekhnika, 1980, 280 p.

Lesnenko V. K. On the development of karst on the territory of the Pechora district of the Pskov region // Proceedings of 10 scientific konf., vol. 6, Pskov, PGPI, 1968, p. 3-10.

Lukashov A.A., Sharapov S.V. Buried karst relief of the central part of the East European Plain // Geomorfologiya, №2, 2013, p. 72-80.

Makkaveev A. N. Experience in quantitative estimation of relief-making roles of ancient glaciers in the north-west of the european part of the USSR // Geomorfologiya, № 2, 1975, p. 44-50.

Makkaveev A. N. Dynamic classification of subglacial relief forms created by ice coverings on the plains // Geomorfologiya, 1980, № 1, p. 17-24.

Malahovskij D. B., Bakanova I. P. The largest river valleys // Geomorphology and Quaternary deposits of the North-West of the European part of the USSR (Leningrad, Pskov and Novgorod regions). Leningrad, Nauka, Leningr. dept., 1969, p. 54-65.

Malahovskij D. B., Fedorov B. G. On the genesis and age of Overburden in the north of Europe // Age and the genesis of Overburden on the shelves and the history of river valleys. Moscow, Nauka, 1984, p. 134-140.

Mander E. P. Anthropogenic deposits and the development of the relief of Belarus. Minsk, Nauka i tekhnika, 1973, 128 p.

Miidel A. M. On the ancient (buried) valleys of Estonia // Questions of regional paleogeomorphology: theses of regional reports of the paleogeomorphological meeting of the VI Plenum of the Geomorphological Commission of the Department of Earth Sciences at the USSR Academy of Sciences ed. by A. P. Rozhdestvensky. Ufa, 1966, p. 47-48.

Sammet E. Yu, Sushchenko N. A., Ekman I. P. Influence of lithology, structure and relief of subvertical rocks on the formation of Quaternary deposits // Geology of Quaternary deposits of the North-West of the European part of the USSR. Leningrad, Nedra, 1967, p. 29-48.

Skuodis V. P. Relict karst-suffosion-erosion dips on the example of the R. Daugava (Latvian SSR): PhD thesis, Moskva, 1968, 22 p.

- Starovojtov A. V. Interpretation of ground-penetrating radar data. Tutorial. Moscow: MSU, 2008, 192 p.
- Tavast E., Raukas A. Relief of the Estonian bedrock. Tallin, Valgus, 1982, 193 p.
- Tatarnikov O. M., Lesnenko V. K., Mihajlov I. I. On preservation of a fragment of the devonian cuesta on the territory of the Pskov Region // *Geomorfologiya*, № 4, 1995, p. 81-83.
- Tatarnikov O. M. Pskov drumlin Field // *Vestnik PGPU ser. Estestvennye i fiz-mat. Nauki*, № 6, Pskov, PGPU, 2008, p. 92-95.
- Tatarnikov O.M. Relief i paleogeografiya Pskovskoi oblasti (Relief and paleogeography of Pskov region). Pskov: PGPU, 2007, 127 p.
- Tatarnikov O. M. Shebesta A. A. Senkin O. V. Paleogeography and modernity of the Izborsk landscape // *Materials of the international scientific-practical conference for 2007-2008*, Izborsk, 2009, p. 129-138.
- Tatarnikov O. M. Landscape-ecological and engineering-geological characteristics of the territory of the Truvor Settlement // *Vestnik Pskovskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Socialno-gumanitarnye i psihologo-pedagogicheskie nauki*, 2013, № 2, p. 115-123.
- Pskov region water resources fund (according to reporting data of the Pskov branch of FGNU GOSNIORH) // *Website of the Pskov Region State Committee on Nature Management and the Environment, Fisheries / aquatic bioresources*, 2008, <http://priroda.pskov.ru/vidy-deyatelnosti/vidy-deyatelnosti/rybnyy-promysel-vodnye-bioresursy>.
- Shmaenok A. I. Report on the results of a comprehensive geological and hydrogeological survey in 1:50000 scale, Pskov-Pechora district (1960-61) // *Szgu*, 1963.
- Shults S. S. Planetary fracturing and orientation of some linear relief forms // *Basic problems of studying the Quaternary period / ed. by V.N. Saks*, Moscow, Nauka, 1965, p. 147-151.
- Eberhards G. Ya. Morphology and genesis of some types of valleys and valley-like forms in the basin of R. Daugava / *Voprosy chetvertichnoj geologii*, vol. 4. Riga, 1969, p. 24-30.
- Eberhards G. Ya. Features of the accumulation and glacial abrasion of the last glaciation in some ancient buried slopes of Latvia / *Problems of landforms morphogenesis and paleogeography of Latvia*. Riga, 1978, p. 67-88.
- Eberhards G. Ya. On the issue of the glacial re-formation of ancient buried incisions // *Preglacial relief of the north-west of the Russian Plain*. Leningrad, GO USSR, 1982, p. 45-50.
- Huuse, M. & Lykke-Andersen, H. Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin // *Quaternary Science Reviews*, 1999, 19, p. 1233-1253.
- Hambrey M.J., Glasser N.F. Sediment Entrainment, Transport and Deposition // *Encyclopedia of snow, ice and glaciers /ed. By V.P. Singh, P.Singh, U.K. Haritashya*. 2011, p. 984-1003.
- Jorgensen, F. & Sandersen, P. B. E. Buried and open tunnel valleys in Denmark – erosion beneath multiple ice sheets // *Quaternary Science Reviews*, 2006, Vol. 25, p. 1339-1363.
- Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // *Quaternary Science Reviews*, 2012, Vol. 44, p. 51-59.
- Krotova-Putinceva A. E. Genesis of buried valleys in the north-west of the East-European Platform// Sarala, P. and Johansson, P. (eds.) // «From past to present – Late Pleistocene, last deglaciation and modern glaciers in the centre of northern Fennoscandia». Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion, 20-25 August 2017. Geological Survey of Finland, Rovaniemi, 2017. p. 118-119.
- Krotova-Putintseva A. Y., 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.
- Ó Cofaigh C. Tunnel valleys // *Progress in Physical Geography*, 1996, Vol. 20 (1), p. 1-19.
- Sparks B. W. & West R. G. The Ice Age in Britain. London, Methuen, 1972. 302 p.

Vaher, R., Miidel, A., Raukas, A. & Tavast, E. Ancient buried valleys in the city of Tallinn and adjacent area. // Estonian Journal of Earth Sciences, 2010, Vol. 59, 37–48.

Van der Vegt P., Janszen A. & Moscariello A. Tunnel valleys: current knowledge and future perspectives // Geological Society, London, Special Publications, 2012, Vol. 368 (1). p. 75-97.

Veress M. Glacial Erosion on Karst / Glaciokarsts. Springer, 2018a. p. 71-114.

Veress M. Karst Landforms of Glaciokarst and Their Development / Glaciokarsts. Springer, 2018b, p. 115-219.

## ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

**Рис. 1.** Географическое положение района исследования: I. Схема долинообразных понижений на северо-западе Восточно-Европейской равнины. Условные обозначения: 1 – по В.А. Исаченкову [Исаченков, 1981], 2 – по А.Ю. Кротовой-Путинцевой и В.Р. Вербицкому [Krotova-Putinceva, Verbitskiy, 2012], 3 – положение территории исследования. II. Пространственное положение террас в южной части Изборско-Мальской долины. Условные обозначения: 1 – бровка долины, 2 – уровни террас (м абс. отм.), 3 – линии профилей. III. Геологический профиль по линии Б-Б1 [Шмаенок, 1963]. Условные обозначения: 1 – отложения верхнего плейстоцена – голоцена, 2 – чудовские слои саргаевского горизонта франского яруса верхнего девона, 3- псковские слои (аналогичный горизонт, ярус и система), 4 – снетогорские слои (аналогичный горизонт, ярус и система), 5 – швентойский горизонт франского яруса верхнего девона, 6 – лужские слои старооскольского горизонта живетского яруса среднего девона, 7 – торф, 8 – суглинок с включением обломков карбонатных и кристаллических пород, 9 – глины опесчаненные, 10 – скважины.

**Рис. 2.** Гипсометрические профили по линиям (см. рис. 1-II): А-А1, Г-Г1, Д-Д, Е-Е1, Ж-Ж1.

**Рис. 3.** Фрагмент георадарного профиля: I. Радарограмма после обработки. II. Фрагмент радарограммы без рельефа, отражающий переход от III террасы к склону долины. Условные обозначения: 1 – контрастная граница, отождествляемая с кровлей коренных пород; 2 – граница между карбонатными породами и терригенными отложениями верхнего девона; 3 – прочие границы, выделенные по радарограмме; 4 – скважины. А – пространственное положение отторженца карбонатных пород.

**Рис. 4.** Поперечный профиль по линии В-В1 (см. рис. 1). Условные обозначения: 1 - отложения верхнего плейстоцена и голоцена; 2 - карбонатные отложения франского яруса верхнего девона, 3 - терригенные отложения франского яруса верхнего девона и живетского яруса среднего девона, 4 - границы достоверные, 5 - границы предполагаемые, 6 - скважины и шурфы, 7 - фрагмент профиля через террасы см. рис. 5.

**Рис. 5.** Фрагмент профиля (см. рис. 4) через террасовый комплекс. Условные обозначения: *Генезис и возраст*: 1 - болотные отложения (голоцен), 2 - озерные отложения (верхний плейстоцен - голоцен), 3 - склоновые отложения (верхний плейстоцен - голоцен), 4 - озерно-ледниковые отложения (верхний плейстоцен), 5 - ледниковые отложения

(верхний плейстоцен), 6 - карбонатные отложения франского яруса верхнего девона, 7 - терригенные отложения франского яруса верхнего девона. *Литология:* 8 - суглинок, 9 - суглинок с включением обломочного материала карбонатных и кристаллических пород, 10 - глины ленточные, 11 – песок, 12 – супесь, 13 – торф, 14 - озерный мергель (гажа), 15 – доломит. *Прочие:* 16 - границы достоверные, 17 - границы предполагаемые, 18 - скважины и шурфы, 19 - положение проб, отобранных на радиоуглеродный анализ в скважинах (табл. 1).

**Рис. 6.** Следы доледникового карстового рельефа в южной части Изборско-Мальской долины: I. Бывшие карстовые формы рельефа (линии малинового цвета); II. Углубление у подножия уступа террасы (дно бывшей карстовой воронки); III. Уступ террасы с 70 м абс. отм. (склон бывшей воронки). IV. Уступ террасы с 75 м абс. отм. (пунктирная белая линия – зона контакта двух бывших воронок).

**Рис. 7.** Фотографии отторженцев карбонатных пород, обнаруженных на склонах Изборско-Мальской долины.

## Список таблиц

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования

Лаб. номер	Название скважины	Глубина образца, м	Материал для датирования	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный возраст (календарный), кал. лет ( $\mu \pm 1\sigma$ ) <sup>1</sup>
ЛУ-7929	Su-1	2,20-2,25	торф	8150 $\pm$ 130	9091 $\pm$ 195
ЛУ-9041	Su-26	1,0-1,1	торф	8340 $\pm$ 180	9290 $\pm$ 220

---

<sup>1</sup> значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы «OxCal 4.2» (калибровочная кривая «IntCal 13»)













