

УДК 551.435.42(476)

СТРУКТУРНО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕДНИКОВЫХ ЛОЖБИН И ВПАДИН БЕРЕЗИНСКОЙ ГЕНЕРАЦИИ В БЕЛАРУСИ

М. Е. КОМАРОВСКИЙ¹⁾

¹⁾Белорусский государственный университет, пр. Независимости, 4, 220030, г. Минск, Беларусь

Аннотация. Изучены основные особенности морфологии, геологического строения и происхождения ледниковых ложбин и впадин березинской (окской, эльстерской) генерации на территории Беларуси. Эти вопросы способствуют разработке проблемы ледникового литоморфогенеза, выявлению роли врезов в формировании полезных ископаемых, рациональному планированию природоохранных мероприятий. Достоверность полученных результатов основана на использовании достаточно большого объема фактического материала (анализе более 15 тыс. описаний разрезов буровых скважин, доступных геофизических данных, построении 193 геологических разрезов и серии среднемасштабных геологических структурных карт березинского ледникового горизонта) и применении комплекса геологических, литологических, палеогеоморфологических, биостратиграфических методов исследований. Выполненная работа включает следующие новые результаты. Установлена и охарактеризована генерация эрозионных отрицательных форм березинского оледенения на территории Беларуси. Доказана связь локализации ложбин и впадин с рельефом ледникового ложа, зонами активных разломов, полями развития деформируемых пород и неглубокого залегания скальных выступов, а также с радиально-секторальной структурой и динамикой ледника. Уточнена классификация ледниковых отрицательных форм, выделено и охарактеризовано девять их морфогенетических типов. Установлено преобладание среди них ложбин и впадин ледниковой экзарации, выдавливания и размыва (50,0 %) и ложбин ледниковой экзарации и размыва (23,9 %). Выявлена существенная роль в березинской генерации крупных ложбин и впадин полигенетического происхождения, наследующих ранее

Образец цитирования:

Комаровский М.Е. Структурно-генетические особенности ледниковых ложбин и впадин березинской генерации в Беларуси. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2025;1:108–124.
EDN: HRIPWT

For citation:

Komarovskiy ME. Structural and genetic features of glacial valleys and basins of the Berezina generation in Belarus. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology.* 2025;1:108–124. Russian.
EDN: HRIPWT

Автор:

Михаил Евгеньевич Комаровский – кандидат геолого-минералогических наук, доцент; доцент кафедры региональной геологии факультета географии и геоинформатики.

Author:

Michail E. Komarovskiy, PhD (geology and mineralogy), docent; associate professor at the department of regional geology, faculty of geography and geoinformatics.
mkomarovskiy@mail.ru

сформированные (ясельдинские, донские, санские I) врезы. Объяснен механизм образования разных типов отрицательных форм, обоснованы последовательно сменяющиеся стадии морфогенеза при выдвигении и деградации ледника.

Ключевые слова: ледниковые ложбины; ледниковые впадины; березинская генерация; ложе ледника; ледниковый поток; экзарация; гляциодислокации.

STRUCTURAL AND GENETIC FEATURES OF GLACIAL VALLEYS AND BASINS OF THE BEREZINA GENERATION IN BELARUS

M. E. KOMAROVSKIY^a

^aBelarusian State University, 4 Niezaliezhnasci Avenue, Minsk 220030, Belarus

Abstract. The main features of the morphology, geological structure and origin of glacial valleys and basins of the Berezina (Oka, Elsterian) generation in the territory of Belarus have been studied. These issues contribute to the development of the problem of glacial lithomorphogenesis, identification of the role of incisions in the formation of minerals, and rational planning of environmental measures. The reliability of the results obtained is based on the use of a fairly large volume of factual material (analysis of more than 15 thsd descriptions of borehole sections, available geophysical data, construction of 193 geological sections and a series of medium-scale geological structural maps of the Berezina glacial horizon) and the use of a complex of geological, lithological, palaeogeomorphological, and biostratigraphic research methods. The work performed includes the following new results. The generation of erosive negative forms of the Berezina glaciation in the territory of Belarus has been established and characterised. The relationship between the localisation of valleys and basins with the relief of the glacial bed, zones of active faults, fields of development of deformable rocks and shallow occurrence of rocky ledges, as well as with the radial-sectoral structure and dynamics of the glacier has been proven. The classification of glacial negative forms has been clarified, nine of their morphogenetic types have been identified and characterised. The prevalence of valleys and basins of glacial exaration, extrusion and erosion (50.0 %) and valleys of glacial exaration and erosion (23.9 %) among them has been established. A significant role in the Berezina generation of large valleys and basins of polygenetic origin, inheriting previously formed (Yaseldinsky, Don, Sanian I) incisions, has been revealed. The mechanism of formation of different types of negative forms has been explained, successively changing stages of morphogenesis during the advancing and degradation of the glacier have been substantiated.

Keywords: glacial valleys; glacial basins; Berezina generation; glacier bed; ice stream; exaration; glacial tectonics.

Введение

В настоящее время значительное внимание уделяется изучению ледниковых врезов – глубоких понижений вытянутой или котловинной формы, связанных с эрозионной и гляциотектонической деятельностью четвертичных ледниковых покровов и их талых ледниковых вод. Интерес к исследованию ледниковых ложбин определяется их важным научным и практическим значением, особенно для разработки проблемы ледникового литоморфогенеза, обоснования поиска новых месторождений полезных ископаемых (главным образом минеральных стройматериалов, пресных подземных вод) и рационального планирования геолого-съёмочных работ и природоохранных мероприятий.

Березинские ложбины представляют собой формы в поверхности дочетвертичных отложений и основании четвертичной толщи, врезанные березинским (окским, эльстерским) плейстоценовым континентальным ледниковым покровом, являвшимся вторым после ясельдинского ледникового покрова. Эти ложбины были закартографированы с помощью сейсмического профилирования и анализа буровых данных в области эльстерского оледенения Западной и Центральной Европы. Здесь удалось установить широкое распространение ложбин у максимальной границы и во внутренней зоне оледенения, выявить направление их простираия, отметить основные параметры и особенности строения и выдвинуть гипотезы о способах образования [1; 2]. Глубокие и многочисленные врезы березинского времени обнаружены и на территории Беларуси в бассейнах рек Днепр, Неман, Припять и Западная Двина [3; 4]. Однако в проблеме происхождения березинских ложбин и впадин на западе Восточно-Европейской равнины остаются нерешенными ряд вопросов, в частности не определены ориентировка этих врезов, их соотношение со структурой ледникового покрова и главными направлениями ледникового течения,

специфические черты строения генерации и отдельных морфогенетических типов, а также причины того, что субгляциальные водно-эрозионные ложбины в основании четвертичной толщи в Беларуси встречаются гораздо реже и неравномернее, чем в Западной Европе, несмотря на схожие палеогляциологические условия и др.

Цель статьи – обсудить основные особенности морфологии, геологического строения и происхождения ложбин и впадин березинской генерации на территории Беларуси. Исходя из этого, ставятся следующие задачи: выделить ледниковые ложбины в четвертичной толще, установить связь расположения врезов со структурой ледникового покрова, выявить морфогенетическое разнообразие ледниковых отрицательных форм и показать на конкретных примерах особенности геологического строения и происхождения наиболее распространенных типов этих форм.

Состояние проблемы генезиса березинских ложбин

На поверхности дочетвертичных отложений ледниковой области Восточно-Европейской равнины березинские ложбины были обнаружены в 1960-х гг. Подавляющее большинство исследователей считали такие понижения речными долинами доледникового возраста. Первым предположение о ледниковом происхождении и окском возрасте многих глубоких ложбин в рельефе подошвы четвертичных отложений ледниковых областей высказал Г. И. Горецкий [5]. По мнению ученого, такие вытянутые узкие понижения сформировались при активном продвижении ледника в результате размыва потоками талых вод доледниковых речных долин и последующей экзарации их бортов и днищ ледником. Среди врезов Г. И. Горецкий выделил ложбины ледникового выпаживания, рывтины ледникового стока и размыва, а также формы ледникового выпаживания и размыва.

Дальнейшее развитие концепция об определяющей роли ледника и подледных талых вод в формировании березинских ложбин получила в ряде обобщающих работ по палеопотамологии Белорусского Полесья, гляциотектонике и гляциоморфогенезу Беларуси. Понижения в рельефе поверхности дочетвертичных пород (Ушанско-Налибокская ложбина и др.), имеющие крупные размеры, котловинно-образную форму, сокращенную мощность меловых пород, не без основания рассматривались как результат экзарации березинского ледника [3]. Частая встречаемость ложбин в Белорусском Полесье и Поднепровье в комплексе с поперечными полосами напорных конечных морен и зонами гляциодислокаций способствовала тому, что многие исследователи рассматривали их в качестве структур выдавливания субстрата [6]. Изучение этих форм в центральной Беларуси позволило установить ложбины рывтинного, трогового и котловинного типов, ложбины-ванны и ледниковые ванны вдавливания, выделить их на картах рельефа ложа четвертичной толщи [3].

На современном этапе были выполнены работы по изучению генетической связи ложбин и впадин со структурой, разломными зонами, деформационными свойствами и литологией коренного субстрата [7; 8], анализу роли рельефа ледникового основания в возникновении березинских экзарационно-эрозионных Дисненской, Полоцкой и Суражской впадин и водно-эрозионных ложбин [9].

Из зарубежных специалистов значительный вклад в развитие концепций образования эльстерских ложбин внесли западноевропейские и российские геологи, предложившие разные модели их формирования. В Западной Европе и южной части Прибалтики отмечается доминирование пяти концепций:

- ледниковой экзарации (для объяснения возникновения мелких корытообразных ложбин и ванн, заполненных мореной);
- подледной водно-ледниковой эрозии (применительно к узким врезам, выполненным флювиогляциальными отложениями);
- преобразования речных долин посредством ледниковой экзарации и водно-ледникового размыва [10];
- речной эрозии во время гляциоэвстатического понижения [11];
- сложного способа образования, при котором ложбины были эродированы циклическими выбросами субгляциальных талых вод с ледниковой эрозией в качестве дополнительного агента [12; 13].

В России и северной части Прибалтики в качестве основной концепции обособления крупных впадин и корытообразных ложбин на северо-западе Восточно-Европейской равнины рассматривается экзарационная деятельность ледника [14–16]. Существуют также альтернативные гипотезы развития ложбин [17].

Методика исследования

Схема исследования включала: 1) картографирование погребенных березинских ложбин и впадин; 2) изучение морфологии и внутренней структуры понижений; 3) определение происхождения врезов и их связи со структурой ледникового покрова и геологической деятельностью ледника и подледных талых вод.

Геологическое картографирование поверхности березинского ледникового горизонта на территории Беларуси в масштабе 1 : 200 000 было выполнено на основе анализа разрезов более 15 тыс. буровых скважин государственного предприятия «Белгосгеоцентр» и доступных данных высокоточной гравиметрической съемки, электроразведки, а также материалов аэрокосмических исследований. Карта строилась способом, описанным в работе [4]. Критериями распознавания и определения местоположения погребенных ложбин и впадин на карте служили вытянутые спрямленные очертания, значительная глубина, V- и U-образные поперечные профили, связь с погребенными конечными моренами, гляциодислокациями, камами, флювиогляциальными конусами выноса, дельтами и другие морфологические черты. Многие березинские ложбины и впадины содержат на поверхности слои озерных, озерно-болотных и аллювиальных александрийских межледниковых отложений, идентифицированных биостратиграфическими методами, или маркирующий горизонт лимногляциальных глин времени наступания припятского оледенения. Данные о расположении межледниковых отложений использовались для определения возраста, уточнения ориентировки и параметров ложбин, установленных морфологическим методом.

Исследование структуры ложбин и других форм рельефа, гляциодислокаций на прилегающей местности выполнялось с помощью литологических методов по 193 построенным геологическим профилям. Сопряженный анализ фаций ледниковых и водно-ледниковых отложений, гляцигенных структур, гляциодислокаций и рельефа березинской поверхности позволил выявить характер геологического строения ложбин и впадин.

Происхождение отрицательных форм определялось исходя из их морфологии и особенностей заполнения [3]. Согласно морфогенетической классификации [4] выделялись ложбины ледниковой экзарации, ложбины ледникового выдавливания, субгляциальные водно-эрозионные ложбины и врезы полигенетического происхождения. Строилась карта расположения основных морфогенетических типов березинских ледниковых ложбин и впадин.

Результаты исследования

Распространение березинских ложбин и впадин. Исследуемые формы рельефа Беларуси являются частью более обширной сети врезов области эльстерского оледенения на территории Европы. Они установлены в поверхности дочетвертичных пород в Северо-Западной Европе в пределах Северного моря и восточной Великобритании [18], Нидерландов, Дании, а также в Центральной Европе в пределах Северо-Германской низменности и северной Польши [1], стран Прибалтики, Беларуси [10; 11], западной части Украины и на северо-западе Восточно-Европейской равнины в бассейнах верхних течений рек Днепр, Волга и Ока.

В Северо-Западной и Центральной Европе эльстерские ложбины являются наиболее древними четвертичными структурами на поверхности коренного субстрата. Здесь они создают обширную сеть из перекрещивающихся продольных и поперечных форм, которые в большинстве случаев направлены строго радиально от центра к краю ледникового щита. На севере Центральной Европы и особенно в пределах Северо-Германской низменности и Польши эльстерские ложбины значительно глубже, чем в Беларуси. Самые крупные из них имеют глубину свыше 500 м, ширину от 3 до 5 км и длину до 100–150 км [1].

В Беларуси ложбины и впадины локализуются в краевой и внутренней зонах березинского оледенения и характеризуются неравномерным распределением. Высокая плотность березинских ложбин и впадин отмечается в центральной, западной, юго-западной и северной частях страны, тогда как в восточной части республики их плотность снижается до нескольких процентов [8]. В центре и на западе Беларуси наиболее значительными являются Озерская, Мостовская, Налибокская и Вилейская ложбины, на севере – Дисненская, Полоцкая, Суражская, Чашникская и Сенненская ложбины, в бассейне р. Днепр – Александрийская, Копысско-Шкловская и Ясельдинская ложбины, а в бассейне р. Вислы – Западно-Бугская, Малоритская ложбины и др. (рис. 1).

В центральном и западном регионах Беларуси ледниковые ложбины выявлены в пределах погребенных флювиогляциальных, моренных и озерно-аллювиальных равнин, низин и краевых образований ясельдинского рельефа. По сравнению с ясельдинскими врезами березинские врезы шире представлены в северной и юго-западной частях Беларуси, где они тяготеют к крупным формам рельефа – денудационной Северо-Белорусской равнине и озерно-аллювиальным низинам дочетвертичного и ранчетвертичного возраста (Брестский и Малоритский районы).

Распределение березинских ледниковых ложбин и впадин на территории Беларуси тесно связано со структурой, деформационными свойствами и литологией коренного субстрата. Их распространение ограничено в основном Белорусской антеклизой и северной частью Беларуси, где преобладают деформируемые мезокайнозойские мергельно-меловые, песчано-глинистые отложения и слаболиффицированные девонские пески и песчаники, которые залегают над выступами более прочных пород с наклоном навстречу леднику.

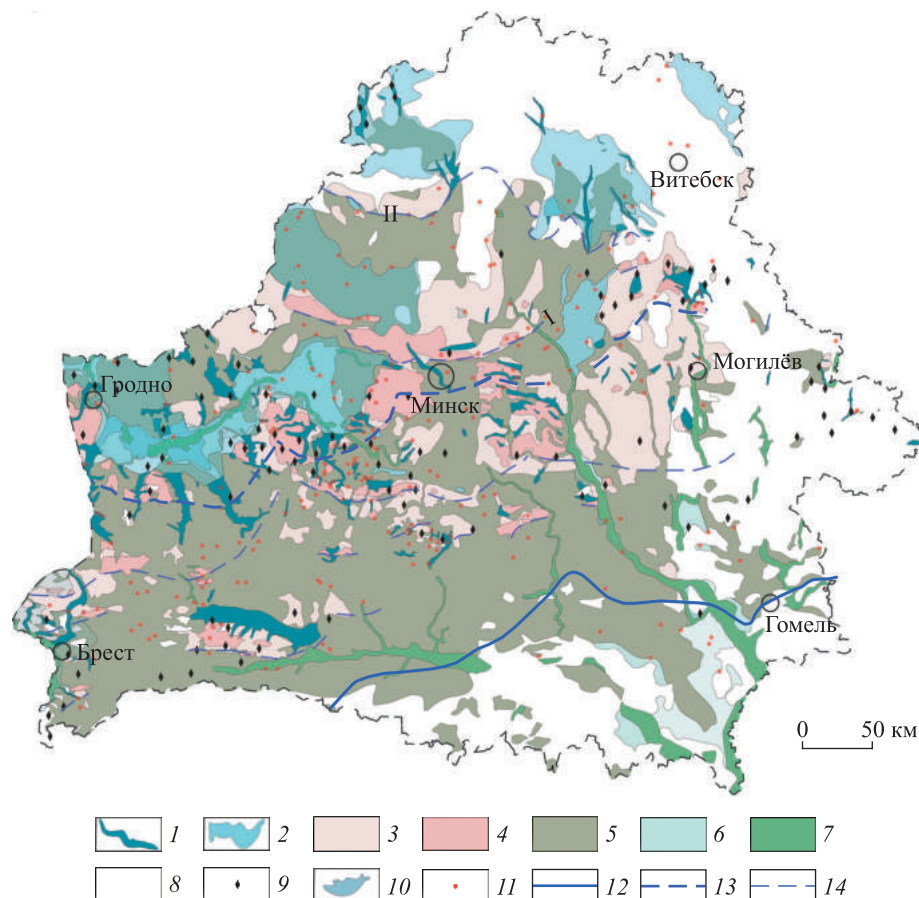


Рис. 1. Расположение ложбин и впадин в поверхности березинского ледникового горизонта:

- 1 – ледниковые ложбины; 2 – ледниковые впадины; 3 – основная морена;
4 – напорные конечные морены; 5 – флювиогляциальные отложения;
6 – озерно-аллювиальные пески и алевриты; 7 – аллювий; 8 – участки отсутствия отложений;
9 – ледниковые отторженцы; 10 – более молодые гляциодислокации;
11 – скважины, вскрывшие александрийские межледниковые отложения;
12 – граница березинского оледенения; 13 – граница минской стадии;
14 – границы фаз (I – заславской, II – мядельской) и осцилляций

Fig. 1. Location of valleys and basins in the surface of the Berezina glacial horizon:

- 1 – glacial valleys; 2 – glacial basins; 3 – lodgement till; 4 – push end moraines; 5 – fluvioglacial deposits;
6 – lacustrine and alluvial sands and silts; 7 – alluvium; 8 – areas without deposits; 9 – glacial erratic masses;
10 – younger glacial tectonics; 11 – boreholes that exposed Alexandrian interglacial deposits; 12 – Berezina glaciation boundary;
13 – Minsk stage boundary; 14 – boundaries of phases (I – Zaslavl, II – Myadel) and oscillations

Размещение многих ложбин определяется также зонами активных разломов преимущественно суб-меридионального, субширотного и северо-восточного направлений. В большинстве случаев ложбины располагаются вдоль центра разломной зоны или непосредственно над разломом, ориентированным как в продольном, так и в поперечном направлении относительно движения ледника [7]. Разломы являются одним из основных факторов локализации Чашникской, Сенненской, Глубокской, Червенской, Ясельдинской, Малоритской ложбин и др.

Соотношение березинских ложбин и впадин с радиально-секторальной структурой краевых комплексов. Еще одной важной особенностью пространственного распределения березинских ложбин и впадин является их отчетливая связь с радиально-секторальной структурой краевых комплексов. В основном они тяготеют к полосам развития краевого ледникового рельефа и крупным бассейнам, соответствующим ледниковым потокам и лопастям. Обнаружена приуроченность ложбин и впадин к границам остановок и возвратно-трансгрессивных подвижек края ледника. Однако установить ранг этих границ представляется сложной задачей. В северной Германии, Дании и Польше обнаружены две эльстерские морены двух стадий подвижек и разделяющий их короткий теплый интерстадиальный период (мильицкий (мронгавский) интервал) [19; 20]. На развитие двух стадиальных морен, разделенных свериновским интерстадиалом, и одной пачки крупной осцилляции в березинском ледниковом комплексе в Белорусском Понеманье указывал Г. И. Горецкий [3]. Ранг краевых комплексов определялся

по индивидуальным геолого-геоморфологическим критериям [21]. В соответствии с этим были выделены три основные краевые зоны:

- максимальная стадияльная зона вдоль южной границы березинского ледника;
- минская (смиловичская) стадияльная и заславская фазияльная зоны в центре Беларуси;
- мядельская фазияльная зона на севере страны (см. рис. 1).

Существует вариант реконструкции структуры ледникового покрова березинского времени, предложенный А. В. Матвеевым [22]. Для детализации соотношения между расположением эрозионных форм и динамической структурой ледника, кроме характера распределения моренных отложений, ориентировки и густоты ледниковых ложбин и крупных неровностей доледникового и ледникового рельефа, использовались довольно существенные отличия в петрографическом составе крупнообломочного материала и минеральном составе тяжелой фракции в морене вдоль простираения краевой зоны.

На западе Беларуси березинская морена содержит максимальное количество обломков скандинавских кристаллических пород (40,2 %), палеозойских известняков (34,0 %) и пониженное количество девонских доломитов, песчаников и алевролитов, принесенных с территории западной Латвии. Основную долю местных пород составляют обломки мела, мергеля, кремней и фосфоритов, родиной которых являются южная Литва и северо-западная Беларусь. Среди галек кристаллических пород в морене на западе Беларуси и северо-западе Украины обнаружены разновидности, принесенные ледником из центральной Швеции, со дна северного участка средней части Балтийского моря и Аландских островов [23]. Эти данные показывают, что на западе Беларуси в березинском леднике обособлялся Неманский (Балтийский) ледниковый поток, продвигавшийся с северо-запада на юго-восток.

В центральной части Беларуси в березинской морене преобладают обломки палеозойских известняков, девонских песчаников, алевролитов, аргиллитов и доломитов, принесенных из западной Эстонии, Рижского залива и восточной Литвы. Процентное содержание местных мезозойских карбонатных и прочих пород выше, чем на западе и востоке страны. Формирование березинской морены связано с северо-северо-западным источником сноса и Припятским (Рижским) ледниковым потоком.

Для петрографического состава березинской морены в бассейне р. Днепр характерно повышенное по сравнению с рассмотренными районами содержание девонских доломитов (23,4 %) и палеозойских известняков (28,6 %). Количество девонских песчаников, алевролитов и аргиллитов составляет 6,3 %. Доля обломков мезозойских карбонатных образований уменьшается до 4,4 %. Эти данные указывают на поступление обломочного материала в бассейн р. Днепр в березинское время с севера и северо-северо-запада вместе с Днепровским (Чудским) ледниковым потоком.

В восточных районах Беларуси и бассейнах верхних течений рек Десны и Оки (Россия) морена содержит примерно равное количество обломков осадочных и кристаллических пород и имеет более тесную связь с местными питающими провинциями [24]. Ориентировка обломков, находки белемнитов из юрских пород в бассейне верхнего течения р. Оки указывают на обособление в березинском леднике Деснянского (Ладожского) ледникового потока, продвигавшегося с северо-северо-запада на юго-юго-восток [25].

Для минералогического состава большинства ледниковых потоков характерна амфибол-ильменит-гранатовая ассоциация руководящих минералов Фенноскандии (амфибол, гранат) и минералов местного происхождения (ильменит). Среди транзитных минералов в морене Неманского (Балтийского) ледникового потока доминирует сидерит (6,8 %), характерный для расположенных северо-западнее девонских пород Прибалтики. Также в морене этого потока содержится больше пирита, рутила, кианита, силлиманита и глауконита, значительное количество (7,7 %) эпидота, т. е. минералов из мезозойских отложений на территории северо-западной Литвы и Беларуси.

В Припятском (Рижском) ледниковом потоке среди транзитных минералов доминирует сидерит (5,2 %) в сочетании с примесью доломита (2,5 %), апатита, кальцита и сфена, свойственных девонским породам, которые залегают в центральной Латвии и восточной Литве. Показательна примесь лейкоксена (5,7 %), эпидота (8,5 %) и акцессорных минералов – глауконита, ставролита, турмалина и др.

В березинской морене в бассейне р. Днепр, который находился в сфере влияния Днепровского (Чудского) ледникового потока, доля транзитных минералов уменьшается до 8,3 %, среди них ведущими компонентами становятся фосфат (5,5 %) и лимонит (4,1 %), увеличивается количество ставролита и сфена, что указывает на унаследованность состава от нижнепалеозойских и девонских пород, залегающих на востоке Эстонии, северо-западе России и севере Беларуси. В ряду минералов местных пород повышено содержание ильменита (до 19,3 %), заметно присутствие лейкоксена, пирита, эпидота, турмалина и других минералов, захваченных из встречающихся в данном районе мезозойских пород.

Приведенный состав морены свидетельствует о том, что ледниковые ложбины приурочены к четырем ледниковым потокам – Неманскому (Балтийскому), Припятскому (Рижскому), Днепровскому (Чудскому) и Деснянскому (Ладожскому) ледниковым потокам.

Морфогенетические типы ледниковых понижений. В березинской генерации возрастает участие ложбин и впадин ледниковой экзарации, выдавливания и размыва (50,0 %) и ложбин ледниковой экзарации и размыва (23,9 %), а доля врезов других типов снижается. Для 53,7 % ложбин березинского возраста проявляется унаследованность основных черт ранее сформированных врезов. Среди новообразованных структур впервые становятся отчетливо заметными впадины ледниковой экзарации и размыва, а также впадины ледниковой экзарации и выдавливания (рис. 2).

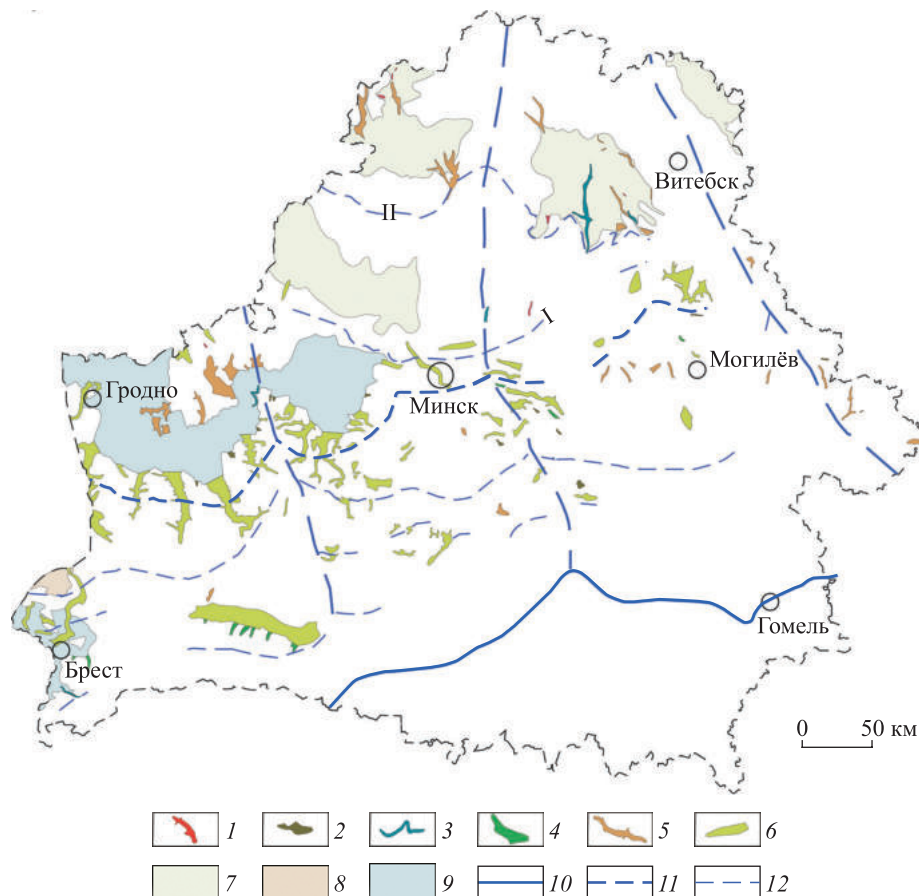


Рис. 2. Расположение основных морфогенетических типов березинских ледниковых ложбин и впадин:

- 1 – ложбины ледниковой экзарации; 2 – ложбины ледникового выдавливания;
3 – субгляциальные водно-эрозионные ложбины; 4–9 – врезы полигенетического происхождения
(4 – ложбины ледниковой экзарации и выдавливания, 5 – экзарационно-эрозионные ложбины,
6 – ложбины ледниковой экзарации, выдавливания и размыва, 7 – впадины ледниковой экзарации и размыва,
8 – впадины ледниковой экзарации и выдавливания, 9 – впадины ледниковой экзарации, выдавливания и размыва);
10 – граница березинского оледенения; 11 – граница минской стадии;
12 – границы фаз (I – заславской, II – мядельской) и осцилляций

Fig. 2. Location of the main morphogenetic types of the Berezina glacial valleys and basins:

- 1 – glacial exaration valleys; 2 – glacial extrusion valleys; 3 – tunnel valleys; 4–9 – incisions of a polygenetic origin
(4 – valleys of glacial exaration and extrusion, 5 – exaration-erosion valleys,
6 – valleys of glacial exaration, extrusion and erosion, 7 – basins of glacial exaration and erosion,
8 – basins of glacial exaration and extrusion, 9 – basins of glacial exaration, extrusion and erosion);
10 – Berezina glaciation boundary; 11 – Minsk stage boundary;
12 – boundaries of phases (I – Zaslavl, II – Myadel) and oscillations

Крупные ледниковые впадины расположены в поверхности березинского ледникового горизонта на территории центрального, западного, юго-западного и северного регионов Беларуси. Они приурочены к понижениям поверхности дочетвертичных и ясельдинских пород, по которым продвигались ледниковые потоки и лопасти березинского оледенения.

Основу березинской генерации составляют крупные впадины полигенетического происхождения и троговые ложбины ледниковой экзарации, выдавливания и размыва. Эти понижения образуют изолированные субмеридиональные (продольные или радиальные) системы, направленные в сторону движения ледника, и субширотные (поперечные) системы, вытянутые вдоль ледникового фронта.

Простираение в направлении течения ледника характерно для Дисненской, Полоцкой и Суражской впадин, которые расположены на поверхности коренных пород в центре, на западе и востоке северной

части Беларуси и приурочены к денудационной Северо-Белорусской равнине. Эти впадины являются звеньями субмеридиональных систем макропонижений северо-запада Русской равнины, служивших динамическими осями ледниковых потоков березинского оледенения. Так, Дисненская впадина, Приморская низменность и Рижский залив входят в Рижско-Дисненскую систему низменностей, по которым продвигался Припятский (Рижский) ледниковый поток. Полоцкая впадина и Псковско-Великорекская низменность в составе Псковско-Полоцкой радиальной полосы понижений направляли Днепровский (Чудский) ледниковый поток, представлявший собой выводной ледник. Суражская впадина связана с течением Деснянского (Ладожского) ледникового потока [14].

Дисненская, Полоцкая и Суражская впадины имеют слабо вытянутую в направлении движения ледника плановую форму длиной до 84 км, шириной до 78 км и площадью до 4,3 тыс. км². Для них характерны пологовогнутый профиль в разрезе, очень неровное днище и склоны, расчлененные многочисленными ложбинами, ваннами и скалистыми выступами (рис. 3).

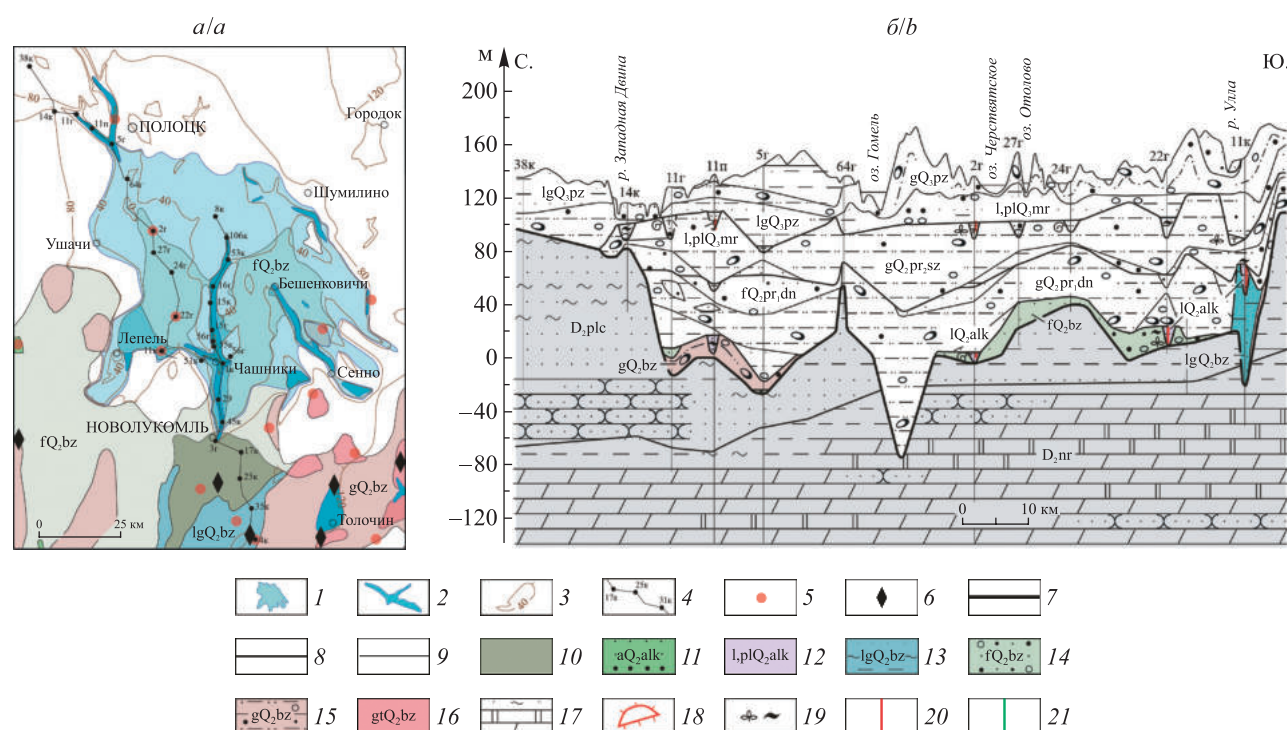


Рис. 3. Строение Полоцкой впадины (а – план поверхности березинского ледникового горизонта;

б – геологический разрез в направлении с северо-запада на юго-восток

по линии аг. Борковичи Верхнедвинского района – аг. Дворец Чашниковского района):

- 1 – ледниковая впадина; 2 – ледниковая ложбина; 3 – изогибса; 4 – линия геологического разреза;
- 5 – скважины с палеонтологически изученными отложениями александрийского горизонта; 6 – гляциодислокации;
- 7 – граница между отложениями четвертичной и более древних систем; 8 – граница между горизонтами;
- 9 – граница между генетически разными разновозрастными отложениями; 10 – флювиогляциальные дельты и конусы выноса; 11 – кривичский аллювий; 12 – александрийские озерные и болотные отложения;
- 13 – лимногляциальные глины, алевроиты и пески; 14 – флювиогляциальные пески с гравием и галькой;
- 15 – березинская морена; 16 – конечно-моренные супеси и суглинки; 17 – девонские песчаники, алевролиты, доломиты и мергели; 18 – ледниковые отторженцы; 19 – остатки растений, гумусированность;
- 20 – интервал межледниковых отложений, изученный палинологически;
- 21 – интервал межледниковых отложений, изученный путем диатомового анализа

Fig. 3. Structure of the Polotsk glacial basin (a – plan of the surface of the Berezina glacial horizon;

b – geological section in the direction from northwest to southeast along the line

of the agrotown of Borkovichi, Verkhnedvinsk District – the agrotown of Dvoretz, Chashniki District):

- 1 – glacial basin; 2 – glacial valley; 3 – isohypse; 4 – geological section line;
- 5 – boreholes with paleontologically studied deposits of the Alexandrian interglacial; 6 – glacial tectonics;
- 7 – boundary between deposits of the Quaternary and older systems; 8 – boundary between horizons;
- 9 – boundary between genetically different sediments of the same age; 10 – fluvioglacial deltas and fans;
- 11 – Krivichi alluvium; 12 – Alexandrian lacustrine and swamp deposits; 13 – limnoglacial clays, silts and sands;
- 14 – fluvioglacial sands with gravel and pebbles; 15 – Berezina moraine; 16 – terminal moraine sandy loams and loams;
- 17 – Devonian sandstones, siltstones, dolomites and marls; 18 – erratic masses;
- 19 – plant remains, humus content; 20 – interval of interglacial deposits studied palynologically;
- 21 – interval of interglacial deposits studied by diatom analysis

Как правило, рассматриваемые впадины врезаны в маломощные (менее 100 м) девонские пески и слабосцементированные песчаники. Отложения содержат прослой глины, алевролитов и залегают на более плотных карбонатно-глинистых и глинисто-алевролитовых породах, поверхность которых имеет наклон к северу и северо-востоку. Переуглублены прежде всего участки дна вдоль оси и у дистальных склонов (см. рис. 3, а). Врез впадин составляет в среднем 20–35 м, а на углубленных участках достигает 60–90 м. На территории этих понижений наблюдается уменьшение мощности терригенной песчано-глинистой толщи девона по направлению к их центру и дистальным склонам пропорционально увеличению вреза (см. рис. 3, б). Исключение составляет только Суражская впадина на северо-востоке Беларуси. Будучи врезанной в более устойчивые к ледниковой экзарации карбонатные породы, она имеет наименьшую глубину (до 25 м).

Березинская толща отложений в целом является маломощной (обычно не превышает 20 м) и залегает с эрозионным (стратиграфическим) несогласием на девонских породах преимущественно на самых глубоких центральном и южном участках дна впадин с абсолютными отметками около 22–54 м. На северных и боковых склонах и присклоновых участках дна, а местами и в центре впадин она имеет ограниченное распространение или отсутствует. Здесь на экзарационной поверхности коренных пород регистрируются более молодые припятские отложения.

Во впадинах в строении березинской толщи отложений преобладает основная морена с гляциодинамическими текстурами. Также в ней присутствуют текстуры ассимиляции пород ледникового ложа. На значительных по площади участках морена размыта или перекрыта флювиогляциальными и лимно-гляциальными отложениями. Сказанное позволяет заключить, что возникновение крупных Дисненской, Полоцкой и Суражской впадин в субчетвертичной поверхности в большей степени связано с экзарацией березинского ледника и в меньшей степени – с водно-ледниковой эрозией.

Впадины, направленные вдоль ледникового фронта, выделяются в краевой зоне березинского оледенения. Наиболее крупные формы наследуют местоположение и ориентировку ясельдинских гляциодепрессий, огибающих Центрально-Белорусский массив вдоль его северного склона с наклоном навстречу движению ледника [8; 26]. Однако по сравнению с впадинами ясельдинского оледенения рассматриваемые понижения имеют более значительные ширину (до 84–120 км), длину (до 90–150 км) и площадь (около 3,7–4,0 тыс. км²). Приращение их размеров прежде всего связано с экзарацией и выдавливанием березинским ледником отложений на дистальном и проксимальном склонах древних понижений и возвышенных участках, разделяющих соседние впадины. В результате в березинском рельефе возникает огромная субширотная дуга крупных Сопотчинской, Мостовской и Налибокской впадин (см. рис. 1). Новообразованные поперечные Брестская, Каменецкая и Вилейская впадины тяготеют к равнинным или низменным участкам ложа и являются менее крупными, чем унаследованные макроформы.

Как правило, впадины рассматриваемого типа установлены на площадях развития мезозойских мергельно-меловых, палеоген-неогеновых песчано-глинистых пород и плейстоценовых доберезинских отложений, обладающих слабыми физико-механическими свойствами. Во впадинах на их поверхности залегает березинская ледниковая толща мощностью от 20 до 60 м, а местами 90 м и более. Как и у впадин ледниковой экзарации, у впадин краевой зоны в разрезах березинской толщи ведущее значение имеет основная морена с гляциодинамическими текстурами. Только здесь для нее характерно более широкое развитие складчатых и чешуйчато-надвиговых гляциоструктур и ледниковых отторженцев. Особенно примечательной чертой этих впадин является наличие гляциодислокаций в породах, окружающих понижения по южной периферии [3; 6]. Проявлениями гляциотектоники здесь выступают многочисленные гляциодиапиры и гляциокупола, отторжение и внедрение меловых, палеогеновых и неогеновых пород в четвертичную толщу в форме ледниковых отторженцев и складчато-чешуйчатых систем. Самые мощные гляциодислокации и напорные конечные морены выстроены дугообразной гирляндой у дистальных бортов Сопотчинской, Мостовской и Налибокской впадин (см. рис. 1).

В пределах впадин над основной мореной широко встречаются флювиогляциальные отложения мощностью до 20–55 м. Они слагают зандровые равнины внутренней зоны понижений. Озерно-аллювиальные низины тяготеют к центральным пониженным участкам Налибокской и Мостовской впадин. Лимногляциальные низины характерны для Мостовской впадины. По тальвегу этих понижений с востока на запад фрагментарно прослеживается долина кривичского пра-Немана. Приведенные данные свидетельствуют о том, что обособление этих крупных впадин связано с экзарацией и выдавливанием рыхлых подстилающих четвертичных и дочетвертичных отложений лопастями березинского ледника и отчасти с фрагментарным размывом талыми ледниковыми водами.

Троговые ложбины пересекают днища и склоны большинства крупных впадин, а также используют главные речные долины. Было выделено три основных типа этих отрицательных форм:

- ложбины ледниковой экзарации и размыва;
- ложбины ледниковой экзарации, выдавливания и размыва;
- ложбины ледниковой экзарации и выдавливания.

Ложбины ледниковой экзарации и размыва в основном расположены на склонах и днище Дисненской и Полоцкой впадин и врезаны в девонские песчано-глинистые отложения. К ним относятся Видзовская, Браславская, Глубокская и Новополоцкая ложбины. Структуры этого типа также пересекают северный склон Мостовской впадины и возвышение березинского рельефа западнее г. Могилёва, находящиеся в области развития отложений от мелового до ясельдинского возраста. Ложбины ледниковой экзарации и размыва представляют собой длинные (до 45 км), широкие (до 4,5 км), глубокие (28–79 м), прямые или слабоизвилистые формы с корытообразным поперечным сечением. Обычно они ориентированы вдоль движения льда, наследуя незаполненные ложбины и долины доледникового рельефа. На участках суперпозиции наблюдается раздвигание бортов ложбин в стороны, в результате чего врезы в березинском рельефе более широкие и менее глубокие, чем на ясельдинской поверхности. Склоны и днище ложбин сложены основной мореной с текстурами пластического течения льда и текстурами внедрения. Местами у склонов в ней отмечаются отторженцы коренных пород. Конечных морен и инъективных боковых морен в окаймлении этих ложбин не обнаружено. Углубления поверхности днища ложбин ниже и выше морены выполнены лимногляциальными и флювиогляциальными породами. Такие формы на поверхности березинских отложений возникли в результате активной ледниковой экзарации (абразии и плакинга) и водно-ледниковой эрозии и аккумуляции.

Ложбины ледниковой экзарации, выдавливания и размыва и ложбины ледниковой экзарации и выдавливания являются наиболее многочисленными в березинской генерации. Они расчленяют дистальные склоны впадин, а также окаймляющие их гряды и возвышенности, расположенные в краевой зоне березинского ледника. К ним относятся Ясельдинская, Гродненско-Лососненская, Свислочская, Росинская, Зельвенская, Щаровская, Ушанская, Сервечская, Червенская, Александрийская, Копыско-Шкловская ложбины и др. Отмечается совпадение троговых ложбин с выступом фундамента Белорусской антеклизы, выходами в ложе ледника мергельно-меловых пород верхнего мела, песчано-глинистых пород мезокайнозоя и отложений ясельдинского ледникового горизонта. Более крупные ложбины часто приурочены к древним врезам на поверхности ясельдинских пород. В осевых частях сильно вытянутых ледниковых языков ложбины могут простираться в направлении течения льда и иметь спрямленную форму. Кроме того, такие ложбины могут следовать вдоль края языков в виде дуг, повторяющих их очертания. В краевой зоне нередко отмечаются серии парных дугообразных поперечных врезов, идущих в противоположные стороны от осевой продольной ложбины.

Березинские ложбины ледниковой экзарации, выдавливания и размыва представляют собой более крупные и отчетливо выраженные в погребенном рельефе формы по сравнению с ясельдинскими врезами схожего происхождения. Они имеют длину до 56 км, ширину до 4–8 км и, как правило, корытообразный профиль. В геологическом строении березинских ложбин ледниковой экзарации, выдавливания и размыва отмечаются следующие особенности: 1) преобладание в разрезах березинской толщи основной морены с гляциодинамическими текстурами; 2) широкое распространение в составе подморенной толщи лимногляциальных глин и реже флювиогляциальных разнотерристых песков; 3) частое размещение гляциодислокаций и отторженцев в основании и на бортах; 4) расположение вокруг ложбин конечно-моренных гряд и возвышенностей; 5) залегание на поверхности морены зандровых разнотерристых песков, галечников и нередко линз кривичского аллювия [3; 6].

Отчетливо проявляется генетическое родство между ледниковыми ложбинами и напорными конечными моренами в Верхнем Приднепровье, хорошо изученном Г. И. Горетским [27]. Здесь располагаются Александрийская и Копыско-Шкловская ложбины (рис. 4).

Александрийская ложбина простирается на 28 км в направлении с северо-запада на юго-восток. Копыско-Шкловская ложбина проходит от г. Орши под современной долиной р. Днепр на юго-запад. Возле г. п. Копысь эти две ложбины сливаются в одну главную троговую ложбину. Плановая конфигурация данных ложбин древовидная, имеются меньшие ответвления, отходящие от них с различной глубиной врезания [28] (см. рис. 4, а).

Рассматриваемые ложбины наследуют глубокие древние экзарационно-эрозионные троговые формы и долину венедского пра-Днепра. В пределах ранее возникших врезов они углубляются в аллювиальные, ледниковые и девонские породы на 50–80 м. Эти ложбины являются более мелкими, но превосходят ясельдинские врезы по ширине (4–6 км). В поверхности березинских отложений их днище находится на абсолютных отметках 117–135 м, т. е. на 23–25 м ниже бортов.

В обрамлении ложбин располагаются напорные конечные морены, которые с юго-западной стороны окаймляют Александрийскую ложбину и с юго-восточной стороны окружают Копыско-Шкловскую ложбину, оконтуривая ледниковый язык. Березинские моренные и подморенные флювиогляциальные и лимногляциальные отложения дислоцированы в гляциокупола и гляциодиапировые складки в основании ложбин, сорваны и отдавлены в виде надвиговых пачек и отторженцев на склоны и конечно-моренные гряды (см. рис. 4, б и в).

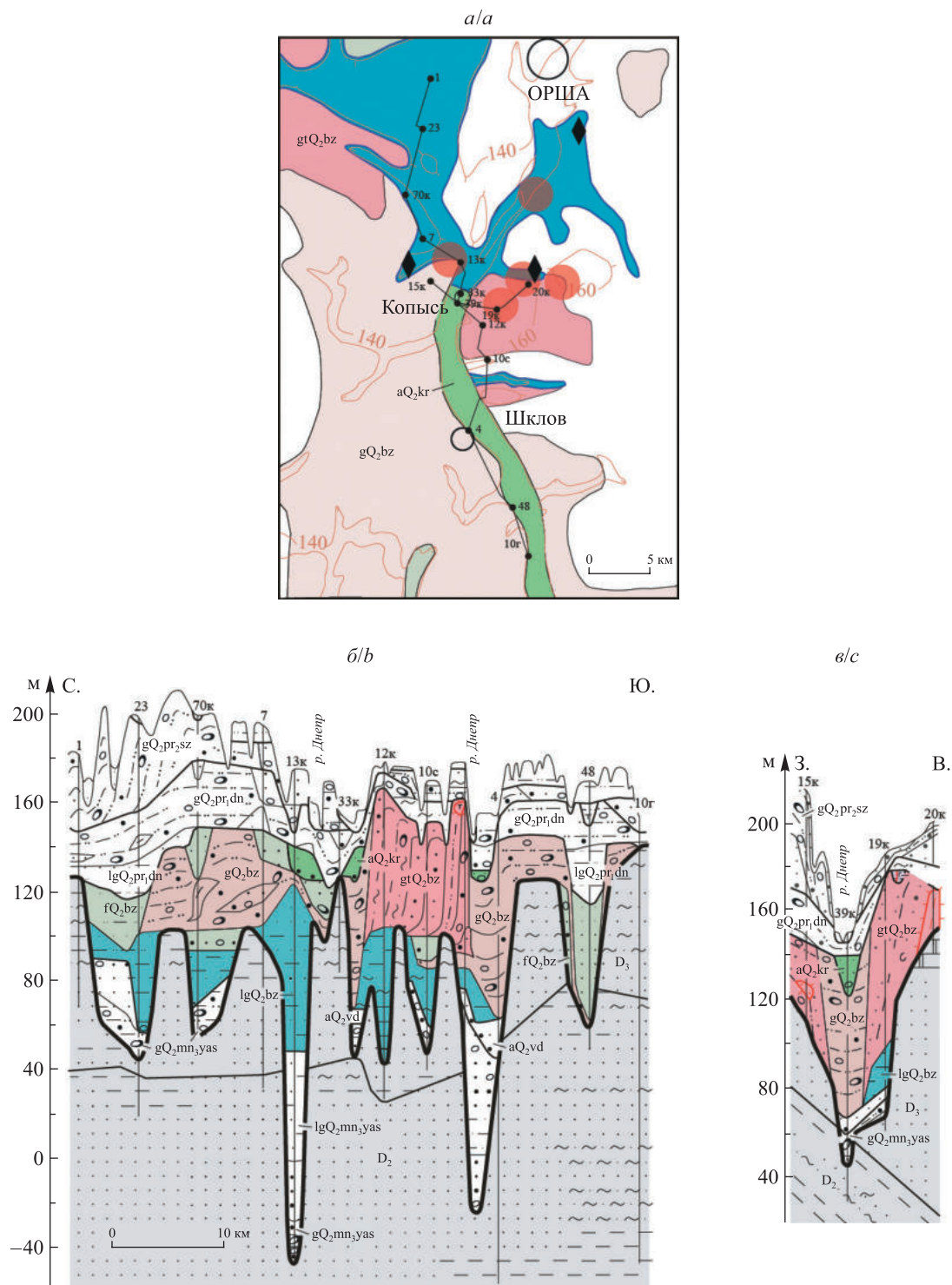


Рис. 4. Соотношение Александрийской и Копыско-Шкловской ложбин с напорными конечными моренами (а – план поверхности березинского ледникового горизонта; б – геологический разрез меридионального простираения по линии д. Белево Оршанского района – аг. Добрейка Могилёвского района; в – поперечный разрез по линии д. Борки-1 Шкловского района – д. Краснопольцы Оршанского района).
Условные обозначения см. на рис. 3

Fig. 4. Correlation of the Alexandria and Kopyssko-Shklovskaya valleys with push end moraines (a – plan of the surface of the Beresina glacial horizon; б – geological section of meridional extent along the line of the village of Belevo, Orsha District – the agrotown of Dobreika, Mogilev District; в – cross section along the line of the village of Borki-1, Shklov District – the village of Krasnopoltsy, Orsha District).
Symbols see on fig. 3

На днище ложбин морену подстилают флювиогляциальные гравийно-галечные пески, ленточные глины, слоистые алевриты и тонкие пески мощностью 10–60 м, а также песчано-алевритовые отложения гляциоаллювиального происхождения. Сверху ее перекрывают разномерные флювиогляциальные пески с гравием и галькой. Вдоль тальвега Копыско-Шкловской ложбины прослеживается долина кривичского пра-Днепра.

Таким образом, рассмотренные троговые ложбины являются результатом совместного проявления экзарации, оттавливания и деформирования пород древних врезов ледниковыми языками, локального водно-ледникового размыва отложений на их днище.

Субгляциальные водно-эрозионные ложбины играют менее заметную роль в поверхности березинских отложений по сравнению с ложбинами других типов. В отличие от аналогичных ложбин ясельдинской генерации они встречаются на всей территории краевой зоны березинского оледенения обособленно и не образуют ветвящихся систем. К наиболее крупным субгляциальным водно-эрозионным ложбинам принадлежат Чашникская, Сенненская, Цнянская, Кремушевская и Малоритская ложбины (рис. 5).

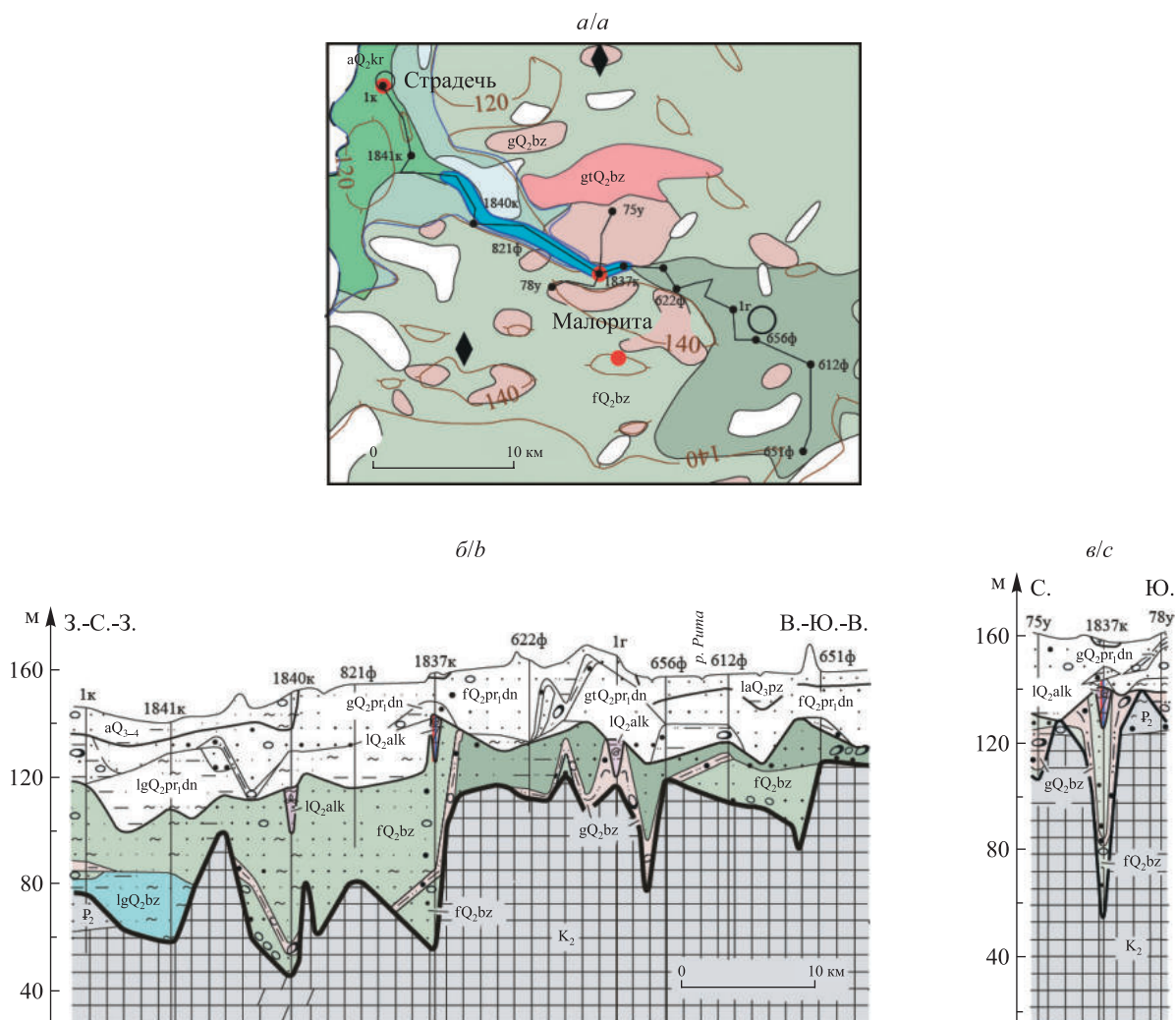


Рис. 5. Строение Малоритской ложбины и флювиогляциального конуса выноса на ее дистальном окончении
(а – план поверхности березинского ледникового горизонта; б – продольный разрез по линии аг. Страдечь Брестского района – аг. Хотислав Малоритского района; в – поперечный разрез по линии д. Язвин – д. Богуславка Малоритского района).
Условные обозначения см. на рис. 3

Fig. 5. Structure of the Maloritskaya tunnel valley and the fluvio-glacial fan at its distal end
(а – plan of the surface of the Berezina glacial horizon; б – longitudinal section along the line of the agrotown of Stradech, Brest District – the agrotown of Khotislav, Malorita District; в – cross section along the line of the village of Yazvin – the village of Boguslavka, Malorita District).
Symbols see on fig. 3

В березинском рельефе ложбины указанного типа чаще встречаются в крупных глубоких впадинах, служивших ложем для ледниковых лопастей. Здесь они тяготеют к зафронтальной зоне лопастей и нередко наследуют предшествующие продольные ложбины и зоны активных разломов. Новейшие исследования показали [29], что эти ложбины характеризуются меридиональным и веерообразным расположением, значительной относительной глубиной (до 116–142 м) и минимальными абсолютными отметками вреза (до –122 м) при сравнительно небольшой ширине (до 0,5 км), каньонообразным профилем в березинской поверхности.

В строении ложбин участвуют хорошо промытые галечно-валунные и гравийно-галечные отложения, разнозернистые пески субгляциальных потоков (у подошвы) и основная морена (у поверхности). Днище переуглублений местами перекрывается песчаными отложениями зандрового типа, а на наиболее низких участках – шоколадными глинами. Ложбины заканчиваются обширными флювиогляциальными конусами выноса или дельтами в березинской поверхности.

Примером ложбины субгляциальной водно-эрозионной природы является Малоритская ложбина между аг. Страдечь Брестского района и г. Малоритой (см. рис. 5, а).

Малоритская ложбина располагается на дистальной периферии Брестской впадины в краевой зоне ледниковой лопасти, занимавшей пространство этой впадины во время оледенения. Данная ложбина наследует зону активного Северо-Ратновского разлома, имеет спрямленную форму, длину 24 км, ширину около 250–500 м, глубину 5–22 м в березинском рельефе, врезаются в палеогеновые пески и меловые мергель и мел. Подошва ложбины волнистая, борта крутые, поперечный профиль V-образный (см. рис. 5, в). В основном ложбину заполняют отложения стремительных потоков талых вод: слоистые разнозернистые пески, слои галечника и песчано-гравийной смеси. На поверхности их сменяет покров основной морены мощностью 2–10 м, слагающий борта ложбины. Днище ложбины выполнено зандровыми песками и кривичским аллювием пра-Буга. В пониженной центральной части ложбины встречаются котловины с озерными осадками александрийского межледниковья [30]. В районе г. Малориты в устье ложбины представлены мощные скопления флювиогляциальных разнозернистых песков в виде обширного конуса выноса (см. рис. 5, а и б).

Таким образом, возникновение субгляциальных водно-эрозионных ложбин связано с канализированной эрозией талых ледниковых вод у основания ледника [29].

Обсуждение происхождения ложбин

Березинский ледниковый покров вызвал появление новой генерации ложбин и впадин в четвертичной толще Беларуси, более молодой, чем ясельдинская генерация. Возникновение врезов березинской генерации тесно связано с особенностями гляциодинамики и структуры ледникового покрова, а также геологического строения, литологии пород, рельефа ледникового ложа и др. Значение имели следующие особенности: 1) расположение почти всей территории страны в полосе деятельности периферического ледникового покрова, а ее северной части во внутренней зоне ледника; 2) радиально-секторальная структура ледникового покрова, дифференциация его на четыре крупных активных выводных ледника и лопасти; 3) ареальная дегляциация и прерывистый ход отступления ледника, неоднократные (около шести случаев) остановки и подвижки его края ранга фаз (заславская и мядельская) и осцилляций, а также ранга стадии (минская) на рубежах полос конечно-моренных гряд и возвышенностей.

Приуроченность Дисненской, Полоцкой и Суражской впадин к субмеридиональным системам макропонижений субчетвертичной поверхности северо-запада Русской равнины, малая мощность и особенности состава и текстуры основной морены считаются признаками возникновения этих форм в условиях преобладания процессов ледниковой экзарации, что отражено в публикациях [4; 14; 15]. Экзарационное понижение поверхности коренных пород в пределах низменностей северо-запада Русской равнины на осевых участках ледниковых потоков исследователи оценивают по-разному: В. А. Исаченков [14] придерживается мнения, что величина этого понижения составляет в среднем 60–80 м, О. П. Аболтиньш [15] считает ее равной 50–70 м, а А. Н. Маккавеев [31] определяет как 62 ± 16 м. На севере Беларуси величину экзарационного понижения поверхности коренных пород можно выяснить в пределах Полоцкой и Дисненской впадин. Здесь выявлены маломощные девонские пески и слабосцементированные песчаники, выходящие на субчетвертичную поверхность, и установлена их мощность на днище и за пределами впадин, что позволяет определить толщину удаленных пород. Согласно геологическому разрезу (см. рис. 4, б) на днище Полоцкой впадины снесены пески и песчаники полоцкого горизонта мощностью 20–95 м и часть (до 8 м) аргиллитов и мергелей наровского надгоризонта. Мощность удаленных отложений среднего девона в Дисненской впадине составляет 20–60 м.

Впадины образуются под активно движущимися ледниковыми потоками в пределах благоприятно ориентированных понижений ложа. Считается, что движение льда должно быть в виде интенсивного пластического течения или глыбового скольжения. Типы текстур в основной морене свидетельствуют

о том, что процесс экзарации осуществлялся в основном путем захвата тонких слойков, отрыва и отщепления небольших обломков пород ложа (плакинга), а также посредством царапания и истирания поверхности ложа (корразии и абразии) вдоль динамически активных осей ледниковых потоков [15]. Ледниковые потоки за счет экзарации понизили субчетвертичную поверхность на обширных площадях и привели к заложению Дисненской, Полоцкой и Суражской впадин, а также обособлению в ледораздельных зонах разобщенных субмеридионально вытянутых поднятий и выступов [4].

На заключительных этапах развития экзарационных впадин и ложбин сформировался слой основной морены, значительные площади их днища и склоны размывались потоками талых ледниковых вод, локальными лимногляциальными водоемами и оказались в разной степени занесенными и сглаженными водно-ледниковыми аккумуляциями.

Второй тип макроронлений, широко представленных в березинской генерации, – это впадины ледниковой экзарации, выдавливания и размыва (Сопоткинская, Мостовская, Налибокская и Брестская впадины) и впадины ледниковой экзарации и выдавливания (Каменецкая впадина) прикраевой зоны. Часто их называют лопастными бассейнами или гляциодепрессиями [32]. Эти макроронления выражены во внутренней зоне березинского оледенения вблизи края гигантских ледниковых лопастей, которые выделялись в процессе деградации оледенения в заславскую и мядельскую фазы и минскую стадию повторного наступания ледника. Связь впадин с понижениями ясельдинской поверхности и площадями развития мягких пород, гляциодинамические текстуры основной морены, встречаемость впадин в комплексах краевых ледниковых образований в сочетании с гляциоструктурами, ледниковыми отторженцами и гляциотектоническими деформациями на южной периферии рассцениваются исследователями как результат ледниковой экзарации и выдавливания субстрата [3; 6; 8].

Экзарация ложа имела место в фазу наступания и стационарного состояния ледника, когда по впадинам продвигались ледниковые потоки. Экзарационное воздействие ледниковых потоков прежде всего проявлялось вдоль их динамической оси в сносе созданных ранее плейстоценовых и коренных отложений на склонах, центральных самых низких участках днища древних понижений и возвышениях, разделяющих соседние понижения. В таких местах полностью или частично снесены березинские отложения прогляциальной свиты, ясельдинский ледниковый горизонт и часть меловых коренных пород общей мощностью до 40–50 м в Налибокской впадине и 60–70 м в Мостовской впадине. Разрушение пород ложа в большей степени осуществлялось посредством экзарации срезания, отрыва, отщепления и выдавливания, в меньшей степени – посредством ледниковой абразии.

Основным процессом в образовании впадин считается выдавливание субстрата в фазу дегляциации. Ранее сформированные впадины были преобразованы гигантскими активными лопастями. У дистальных бортов впадин вследствие повторных надвигов краевых зон ледниковых лопастей во льду появились разрывы, складки, гляциодинамические чешуйчатые надвиги, а в отложениях ложа произошли срыв, отдавливание, деформирование и создание гляциодислокаций различного типа [3; 6; 15]. Вследствие этого на ряде весьма крупных участков ложа на южной периферии впадин была снесена мощная толща доберезинских плейстоценовых меловых пород (до 37–43 м и приблизительно 15–52 м соответственно). В итоге краевые зоны лопастей березинского ледника смогли расширить и углубить предшествующие впадины и образовать в периферийной зоне окаймляющие полосы напорных конечно-моренных возвышенностей и гряд. Преобразование впадин посредством гляцигенной аккумуляции, водно-ледниковых и аллювиальных процессов завершило их развитие.

Троговые ложбины являются прямым результатом линейной ледниковой экзарации. По происхождению в березинской генерации выделены две основные разновидности этих форм:

- троговые ложбины эрозионно-экзарационной природы;
- троговые ложбины ледниковой экзарации, выдавливания и размыва.

Ложбины первой разновидности в основном вырабатывались в поверхности девонских отложений на севере Беларуси, в меньшем количестве – в других регионах. Они формировались на дистальных склонах Дисненской и Полоцкой впадин, в зонах активных разломов и уступов, обращенных навстречу продвигавшемуся леднику, а также в более податливых породах. Считается, что на таких участках абразия и срыв глыб коренных пород и унос их движущимся льдом усиливались, в результате чего возникали желоба и протяженные продольные ложбины (Новополоцкая, Шумилинская, Каневская ложбины и др.). Часто троговые эрозионно-экзарационные ложбины появлялись на месте ранее существовавших глубоких ясельдинских врезов, ориентированных вдоль движения ледника. Начальные процессы их формирования обычно включали приледниковую водно-ледниковую эрозию и осадконакопление. Продвижение ледяных струй вдоль ложбин сопровождалось ускорением течения, концентрацией напряжений и эродирующим действием на породы ложа, разрушением бортов и углублением днища. Подобным образом сформировались широкие унаследованные ложбины ледниковой экзарации и размыва северного склона Мостовской и Дисненской впадин.

Выработка троговых ложбин второй разновидности происходила в краевой зоне ледниковых языков, которые врезались в доледниковые линейные понижения, вытянутые в направлении движения ледника. Такими формами являлись глубокие ясельдинские ложбины субмеридиональной ориентации на дистальных склонах Сопоткинской, Мостовской, Налибокской и Вилейской впадин, ложбины вдоль долин пра-Днепра, пра-Бережины, пра-Случи и др. Формирование этих структур включало следующие сменяющие друг друга события и процессы: 1) размыв потоками талых ледниковых вод и подпрудными водоемами днищ и нижних участков древних врезов и частичное заполнение их покровами флювиогляциальных и лимногляциальных отложений; 2) продвижение по ложбинам ледяных потоков, углубление и расширение ложбин главным образом за счет экзарации пород на днище и бортах, создание основной морены (трансгрессивная фаза); 3) возникновение, задержки и подвижки ледниковых языков в пределах осевых ложбин, создание дугообразных поперечных врезов и напорных конечных морен вследствие выдавливания и деформирования материала вдоль края языков (фаза деградации); 4) преобразование сформированных ложбин посредством водно-ледниковой эрозии и аккумуляции (стагнация ледника).

Образование субгляциальных водно-эрозионных ложбин обуславливалось канализированной эрозией талых ледниковых вод у основания ледника, проявившейся в деградационную фазу оледенения в зафронтальной зоне лопастей, а также на дистальных склонах впадин вдоль продольных понижений и зон разломов. Предполагаемым механизмом их формирования были быстрые выбросы больших объемов талой воды, накопившейся в подледных или наледных водоемах [27; 29]. Результатом врезания подледных потоков в коренной субстрат и расширения подледных каналов стали рытвины с флювиогляциальными дельтами и конусами выноса в устьях.

Выводы

Березинская генерация эрозионных форм широко развита в поверхности дочетвертичных отложений и основании четвертичной толщи области березинского оледенения на территории Беларуси. Она отличается характером расположения, разнообразием состава формирующих ее морфогенетических типов ледниковых ложбин и впадин, отчетливой выраженностью в погребенном рельефе и условиями образования.

В расположении березинских врезов обнаруживается связь с древними низинами, участками развития деформируемых пород со скальными выступами в цоколе и зонами активных разломов преимущественно субмеридионального, субширотного и северо-восточного направлений, а также радиально-секторальной структурой и динамикой березинского ледника. При этом большинство ложбин и впадин приурочены к полосам развития краевого ледникового рельефа, крупным бассейнам, соответствующим ледниковым потокам и лопастям, и границам остановок и возвратно-трансгрессивных подвижек края ледника.

По морфологии и условиям образования в березинской генерации выделено девять типов ледниковых врезов. Уникальность березинской генерации заключается:

- в преобладании ложбин и впадин ледниковой экзарации, выдавливания и размыва (50,0 %) и ложбин ледниковой экзарации и размыва (23,9 %) и снижении доли ложбин других типов;
- наиболее существенной роли крупных впадин полигенетического происхождения и троговых ложбин;
- наследовании большинством ложбин основных черт ранее сформированных врезов.

Формирование впадин ледниковой экзарации и размыва происходило во внутренней зоне березинского оледенения вдоль динамически активных осей ледниковых потоков в пределах благоприятно ориентированных понижений и было результатом плакинга, корразии и абразии девонских песчаников на севере страны. В образовании впадин краевой зоны березинского оледенения основными процессами являлись ледниковая экзарация и выдавливание. В фазу выдвижения ледник вызывал на площадях определенного геологического строения абразию, срезание, отрыв, отщепление и выдавливание пород ложа. Такие участки располагались вдоль линий наиболее быстрого течения льда, на территории низин ясельдинского рельефа, площадях развития мягких пород и неглубокого залегания скальных выступов (низины, огибающие с севера Белорусскую антеклизу). Экзарационное понижение поверхности ложа здесь составляло несколько десятков метров. В фазу деградации, когда впадины заняли гигантские активные лопасти и преобразовались в гляциодепрессии, повторные надвигания лопастей вызвали заложение складчатых и разрывных гляциоструктур в краевом льду, а также срыв, отдавливание, деформирование и создание гляциодислокаций различного типа в отложениях ложа. В центре и на западе страны в ходе этого процесса несколько десятков метров пород субстрата было снесено и выдавлено на дистальный склон гляциодепрессий. В итоге краевые зоны лопастей березинского ледника смогли расширить и углубить предшествующие впадины и образовать в периферийной зоне окаймляющие полосы напорных конечно-моренных возвышенностей и гряд.

Троговые ложбины вырабатывались как во внутренней, так и в краевой зоне на всех этапах развития березинского оледенения. Их формирование включало следующие сменяющие друг друга события и процессы: 1) размыв потоками талых ледниковых вод и подпрудными водоемами днищ и нижних участков древних врезов и частичное заполнение их покровами флювиогляциальных и лимногляциальных отложений; 2) продвижение по ложбинам наиболее быстрых масс льда, углубление и расширение ложбин главным образом за счет экзарации пород на днище и бортах, создание основной морены (трансгрессивная фаза); 3) возникновение, задержки и подвижки ледниковых языков в пределах осевых ложбин, создание дугообразных поперечных врезов и напорных конечных морен вследствие выдавливания и деформирования материала вдоль края языков (фаза деградации); 4) преобразование сформированных ложбин посредством водно-ледниковой эрозии и аккумуляции (стагнация ледника). В эволюции ложбин в северных районах Беларуси третьего события могло и не быть.

Образование субгляциальных водно-эрозионных ложбин обуславливалось канализированной эрозией талых ледниковых вод у основания ледника, проявившейся в деградационную фазу оледенения в зафронтальной зоне лопастей на дистальных склонах впадин и вдоль зон разломов. Быстрые выбросы больших объемов талой воды, накопившейся в подледных или наледных водоемах, сопровождалась врезанием подледных потоков в коренной субстрат и расширением подледных каналов в основании ледника, а также формированием флювиогляциальных дельт и конусов выноса в их устьях.

Библиографические ссылки

1. Stackedrandt W, Ludwig AO, Ostaficzuk S. Base of Quaternary deposits of the Baltic Sea depression and adjacent areas (map 2). *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*. 2001;8(1):13–19.
2. Kehew AE, Piotrowski JA, Jørgensen F. Tunnel valleys: concepts and controversies – a review. *Earth-Science Reviews*. 2012; 113(1–2):33–58. DOI: 10.1016/j.earscirev.2012.02.002.
3. Горещкий ГИ. *Особенности палеопотамологии ледниковых областей (на примере Белорусского Полесья)*. Минск: Наука и техника; 1980. 288 с.
4. Комаровский МЕ. *Палеоложбины Белорусского Поозерья*. Минск: Белорусский государственный университет; 2009. 183 с.
5. Горещкий ГИ. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогенных отложений ледниковых областей. В: Горещкий ГИ, Кригер НИ, редакторы. *Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины*. Москва: Наука; 1967. с. 17–34.
6. Левков ЭА. *Гляциотектоника*. Минск: Наука и техника; 1980. 280 с.
7. Комаровский МЕ, Хилькевич ЕВ. Соотношение между ледниковыми ложбинами и активными разломами на территории Беларуси. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология*. 2018;2:106–117. EDN: WCZTQW.
8. Комаровский МЕ, Семенюк АС. Значение геологического строения и литологии коренных пород для распределения и происхождения ледниковых ложбин на территории Беларуси. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология*. 2020;2:78–90. DOI: 10.33581/2521-6740-2020-2-78-90.
9. Комаровский МЕ. Значение рельефа в возникновении ледниковых ложбин в Беларуси. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология*. 2021;1:93–106. DOI: 10.33581/2521-6740-2021-1-93-106.
10. Гайгалас АИ, Мелешите МИ. Погребенные палеоврезы на территории Балтийского региона и формирование плейстоценовых морен. В: Алексеев МН, Николаев НИ, Яхимович ВЛ, редакторы. *Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин*. Москва: Наука; 1984. с. 187–192.
11. Раукас АВ, Таваст ЭХ. Морфология и генезис переуглублений на территории Северной Прибалтики. В: Алексеев МН, Николаев НИ, Яхимович ВЛ, редакторы. *Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин*. Москва: Наука; 1984. с. 180–187.
12. Piotrowski JA. Tunnel-valley formation in northwest Germany – geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. *Sedimentary Geology*. 1994;89(1–2):107–141. DOI: 10.1016/0037-0738(94)90086-8.
13. Jørgensen F, Sandersen PBE. Buried and open tunnel valleys in Denmark – erosion beneath multiple ice sheets. *Quaternary Science Reviews*. 2006;25(11–12):1339–1363. DOI: 10.1016/j.quascirev.2005.11.006.
14. Исаченков ВА. Плейстоценовая экзарация и происхождение котловин крупных приледниковых озер северо-запада Русской равнины. В: Ленинградский политехнический институт имени М. И. Калинина. *Природа и хозяйственное использование озер северо-запада Русской равнины. Том 1, выпуск 1*. Ленинград: [б. и.]; 1976. с. 3–10.
15. Аболтиныш ОП. *Гляциоструктура и ледниковый морфогенез*. Рига: Зинатне; 1989. 284 с.
16. Карпухина НВ. *Геоморфологическое строение и история развития рельефа Чудско-Псковской низменности* [диссертация]. Москва: [б. и.]; 2013. 189 с.
17. Малаховский ДБ. Проблемы генезиса и возраста рельефа северо-запада Русской платформы. *Геоморфология и палеогеография*. 1995;2:44–53.
18. Carr SJ. The North Sea basin. In: Ehlers J, Gibbard PL, editors. *Quaternary glaciations – extent and chronology. Part 1, Europe*. Amsterdam: Elsevier; 2004. p. 261–270 (Rose J, editor. *Developments in Quaternary sciences; volume 2*). DOI: 10.1016/S1571-0866(04)80077-0.
19. Ehlers J, Eissmann L, Lippstreu L, Stephan H-J, Wansa S. Pleistocene glaciations of north Germany. In: Ehlers J, Gibbard PL, editors. *Quaternary glaciations – extent and chronology. Part 1, Europe*. Amsterdam: Elsevier; 2004. p. 135–146 (Rose J, editor. *Developments in Quaternary sciences; volume 2*). DOI: 10.1016/S1571-0866(04)80064-2.
20. Lindner L, Marks L. New approach to stratigraphy of palaeolake and glacial sediments of the younger Middle Pleistocene in mid-eastern Poland. *Geological Quarterly*. 1999;43(1):1–8.

21. Комаровский МЕ. Гляциодинамическая модель поозерского оледенения на территории Беларуси. *Литасфера*. 2013;2: 34–40. EDN: YVOGOD.
22. Матвеев АВ, редактор. *Палеогеография кайнозоя Беларуси*. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси; 2002. 163 с.
23. Гайгалас АИ. *Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы*. Вильнюс: Мокслас; 1979. 98 с.
24. Астапова СД. Корреляция и расчленение моренных отложений краевых ледниковых образований Белорусской гряды по данным минералого-геохимических исследований. В: Горещкий ГИ, Астапова СД, Вальчик МА, Величкевич ФЮ, Вознячук ЛН, Дромашко СГ и др. *Комплексное изучение ледниковой формации и краевых ледниковых образований Белоруссии с целью их глобальной корреляции*. Минск: Институт геохимии и геофизики Академии наук БССР; 1980. с. 109–154.
25. Величко АА, Писарева ВВ, Фаустова МА. Оледенения и межледниковья Восточно-Европейской равнины в раннем и среднем плейстоцене. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2005;13(2):84–102. EDN: HSIKXN.
26. Комаровский МЕ. Морфология и генезис ясельдинских ледниковых ложбин в Беларуси. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология*. 2022;2:117–143. DOI: 10.33581/2521-6740-2022-2-117-143.
27. Горещкий ГИ. *Аллювиальная летопись великого пра-Днепра*. Москва: Наука; 1970. 491 с.
28. Горещкий ГИ. Об изучении генетических связей краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокаций и отторженцев. В: Асеев АА, Горещкий ГИ, Кригер НИ, Погуляев ДИ, Салов ИН, Шик СМ, редакторы. *Краевые образования материковых оледенений*. Москва: Наука; 1972. с. 64–69.
29. Хилькевич ЕВ. *Геологическое строение, морфология и формирование субгляциальных водно-эрозионных ложбин Белорусского Поозерья в квартере* [диссертация]. Минск: [б. и.]; 2022. 165 с.
30. Хурсевич ГК. Диатомеи из лихвинских отложений разреза скв. 7 у д. Гвозница и их стратиграфическое и палеогеографическое значение. В: Кузнецов ВА, Хотько ЖП, редакторы. *Вопросы геологии, геохимии и геофизики земной коры Белоруссии. Материалы 1-й научной конференции молодых ученых; 12–13 мая 1974 г.* Минск: Наука и техника; 1975. с. 124–128.
31. Маккавеев АН. Опыт количественной оценки рельефообразующей роли древних ледников на северо-западе европейской части СССР. *Геоморфология*. 1975;2:44–50.
32. Каплянская ФА, Тарноградский ВД. *Гляциальная геология*. Санкт-Петербург: Недра; 1993. 328 с.

Получена 11.02.2024 / исправлена 12.09.2024 / принята 17.03.2025.
Received 11.02.2024 / revised 12.09.2024 / accepted 17.03.2025.