

УДК 551.435.42(476)

МОРФОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ЯСЕЛЬДИНСКИХ ЛЕДНИКОВЫХ ЛОЖБИН В БЕЛАРУСИ

М. Е. КОМАРОВСКИЙ¹⁾

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

Геологическое картографирование, включавшее анализ вновь собранных данных бурения, выявило древнейшую ясельдинскую (донскую (на территории России), Sanian 1 (на территории Польши)) генерацию ложбин в четвертичной толще и ее подошве. Эти ложбины распространены в области ясельдинского оледенения (в его краевой и зафронтальной зонах). Они тяготеют к крупным низинам доясельдинского рельефа, к районам, где преобладают деформируемые отложения, которые залегают над выступами более прочных пород (Белорусская антеклиза, локальные структуры Припятского прогиба), а также к системам активных разломов. Распределение данных ледниковых ложбин подчиняется радиально-секторальной структуре и динамике ясельдинского ледника, что предопределило общие черты и региональные особенности их упорядоченности и морфологии. Общими чертами ясельдинских ложбин являются приуроченность к лопастным секторам ледниковых потоков, встречаемость в разновозрастных краевых комплексах, преобладание ложбин полигенетического происхождения. К региональным особенностям относятся изолированное положение, субмеридиональная и меридиональная ориентация, меньшие размеры и слабая выраженность в рельефе максимальной фазы ясельдинского оледенения, преобладание ложбин ледниковой экзарации и выдавливания и широкое развитие субгляциальных водно-эрозионных рытвин. Ложбины более молодой (новогрудской) фазы локализируются в краевых комплексах Средненеманской, Налибокской и Среднеберезинской лопастей и в языках по их периферии. Этим ложбинам свойственны связь с поясом возвышенностей, субширотная крупнофестончатая упорядоченность на площади лопастей и веерообразное, часто дугообразное (вдоль окончаний языков) расположение в языках, крупные размеры и максимальные глубины, четкое обособление в рельефе. Здесь представлены в основном полигенетические ложбины котловинного и трогового типов, ложбины выдавливания с прилегающими к ним дислокациями и субгляциальные водно-эрозионные рытвины. Формирование ложбин котловинного типа происходило одновременно с выдвиганием выходящих ледников и было результатом экзарации и гляциотектонических надвигов пород субстрата на территории

Образец цитирования:

Комаровский М.Е. Морфология и генезис ясельдинских ледниковых ложбин в Беларуси. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2022;2:117–143. <https://doi.org/10.33581/2521-6740-2022-2-117-143>

For citation:

Komarovskiy M.E. Morphology and genesis of the Yaselda glacial valleys in Belarus. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology.* 2022;2:117–143. Russian. <https://doi.org/10.33581/2521-6740-2022-2-117-143>

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

присводового участка Белорусской антеклизы и огибающих ее с севера низин. Оформление их как крупных котловинных ложбин стало возможным на этапе регрессии ледникового покрова, когда подвижки лопастей привели к выдавливанию большого количества материала ложа и нагромождению его в окаймлении котловин в виде скибовых надвигов, отторженцев, напорных конечных морен. Троговые ложбины возникли в результате вклинивания выводных ледников в палеодолины или избирательной линейной эрозии вдоль зон структурного ослабления. В районах развития скального ложа они сформированы плакингом и абразией, а на участках мягкого субстрата – выпахиванием, удалением оторванных глыб или надвиговых блоков. Многочисленные ложбины выдавливания, гляциокупола и складчато-чешуйчатые валы образовались за счет интенсивного выдавливания мезокайнозойских отложений из-под ледниковых языков в краевые зоны на этапе деградации ледникового покрова. Субгляциальные водно-эрозионные ложбины зародились в результате канализированной эрозии, переноса и аккумуляции отложений во время быстрых выбросов воды из подледниковых озер, происходивших в фазу сокращения ледника. Большинство крупных ложбин созданы не одним, а несколькими процессами (ледниковая экзарация, выдавливание или водно-ледниковая эрозия), т. е. имеют полигенетическое происхождение.

Ключевые слова: троговые ложбины; гляциодепрессии; гляциотектонопары; субгляциальные водно-эрозионные рытвины; ясельдинская генерация; выводной ледник.

MORPHOLOGY AND GENESIS OF THE YASELDA GLACIAL VALLEYS IN BELARUS

M. E. KOMAROVSKIY^a

^a*Belarusian State University, 4 Niezaliežnasci Avenue, Minsk 220030, Belarus*

Geological mapping revealed the oldest Yaselda (Don (on the territory of Russia), Sanian 1 (on the territory of Poland)) generation of valleys in the Quaternary strata. Valleys are widespread in marginal and inner zones of the Yaselda glaciation area. They are located in the pre-Yaselda lowlands, in the areas of deformable deposits that lie above the more hard rocks protrusion and in fault systems. The distribution of glacial valleys is depends on the radial-sectoral structure and dynamics of the Yaselda glacier, which predetermined both the common and regional features of the valley regularity and morphology. The common features are the location in lobed sectors, occurrence in heterochronous ice marginal complexes, the predominance of polygenetic valleys. The regional features include isolated position, submeridional and meridional orientation, smaller size and weak expression of valleys in the maximum phase relief, the predominance of valleys of glacial exaration and extrusion and tunnel valleys. Valleys of the younger (Novogrudok) phase are located in the marginal complexes of the Middle Neman, Naliboky and Middle Berezina ice lobes and tongues. Valleys are characterised by connection with the belt of marginal highlands, sublatitudinal large-festoon ordering on the area of the lobes and a fan structure in the tongues, large size and maximum depths, clear expression in relief. Here, mainly polygenetic basins and trough valleys, extrusion valleys and subglacial tunnel valleys have been established. Basins arose simultaneously with the advance of outlet glaciers and are the result of exaration and glaciotectonic overthrusts of substrate rocks in the territory of the Belarusian antecline and lowlands enveloping from the north. Their formation became possible at the regressive stage, when the readvances of the ice lobes led to the extrusion of a large amount of bed material and its accumulation in the basin borders. Trough valleys arose due to the wedging of outlet glaciers into paleovalleys or selective linear erosion along zones of structural weakening. In areas of rock bed, they were formed by plucking and abrasion, and in areas of soft substrate – by plucking, removal of thrust blocks. Numerous extrusion valleys appeared due to the extrusion in the Meso-Cenozoic deposits from under the glacial tongues into the marginal zones during the glacial retreat phase. Tunnel valleys originated as a result of canal erosion of sediments during rapid outbursts of water from subglacial lakes established for the glacier reduction phase. Most of the large valleys are of polygenetic origin.

Keywords: trough valleys; glacial basins; hill-hole pair; tunnel valleys; Yaselda generation; outlet glacier.

Введение

Ясельдинские ложбины являются наиболее древней достоверно установленной системой ложбин ледникового и водно-эрозионного происхождения, прорезающих поверхность коренных пород. Они отличаются значительной глубиной вреза, крупными размерами и представляют собой как одиночные ложбины, так и сочетания (узлы) ложбин нередко с боковыми конечными моренами в обрамлении [1]. Обычно считается, что экзарационные ложбины служили основными путями движения льда в ледниковых потоках, лопастях и языках, а водно-эрозионные рытвины были главными подледниковыми дренажными коридорами для больших объемов талой воды. Таким образом, предполагается, что они

играли существенную роль для нормального существования ледникового покрова и гидравлической системы под ледниками [2]. Поскольку поведение ледников в значительной степени отражает механизм движения ледниковых потоков и подледниковый гидравлический режим, понимание того, как формируются и действуют ледниковые и субгляциальные водно-эрозионные ложбины, имеет решающее значение для реконструкции ясельдинского ледникового щита и интерпретации данных о связанных с ним формах рельефа.

Ложбины ясельдинского оледенения находятся в центре внимания ученых уже на протяжении полувека, однако согласия относительно их происхождения пока не достигнуто. Обсуждение возникновения ясельдинских ледниковых ложбин в основном сосредоточено на вопросах о том, какие процессы (ледниковая экзарация, выдавливание, водно-ледниковая эрозия либо их комбинация) обусловили зарождение ложбин и какие ледники (выводные или медленно движущиеся) участвовали в их формировании.

Каждая из выдвигаемых гипотез подтверждается вескими доказательствами. Это свидетельствует о том, что нет универсального способа образования ледниковых ложбин и многие из них имеют полигенетическое происхождение.

Цель настоящей работы – охарактеризовать распространение и морфологию ясельдинских ложбин, а также обсудить их происхождение с использованием вновь собранных геологических данных. При этом ставятся следующие задачи: провести картографирование ледниковых ложбин в поверхности ясельдинского ледникового горизонта; установить соотношение между расположением ледниковых ложбин, геологическим строением и рельефом поверхности коренного субстрата, а также радиально-секторальной структурой и динамикой ясельдинского ледника; выделить основные морфогенетические типы и отметить общие и региональные особенности ложбин; показать на конкретных примерах геологическое строение наиболее типичных ложбин и их выражение в ясельдинском рельефе; рассмотреть происхождение наиболее распространенных типов ложбин.

Состояние проблемы происхождения ясельдинских ложбин в Беларуси

Ранние исследования происхождения ложбин были сосредоточены преимущественно в бассейне р. Днепр [3–6], при этом ложбины описывались как вытянутые глубокие депрессии в ложе четвертичных отложений с волнистым продольным профилем и V- или U-образным поперечным профилем. В Поднепровье было обнаружено, что ложбины ясельдинского ледникового комплекса заполнены отложениями разного типа: одни ложбины – грубыми моренными суглинками, супесями или лимногляциальными глинами и алевритами, другие ложбины – флювиогляциальными песками и песчано-гравийно-галечным материалом при отсутствии нормально-аллювиальных свит. Однако чаще всего в пределах ложбин развиты почти все названные отложения. Эти особенности легли в основу выдвинутой Г. И. Горецким теории о том, что ложбины были образованы ледниковой экзарацией и эрозией талых ледниковых вод, а также комбинацией данных процессов в ясельдинское оледенение. Среди наиболее древних ледниковых структур он выделил ложбины ледникового выпаживания, рытвины ледникового стока и размыва и ложбины смешанного типа. Исходная теория Горецкого о происхождении ледниковых ложбин указанного возраста была принята научным сообществом [7–12], однако впоследствии некоторые ее идеи получили развитие в ходе палеопотамологического и геолого-палеогеографического изучения погребенных ледниковых ложбин Белорусского Понеманья и продолжившегося комплексного геолого-палеогеографического исследования четвертичных отложений долины р. Днепр.

Г. И. Горецкий [1; 13] предположил, что значительная часть ложбин, по крайней мере, в Белорусском Понеманье и некоторые ложбины в Поднепровье образованы гляциотектоникой, о чем свидетельствуют палеогеоморфологические комплексы типа сешей, а также интенсивное проявление гляциодислокаций как в дочетвертичной, так и в ясельдинской толще. В ходе исследований на территории Белорусского Понеманья им были выявлены крупные котловинные ложбины экзарационной природы (например, Ушанско-Налибокская, Сопотчинская, Мостовская) и отходящие от них ложбины ледникового выпаживания и размыва северо-западного, северо-восточного и меридионального направлений трогового и рытвинного типов, с которыми связаны окаймляющие (боковые и поперечные) гряды, внутриложбинные и периферийно-ложбинные гляциокупола-горбыли, поля гляциокуполов, гляциодиапиры и гляциоинъекции, скибы, чешуи, подледные гляциоаллювиальные долины и отторженцы. Г. И. Горецкий показал, что такие комплексы ложбин в ясельдинское оледенение могли быть созданы соответствующими выводными ледниками, вынужденными продвигаться по крупным низинам и долинам против уклона поверхности доледникового ложа и кристаллического фундамента.

Проблема происхождения ледниковых ложбин, связанных с гляциодислокациями, решалась Э. А. Левковым [14] с позиций гляциотектоники. Основываясь на теории, разработанной Г. И. Горецким [1], он показал, что связь между ложбинами и гляциодислокациями объясняется общностью их происхождения

и возникает из-за того, что материал, слагающий нарушения, поступил из находящихся по соседству отрицательных форм. Влияние ледниковой экзарации, гляциотектоники и эрозии талых ледниковых вод на заложение ясельдинских ложбин позднее было подтверждено многими исследователями [15–23]. Большинство из них также считали ледниковую экзарацию и эрозию талых ледниковых вод важнейшими агентами в процессе формирования ложбин.

Буровые материалы, собранные за последние годы, позволили более тщательно закартографировать расположение ясельдинских ложбин в масштабе 1 : 200 000 на всей территории Беларуси [24]. В ходе детального изучения этих данных получены доказательства того, что формирование ложбин обусловлено многими факторами [25–27]. Помимо этого, сделан вывод, что неодинаковая природа ложбин в северной и центральной частях Беларуси объясняется влиянием геологического строения и литологии субстрата на характер ледниковой экзарации [28].

Методика исследования

Основным методом выявления и изучения ложбин было картографирование рельефа поверхности ясельдинского ледникового горизонта и выходящих на нее отложений. Картографирование осуществлялось в масштабе 1 : 200 000 и основывалось на анализе всех имеющихся к настоящему времени глубоких буровых скважин (более пяти тысяч) Научно-производственного центра по геологии. К ясельдинскому ледниковому горизонту относились отложения, расположенные в скважинах между коренными породами и беловежским межледниковым горизонтом, а также отложения, установленные по литологическим признакам морены.

Составление карты поверхности ясельдинского ледникового горизонта осуществлялось путем нанесения на топографическую основу абсолютных отметок и литологического состава вскрытых отложений, гляциодислокаций. Более или менее достоверно картографируемые погребенные формы рельефа и отложения относились к ясельдинскому комплексу в местах залегания на них беловежских межледниковых слоев, датированных биостратиграфическими методами [29–37]. В случае отсутствия межледниковых пород ясельдинские образования выделялись под подошвой слоя лимногляциальных пород березинского ледникового горизонта, который является маркирующим горизонтом [38]. Одновременно с литологией и фациями картировались рельеф поверхности и мощности горизонта в области ясельдинского оледенения.

На новой карте путем сопряженного анализа фаций отложений, ледниковых структур, дислокаций и гипсометрии выделялись ледниковые ложбины, гляциодепрессии, конечные морены, моренные равнины и другие палеогеоморфологические образования. Морфографическое изучение карты дало представление о пространственном размещении ледниковых ложбин, позволило определить их ориентацию, размеры и глубину, установить связь выявленных ложбин друг с другом, а также с конечными моренами, гляциодислокациями, флювиогляциальными конусами выноса.

Определение генезиса ложбин проводилось исходя из их формы и особенностей заполнения [1]. В соответствии с новой морфогенетической классификацией [39] на специальной карте впервые выделены основные морфогенетические типы ложбин ясельдинского оледенения, включая ложбины полигенетического происхождения.

Изучение мелкопесчаной составляющей и гравийно-галечной фракции (крупнее 0,5 см) ясельдинской морены из скважин было направлено на выявление главных ассоциаций руководящих минералов и петрогенетических групп для выделения системы выводных ледников, определения путей их движения и районов экзарации, а также мест накопления и разгрузки талых вод под ледником.

Результаты исследования

Распространение ясельдинских ложбин. Данные ложбины локализуются в области ясельдинского оледенения (в его бывшей краевой и зафронтальной зонах). Крупные формы экзарации и водно-ледникового размыва описаны на территории стран Прибалтики [40–43], Польши [44], России (в пределах Окско-Донской равнины) [45–52] и др.

В большом количестве ясельдинские ложбины представлены и в Беларуси. К наиболее важным из них относятся Видзовская, Браславская, Глубокская, Карпиничская, Селявская и Толочинская ложбины на севере страны [10; 24], Александрийская, Копыско-Шкловская, Пронцевская, Лахвинская, Ведричская, Светлогорская, Погостская, Брянчицкая и Коссовская ложбины в бассейне р. Днепр [3; 5], Каменецкая, Сигневичская, Наревская и Брестская ложбины в бассейне р. Вислы, ложбины на площади Белорусского Понеманья [15; 18; 22; 41] и ряд других ложбин, в заполнении которых участвуют отложения ясельдинского оледенения (рис. 1).

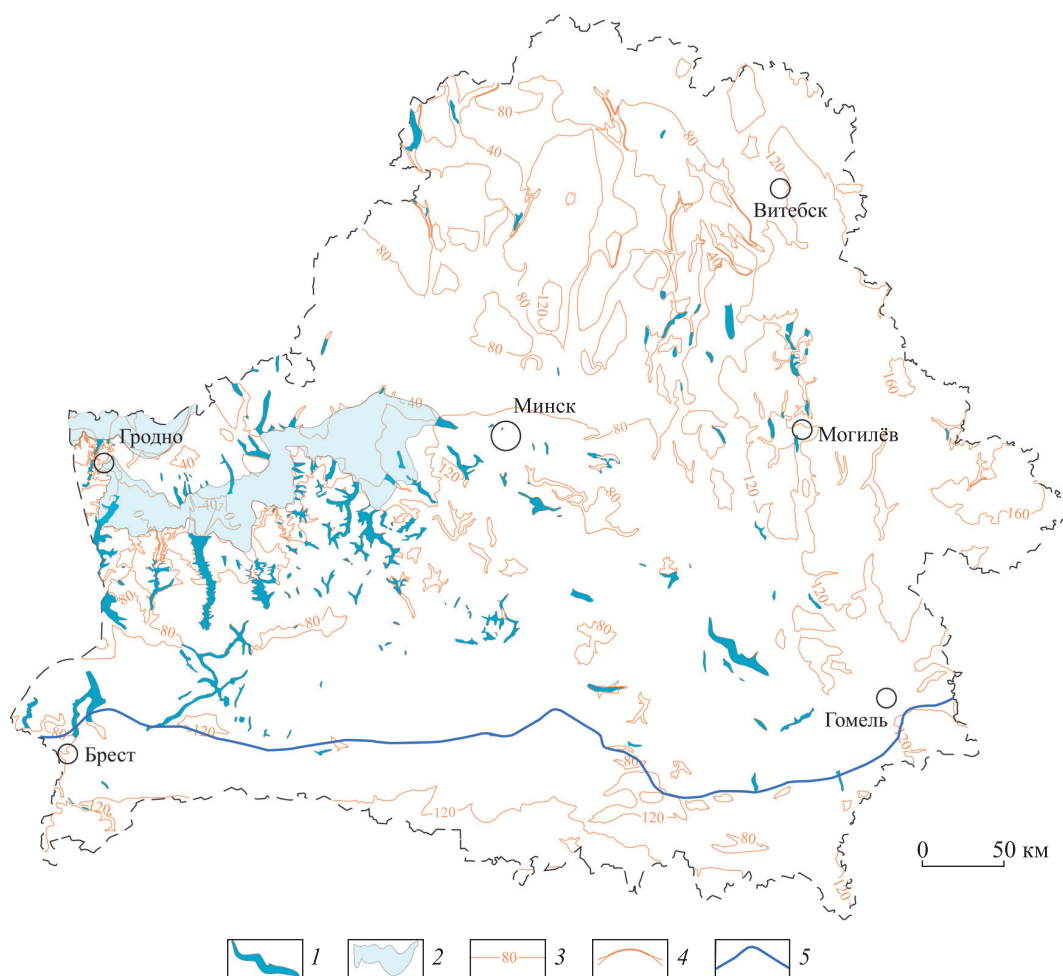


Рис. 1. Распространение ясельдинских ледниковых ложбин на территории Беларуси:

1 – ледниковые ложбины; 2 – гляциодепрессии; 3 – изогипсы;
4 – крутые склоны; 5 – граница ясельдинского оледенения

Fig. 1. Distribution of the Yaselda glacial valleys on the territory of Belarus:

1 – glacial valleys; 2 – glacial basins; 3 – isohypses;
4 – steep slopes; 5 – boundary of the Yaselda glaciation

Ледниковые ложбины выявлены в пределах низин и равнин доясельдинского рельефа, занимающих территорию западной и центральной частей Беларуси [27]. Здесь они тяготеют к крупным древнеаллювиальным и озерно-аллювиальным низинам (Ушанско-Налибокской, Верхненеманской, Брестской и др.), которые во время максимального продвижения и деградации ясельдинского оледенения становились гляциодепрессиями для краевых ледниковых лопастей.

Поля развития ясельдинских ледниковых ложбин отмечены в районах над выступами и склонами, которые образованы из прочных скальных пород и перекрыты податливыми отложениями [1; 14]. Одно из таких полей приурочено к присводовой территории западного и северного погребенных склонов Белорусской антеклизы выше отметок $-0,3$ км. На этих склонах, обращенных навстречу движению ледника и перекрытых мезокайнозойскими мергельно-меловыми и песчано-глинистыми отложениями, наблюдается самая высокая плотность ложбин [28].

Примечательная особенность пространственного распределения многих ясельдинских ледниковых ложбин – их тесная связь с системами разломов и локальными соляными структурами, активными в плейстоцене и голоцене. Преимущественно ложбины тяготеют к разломам северо-восточного и субширотного направлений. Особенно часто отмечается такой характер соотношения, когда ледниковые ложбины располагаются поперек разлома; совпадают с разломом и ориентированы по направлению движения ледника; находятся на небольшом расстоянии от разлома и вытянуты субпараллельно ему; тяготеют к узлам пересечения двух и более разломов. Разломы являются одним из основных факторов локализации Браславской, Видзовской, Карпиничской, Селявской, Светлогорской, Наревской, Сигневичской, Мотольской и других крупных ложбин. Большинство выявленных в пределах Припятского прогиба ясельдинских ложбин располагаются над локальными соляными поднятиями, остальные находятся в границах отрицательных структур [26].

Связь ложбин с радиально-секторальной структурой краевых комплексов. В дополнение к сказанному следует отметить, что ложбины отчетливо тяготеют к поясам развития погребенного краевого ледникового рельефа [38]. Пояса краевых образований, выделяемые по максимальным абсолютным отметкам, вертикальной расчлененности поверхности и геологическому строению, можно отнести к максимальной стадии развития ледникового покрова и последующей (новогородской) фазе возвратно-трансгрессивных подвижек (рис. 2).

В положительных формах рельефа А. В. Матвеев [53] выделил шесть цепей, связанных с особенностями деградации ледникового покрова. В зонах краевых образований во многих местах отмечаются предельно большие мощности ясельдинских ледниковых отложений (рис. 3).

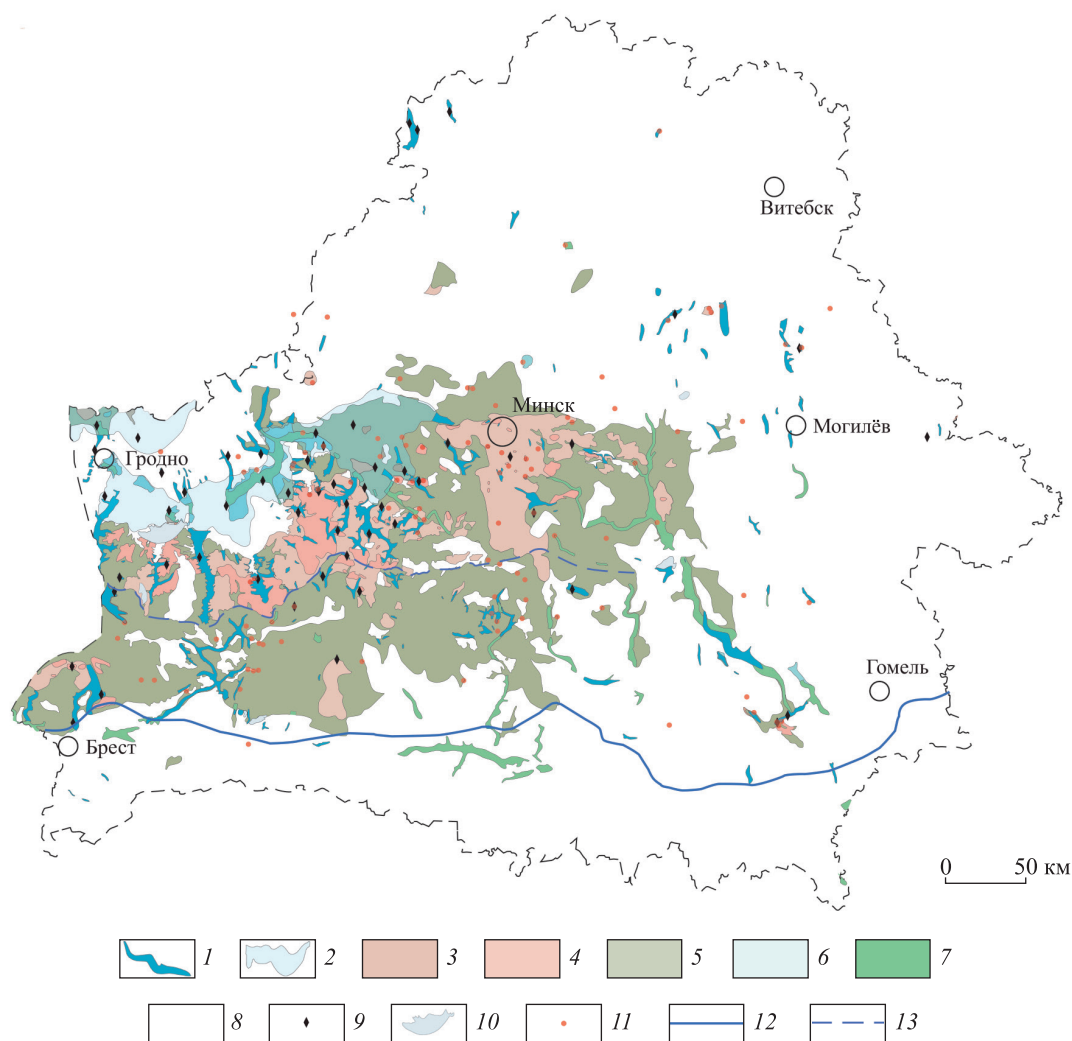


Рис. 2. Расположение ложбин в поверхности ясельдинского ледникового горизонта:

- 1 – ледниковые ложбины; 2 – гляциодепрессии;
- 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 (гляциотектонические окна);
- 11 – скважины, вскрывшие беловежские межледниковые отложения;
- 12 – граница ясельдинского оледенения; 13 – граница новгородской фазы

Fig. 2. Location of valleys in the surface of the Yaselda 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 (glacial tectonic windows);
- 11 – boreholes that exposed Belovezhian interglacial deposits;
- 12 – boundary of the Yaselda glaciation; 13 – Novogrudok phase boundary

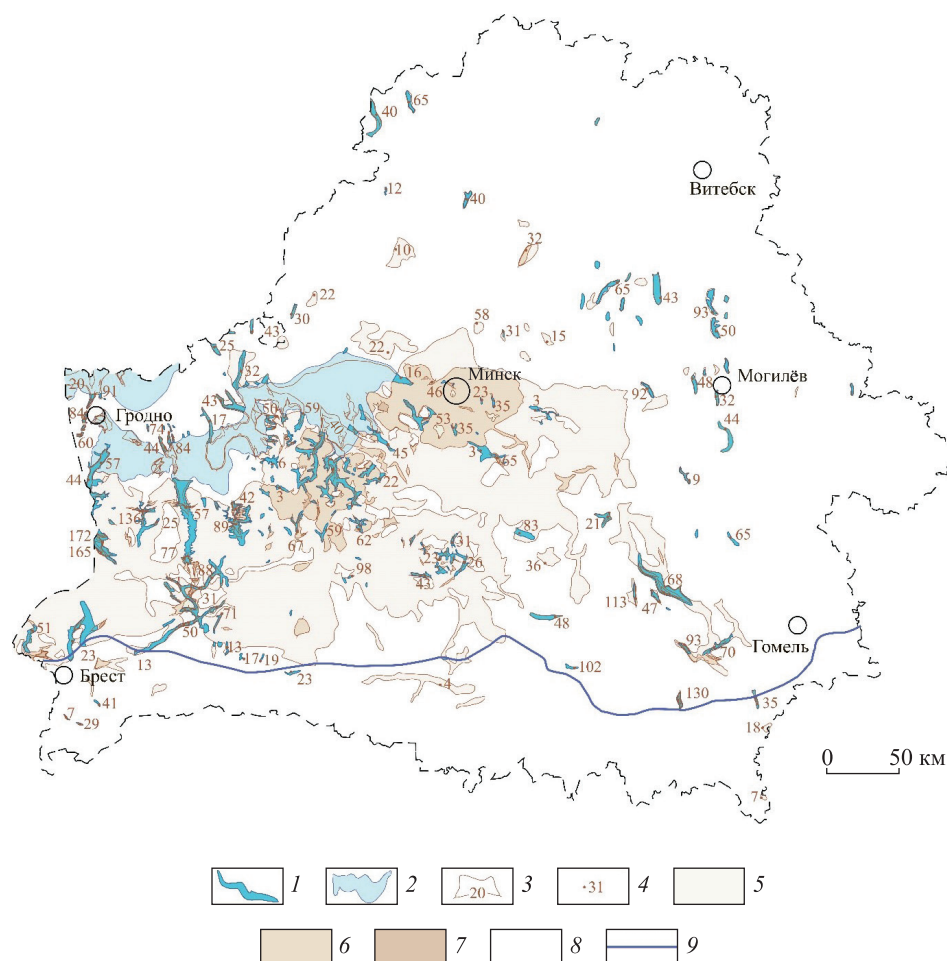


Рис. 3. Мощность ясельдинских отложений:

1 – ледниковые ложбины; 2 – гляциодепрессии; 3 – изопахиты;
4 – значения мощности; 5 – участки с мощностью менее 20 м;
6 – участки с мощностью 20–40 м; 7 – участки с мощностью более 40 м;
8 – участки отсутствия отложений; 9 – граница ясельдинского оледенения

Fig. 3. Thickness of Yaselda deposits: 1 – glacial valleys; 2 – glacial basins;
3 – isopachs; 4 – thickness values; 5 – areas with a thickness less than 20 m;
6 – areas with a thickness 20–40 m; 7 – areas with a thickness more than 40 m;
8 – areas without deposits; 9 – boundary of the Yaselda glaciation

Расположение ложбин связано с радиально-секторальной структурой краевых комплексов. Ранее считалось, что ясельдинские ложбины установлены в пределах трех ледниковых потоков – Неманского, Вилийского и Днепровского, выделенных А. В. Матвеевым в самых общих чертах [53]. Для уточнения соотношений между пространственным распределением ложбин и гляциодинамической структурой ледникового покрова проведен петрографический и минералогический анализ ясельдинской морены.

Установлено, что ясельдинская морена характеризуется существенными различиями в петрографическом составе обломков, обнаруженных в бассейне р. Неман и в пределах Приднепровья. Эти различия сводятся к постоянному присутствию в основной морене бассейна р. Неман терригенных пород девона (7,5 %) – алевролитов, аргиллитов и песчаников, принесенных с территории Литвы и северной Латвии. Кроме того, в ней представлены местные подстилающие мезозойские породы Понеманья (10,4 %) – белый писчий мел, серые мергели, нередко с обломками меловых раковин, кремней и фосфоритов (рис. 4).

Петрографический анализ обломков, выявленных в бассейне р. Неман, подтверждает представление о том, что ясельдинская морена отложена ледниковым потоком, наступавшим с севера. Присутствие в составе валунных проб руководящих валунов из бассейна р. Неман в южной Прибалтике (выборгит, гогландский кварцевый порфир, аландские кварцевые порфиры, рапакиви и граниты, балтийский красный кварцевый порфир) указывает на южную и юго-западную Финляндию как наиболее вероятный источник их поступления [56; 57].

В пределах Днепровского ледникового потока состав гравийно-галечного материала ясельдинской морены постепенно изменяется. Здесь возрастает содержание девонских доломитов (18,3 %) и палеозойских известняков (29,5 %), а количество мезозойских карбонатных пород уменьшается (до 6,7 %) (табл. 1).

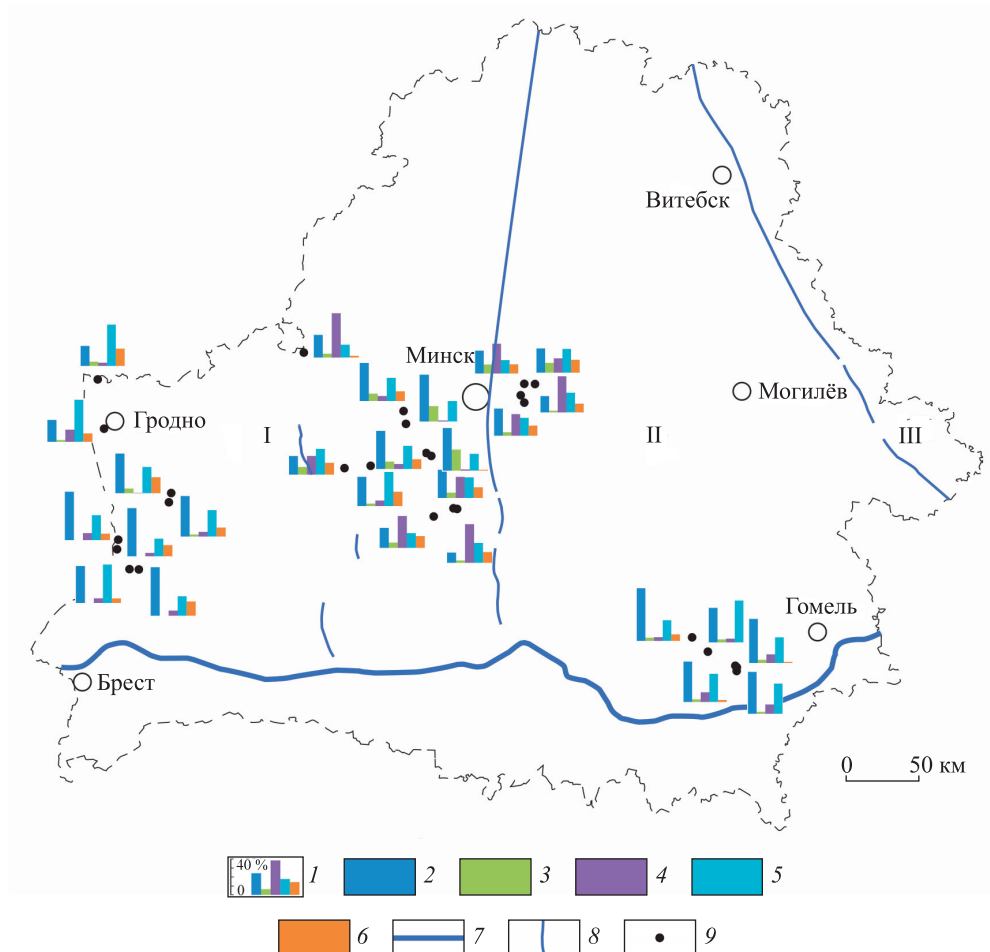


Рис. 4. Петрографический состав гравия (фракция 0,5–1,0 см) и гальки (фракция 1,0–10,0 см) в ясельдинской морене Беларуси:
1 – диаграмма и шкала процентного содержания гравия и гальки различных петрогенетических групп;
2 – магматические и метаморфические породы; 3 – терригенные породы девона;
4 – девонские доломиты; 5 – палеозойские известняки; 6 – мезозойские карбонатные и прочие породы;
7 – граница ясельдинского оледенения; 8 – ледоразделы потоков и лопастей;
9 – пункты изучения петрографического состава морены.
Ледниковые потоки: I – Неманский; II – Днепровский; III – Остерский
(составлено на основе данных работ [54; 55])
Fig. 4. Petrographic composition of gravel (fraction 0.5–1.0 cm) and pebbles (fraction 1.0–10.0 cm) in the Yaselda moraine of Belarus:
1 – diagram and scale of the percentage content of gravel and pebbles of various petrogenetic groups;
2 – igneous and metamorphic rocks; 3 – Devonian terrigenous rocks; 4 – Devonian dolomites;
5 – Paleozoic limestones; 6 – Mesozoic carbonate and other rocks; 7 – boundary of the Yaselda glaciation;
8 – ice divides of streams and lobes; 9 – points for studying the petrographic composition of the moraine.
Glacial streams: I – Neman; II – Dnieper; III – Oster
(compiled on the basis of data from works [54; 55])

Таблица 1

Петрографический состав крупнообломочного материала ясельдинской морены Беларуси, %

Table 1

Petrographic composition of coarse-grained material from the Yaselda moraine of Belarus, %

Группа пород	Район исследования	
	Неманский ледниковый поток	Днепровский ледниковый поток
Магматические и метаморфические породы	39,4	40,4
Терригенные породы девона	7,5	5,3
Девонские доломиты	14,1	18,3
Палеозойские известняки	28,5	29,5
Мезозойские карбонатные и прочие породы	10,4	6,7

Ясельдинская морена в пределах Неманского ледникового потока характеризуется доминированием амфибол-ильменит-гранатовой минеральной ассоциации с примесью доломита, эпидота, пирита, глауконита (до 10 %) (рис. 5). Повышенный удельный вес в тяжелой фракции ильменита, эпидота, пирита, глауконита, вероятно, объясняется влиянием местных мезокайнозойских коренных пород (табл. 2).

В морене Днепровского ледникового потока доминирующей является амфибол-гранат-сидеритовая минералогическая ассоциация. Содержание руководящих минералов Фенноскандии (амфибол и гранат) здесь достигает своего максимума (28,0 и 16,3 % соответственно), а количество местных минералов мезозойских пород (ильменит, пирит, рутил, эпидот и глауконит) снижается до минимума. Кроме того, возрастает содержание сидерита (до 13,2 %) и фосфата (до 4,6 %), что, вероятно, связано с поступлением их с севера и северо-северо-запада из девонских пород северной Беларуси и Прибалтики [66; 67].

Таким образом, в силу приведенных литологических аргументов следует принять мнение о приуроченности ледниковых ложбин не к трем, а к двум ледниковым потокам – Неманскому и Днепровскому.

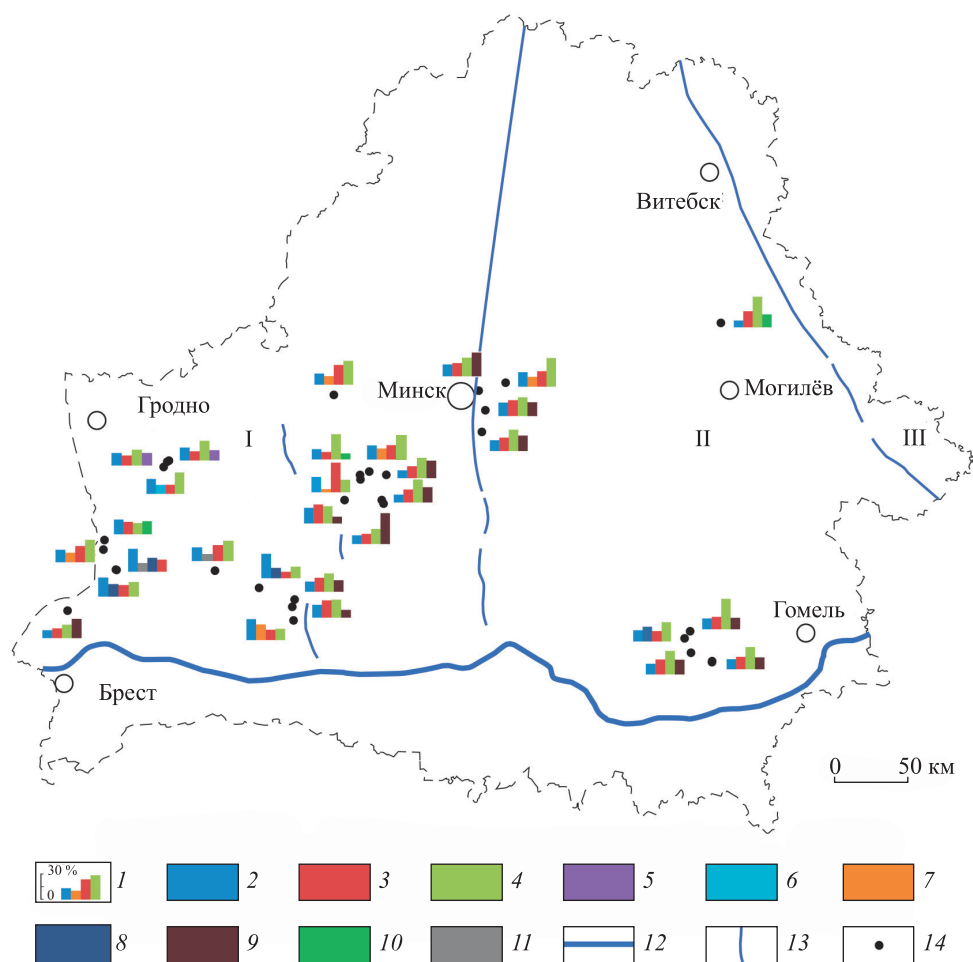


Рис. 5. Ассоциации руководящих минералов в ясельдинской морене Беларуси:
1 – диаграмма и шкала процентного содержания минералов во фракции 0,10–0,25 мм;
2 – ильменит; 3 – гранат; 4 – амфибол; 5 – доломит; 6 – циркон;
7 – эпидот; 8 – пирит; 9 – сидерит; 10 – фосфат; 11 – лейкоксен;
12 – граница ясельдинского оледенения; 13 – ледоразделы потоков и лопастей;
14 – пункты изучения минералогического состава морены.
Ледниковые потоки: I – Неманский; II – Днепровский; III – Остерский
(составлено на основе данных работ [58–65])

Fig. 5. Associations of indicator minerals in the Yaselda moraine of Belarus:
1 – diagram and scale of the percentage content of minerals in the fraction 0.10–0.25 mm;
2 – ilmenite; 3 – garnet; 4 – amphibole; 5 – dolomite; 6 – zircon;
7 – epidote; 8 – pyrite; 9 – siderite; 10 – phosphate; 11 – leucosene;
12 – boundary of the Yaselda glaciation; 13 – ice divides of streams and lobes;
14 – points for studying the mineralogical composition of the moraine.
Glacial streams: I – Neman; II – Dnieper; III – Oster
(compiled on the basis of data from works [58–65])

Таблица 2

Средний минералогический состав тяжелой фракции ясельдинской морены Беларуси, %

Table 2

Average mineralogical composition of the heavy fraction of the Yaselda moraine of Belarus, %

Минералы	Район исследования	
	Неманский ледниковый поток	Днепровский ледниковый поток
Ильменит	16,5	13,1
Лейкоксен	3,3	2,1
Пирит	5,3	4,5
Лимонит, гетит	1,0	1,1
Циркон	3,1	1,2
Турмалин	1,3	1,8
Рутил	0,8	0,2
Эпидот	8,1	6,4
Гранат	15,8	16,3
Амфибол	21,3	28,0
Биотит	1,3	0,8
Доломит	2,9	1,0
Сидерит	7,2	13,2
Апатит	1,2	0,6
Фосфат	2,9	4,6
Глауконит	1,4	0,4
Пироксены	2,3	1,3
Метаморфические минералы	2,6	3,0
Прочие минералы	1,8	0,3
<i>Общее содержание скандинавских минералов</i>	<i>43,8</i>	<i>50,6</i>
<i>Общее содержание минералов местных пород</i>	<i>36,7</i>	<i>28,5</i>

Примечание. В пределах Неманского ледникового потока коэффициент влияния скандинавских пород составил 1,1, а в пределах Днепровского ледникового потока – 1,7.

Ледниковые ложбины краевого комплекса максимальной фазы ясельдинского оледенения располагаются у южного края двух крупных гляциоморфологических секторов, соответствующих краевым зонам Припятской и Днепровской лопастей [19]. Первая лопасть принадлежит Неманскому ледниковому потоку, а вторая – Днепровскому ледниковому потоку. Ледораздел между ними проходит по межлопастным возвышениям в районе д. Ветчин и юго-восточнее Слуцка. В пределах лопастных бассейнов ложбины локализуются в основном в зафронтальной зоне на площади водно-ледниковых и моренных равнин в интервале абсолютных высот 80–120 м. Часть ложбин прослеживаются вдоль палеодолин рек Днепр, Друть, Березина, Случь, Оресса, Ведрич, Ясельда, Лесная и др.

Обычно ложбины располагаются обособленно. В области максимального растекания льда с запада на восток выделяются Высоковская, Каменецкая, Наревская, Сигневичская, Устронская, Солигорская, Чепельская, Брянчицкая, Слуцкая, Погостская ложбины в пределах Припятской лопасти и Стародорожская, Краснослободская, Бобруйская, Светлогорская, Ведричская, Хойникская, Кривичская, Белицкая ложбины в пределах Днепровской лопасти. Большинство указанных ложбин начинаются во внутренней зоне лопастных бассейнов и протягиваются вплоть до их дистальной части. На площади Припятской лопасти они обычно расположены субпараллельно и вытянуты с севера на юг перпендикулярно краю. В пределах Днепровской лопасти доминируют ложбины, вытянутые с северо-северо-запада на юго-юго-восток. Вблизи внешней границы этого гляциоморфологического сектора прослеживается слабозаметная дивергентность ложбин. В пределах обеих лопастей ложбины представлены в основном неширокими формами длиной до 35 км, глубиной до 140 м. В целом здесь они характеризуются меньшими размерами и плотностью расположения, а также более слабым выражением в рельефе, чем ложбины фазы деградации в центральной части страны.

В области максимальной фазы ясельдинского оледенения преобладают: 1) ложбины ледниковой экзарации, выдавливания и размыва; 2) ложбины ледниковой экзарации и выдавливания; 3) субгляциальные водно-эрозийные ложбины (рис. 6).

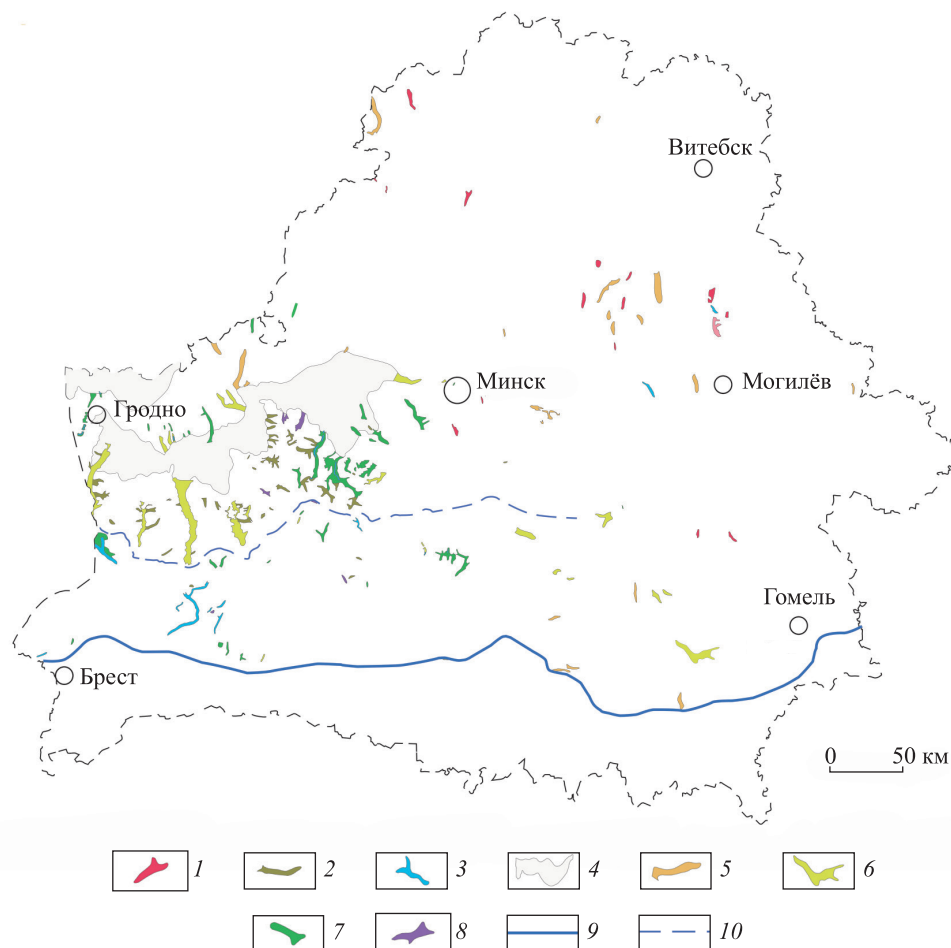


Рис. 6. Расположение основных морфогенетических типов ясельдинских ледниковых ложбин:
 1 – ложбины ледниковой экзарации; 2 – ложбины ледникового выдавливания;
 3 – субгляциальные водно-эрозионные ложбины; 4–8 – ложбины полигенетического происхождения
 (4 – котловины экзарации, выдавливания и размыва,
 5 – экзарационно-эрозионные ложбины, 6 – ложбины ледниковой экзарации,
 выдавливания и размыва, 7 – ложбины ледниковой экзарации и выдавливания,
 8 – ложбины ледникового выдавливания и размыва);
 9 – граница ясельдинского оледенения; 10 – граница новгородской фазы

Fig. 6. Location of the main morphogenetic types of the Yaselda glacial valleys:
 1 – ice-exaration valleys; 2 – glacial extrusion valleys; 3 – tunnel valleys;
 4–8 – valleys of a polygenetic origin (4 – basins of exaration, extrusion and erosion,
 5 – exaration-erosion valleys, 6 – valleys of glacial exaration, extrusion and erosion,
 7 – valleys of glacial exaration and extrusion, 8 – glacial extrusion and erosion valleys);
 9 – boundary of the Yaselda glaciation; 10 – Novogradok phase boundary

Ложбины первых двух типов обнаружены в поверхности ясельдинских отложений в южных и центральных районах гляциоморфологических секторов. Они представлены в краевых языковых комплексах, обособляющихся в концевой части лопастей. Здесь выделяются Кременская, Мотольская, Молодовская, Каролинская, Чепельская, Погостская, Ведричская, Стародорожская, Бобруйская ложбины и др. В одних случаях такие врезы тяготеют к осевой части языковых понижений и имеют спрямленную четковидную форму в плане, в других случаях они протягиваются вдоль дистального края языков в виде дуги, выпуклой к югу, повторяя очертания конечных морен. Ложбины ледниковой экзарации и выдавливания являются широкими (до 3,5 км), протяженными (до 30 км) и глубокими (60–70 м) корытообразными формами. Они имеют плоско-вогнутое днище, осложненное ваннами, группами моренных и камовых холмов и др., и ровные склоны (в пределах языковых бассейнов) или более высокие склоны, обрамленные напорными конечными моренами (в краевых зонах).

Типичный пример глубокой ложбины ледниковой экзарации, выдавливания и размыва, возникшей у выводного ледника, приводит Г. И. Горецкий [1] на Ведричской палеогеографической арене. В рельефе поверхности ясельдинских отложений здесь отчетливо выражен палеогеографический комплекс типа сечи, в составе которого выделяются Ведричская ложбина ледниковой экзарации, выдавливания и размыва, боковые и поперечная морены напора (рис. 7, а).

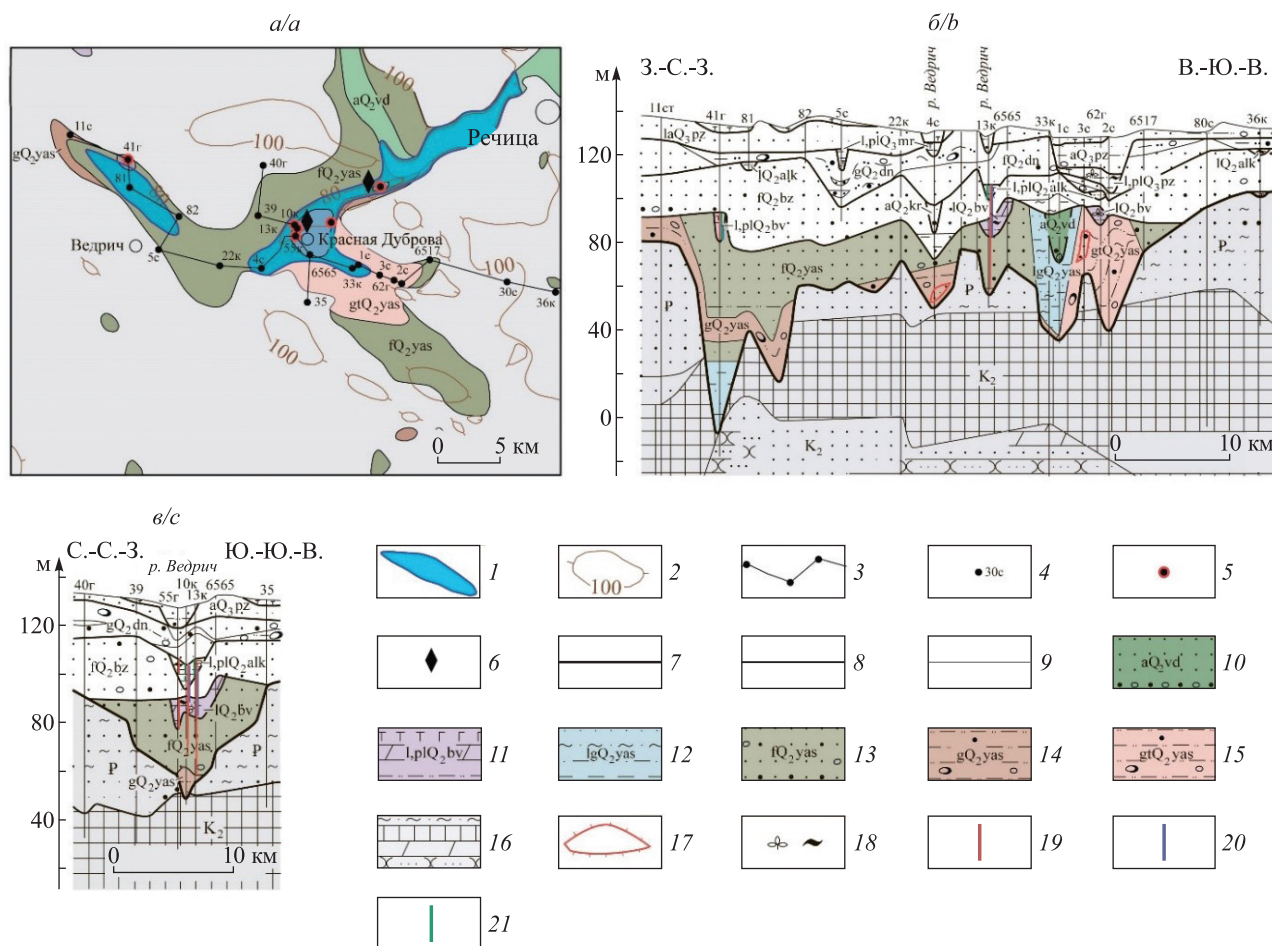


Рис. 7. Соотношение Ведричской ложбины с напорными конечными моренами
(а – план поверхности ясельдинского ледникового горизонта; б – геологический разрез
субширотного простирания по линии д. Луки Калинковичского района – д. Храбрый Речицкого района;
в – поперечный разрез по линии д. Козье – аг. Короватичи Речицкого района):

- 1 – ледниковая ложбина; 2 – изогипсы; 3 – линия геологического разреза;
 - 4 – номер скважины; 5 – скважины с палеонтологически изученными отложениями
беловежского межледникового; 6 – гляциодислокации;
 - 7 – граница между отложениями четвертичной и более древних систем;
 - 8 – граница между горизонтами; 9 – граница между генетически разными одновозрастными отложениями;
 - 10 – венедский аллювий; 11 – беловежские озерные и болотные отложения;
 - 12 – лимногляциальные глины, алевриты и пески; 13 – флювиогляциальные пески с гравием и галькой;
 - 14 – ясельдинская морена; 15 – конечно-моренные супеси;
 - 16 – дочетвертичные песчаники, пески, алевриты и мергельно-меловые породы;
 - 17 – ледниковые отторженцы; 18 – остатки растений, гумусированность;
 - 19 – интервал межледниковых отложений, изученный палинологически;
 - 20 – интервал межледниковых отложений, изученный карплогически;
 - 21 – интервал межледниковых отложений, изученный путем диатомового анализа
- Fig. 7. Correlation of the Vedrich valley with push end moraines
(а – plan on the surface of the Yaselda glacial horizon; б – geological section of sublatitudinal extend
along the line of the village of Luki, Kalinkovich District – the village of Khrabry, Rechitsa District;
с – cross section along the line of the village of Kozye – agrotown of Korovatchi, Rechitsa District):
- 1 – glacial valley; 2 – isohypses; 3 – geological section line; 4 – borehole number;
 - 5 – boreholes with paleontologically studied deposits of the Belovezhian interglacial;
 - 6 – glacial tectonics; 7 – boundary between deposits of the Quaternary and older systems; 8 – boundary between horizons;
 - 9 – boundary between genetically different deposits of the same age; 10 – Venedian alluvium;
 - 11 – Belovezhian lacustrine and swamp deposits; 12 – limnoglacial clays, silts and sands;
 - 13 – fluvioglacial sands with gravel and pebbles; 14 – Yaselda moraine; 15 – end morainic sandy loam;
 - 16 – pre-Quaternary sandstones, sands, siltstones and marl-cretaceous rocks;
 - 17 – erratic masses; 18 – plant remains, humus content;
 - 19 – interval of interglacial deposits studied palynologically; 20 – interval of interglacial deposits studied carpologically;
 - 21 – interval of interglacial deposits studied by diatom analysis

Ведричская ложбина – дугообразная форма шириной до 0,7 км, длиной до 5,7 км и глубиной до 36 м, выпуклой частью ориентированная на юго-восток по направлению движения ледникового языка. С юго-восточной стороны ее обрамляют поперечные, а с юго-западной и северо-восточной сторон – боковые напорные конечно-моренные грядки в виде дуги. Высота грядок над уровнем моря в основном составляет 95–101 м, над прилегающей ложбиной – до 10 м. Днище и склоны ложбины сложены ясельдинской основной мореной, а грядки вдоль склонов – чешуйчато-надвиговыми пачками моренных супесей с отторженцами палеогеновых и флювиогляциальных отложений. Горизонт основной морены перекрывают мелкозернистые и разнотернистые флювиогляциальные пески с гравием и галькой, почти повсеместно выстилающие днище и частично склоны ложбины (кроме самых верхних участков). В местах наибольшего заглубления и расширения днища ложбины расположены котловины с толщами диатомовых супесей, сапропелитов и торфа беловежского межледникового (см. рис. 7, б, в) [23].

Субгляциальные водно-эрозионные ложбины в основном выявлены в понижении ясельдинской поверхности у западной окраины Припятской лопасти. К этому типу отнесены Прибугская, Наревская, Коссовская, Сигневичская, Белоозерская ложбины. Первые две ложбины являются изолированными и имеют слегка извилистую форму. Остальные ложбины, сконцентрированные вокруг Березы и Белоозерска, образуют разветвленную сеть с центральной магистралью – системой Сигневичской и Коссовской ложбин – и боковыми второстепенными ответвлениями (см. рис. 6). В пространственном распределении подледных врезов прослеживается связь с ясельдинскими флювиогляциальными равнинами, районами бывших субгляциальных озер, а также активными разломами и полями развития глинистых и алевроглинистых неоген-бrestских отложений.

Отмечено, что субгляциальные водно-эрозионные ложбины простираются в двух основных направлениях – на юго-восток и юго-запад, обычно против уклона ясельдинской поверхности в сторону движения ледника. Одни из них исчезают на расстоянии 12–20 км от внешнего края Припятской лопасти, а другие заканчиваются под более удаленными районами ледникового щита. Кроме того, ложбины данного типа значительно различаются по размеру: их длина составляет от 2 до 6 км, относительная глубина – от 9 до 64 м, ширина – от 0,4 до 1,5 км. Самой длинной, глубокой и непрерывной является система Сигневичской и Коссовской ложбин. Субгляциальные водно-эрозионные ложбины имеют крутые склоны и неровное днище с многочисленными замкнутыми и глубокими V-образными рытвинами, которые разделены перемычками. Эти ложбины заполнены хорошо промытыми грубообломочными фациями, мелкими песками и сверху перекрыты основной мореной. Устья ложбин обычно образуют флювиогляциальные конусы выноса.

В ясельдинском рельефе области максимального растекания льда наиболее типичной субгляциальной водно-эрозионной ложбиной является Наревская ложбина (рис. 8). Она расположена на моренной низменности к югу от г. Свислочь в долине р. Нарев (см. рис. 8, а), имеет меандрирующую, вытянутую с северо-запада на юго-восток форму в плане и V-образный поперечный профиль. Ширина Наревской ложбины составляет до 0,5 км, абсолютные отметки продольных краев достигают 60–80 м, а глубина вреза в поверхность прилегающей низменности колеблется в пределах 9–59 м. Ложбина прослеживается в плоско-вогнутом понижении дочетвертичных пород, полого наклоненном на северо-запад. Она прорезает терригенные и карбонатные породы палеогена – верхнего мела, опускаясь до песчаников юры. Установлено соотношение между расположением ложбины и активным платформенным разломом герцинской системы субширотного простирания [25]. У основания ложбины залегают галечно-валунные, отсортированные валунные и гравийные слои стремительных мощных потоков талых вод, сначала их перекрывают мелкозернистые и разнотернистые пески, отложившиеся при снижении скорости талых вод, а выше и локально – лимногляциальные отложения, состоящие из мелкозернистых алевроитов и глин (см. рис. 8, б). Поверх этих насыпных отложений мощностью до 125 м по днищу и склонам ложбины встречается ясельдинская основная морена, нередко с ледниковыми отторженцами. Отложения стремительных потоков талых вод образуют в устье ложбины мощные скопления валунов, гравийно-галечных слоев, гравелистых песков в виде крупного конуса выноса. На наревской морене в скважине № 153 (глубина 82,5–100,5 м) и на песках в скважине № 2 (глубина 76,2–90,0 м) залегают беловежские озерные отложения [36; 68].

Ложбины новгородской фазы деградации ясельдинского оледенения связаны с поясом крупных межлопастных и фронтальных краевых ледниковых возвышенностей в районе Волковыска, Новогрудка, Минска и Червеня. Они входят в состав гляциоморфологических комплексов, сформировавшихся в краевой зоне Средненеманской и Налибокской лопастей Неманского ледникового потока и Среднеберезинской лопасти Днепровского ледникового потока во время новгородской фазы деградации ясельдинского оледенения (см. рис. 2).

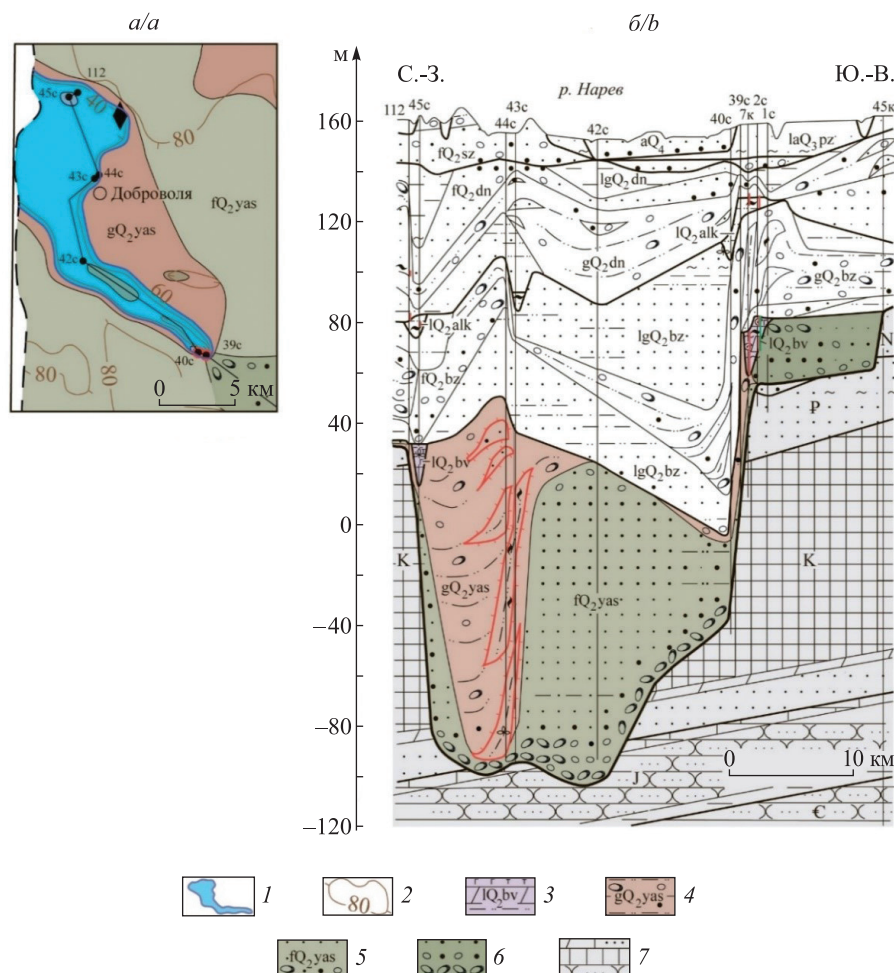


Рис. 8. Строение Наревской ложбины с флювиогляциальным конусом выноса в устье (а – план поверхности ясельдинского ледникового горизонта; б – продольный разрез по линии д. Незбодичи Свислочьского района – д. Юзефин Пружанского района): 1 – ледниковая ложбина; 2 – изогипсы; 3 – беловежские озерные отложения; 4 – ясельдинская морена; 5 – флювиогляциальные пески с включением гравия, гальки и валунов; 6 – песчано-гравийно-галечно-валунные отложения; 7 – дочетвертичные отложения. Остальные обозначения см. на рис. 7

Fig. 8. Structure of the Narev valley with a fluvioglacial fan at the mouth (a – plan of the surface of the Yaselda glacial horizon; b – longitudinal section along the line of the village of Nezhdobichi, Svisloch District – the village of Yuzefin, Pruzhany District): 1 – glacial valley; 2 – isohypses; 3 – Belovezhian lacustrine deposits; 4 – Yaselda moraine; 5 – fluvioglacial sands with gravel, pebbles and boulders; 6 – sandy-gravel-pebble-boulder deposits; 7 – pre-Quaternary deposits. Other symbols see on fig. 7

В пределах полосы краевых ледниковых образований представлены в основном крупные полигенетические ложбины котловинного типа и линейно вытянутые троговые ложбины ледниковой экзарации, выдавливания и размыва (см. рис. 6). Ложбины котловинного типа (Ушанско-Налибокская, Сопотчинская и Мостовская) расположены в пределах Средненеманской и Налибокской лопастей (рис. 9).

В ходе тематических исследований Г. И. Горецкого [1; 4; 13], Б. Н. Гурского [7; 8], Е. П. Мандер [10] на территории Белорусского Полесья и бассейна Среднего Днепра, а также тематических исследований М. А. Вальчика с соавторами [16], А. В. Грибко [69], М. Е. Комаровского [28] на территории центральнобелорусских возвышенностей и гряд был выявлен ряд общих особенностей строения ясельдинских ледниковых котловин этой зоны.

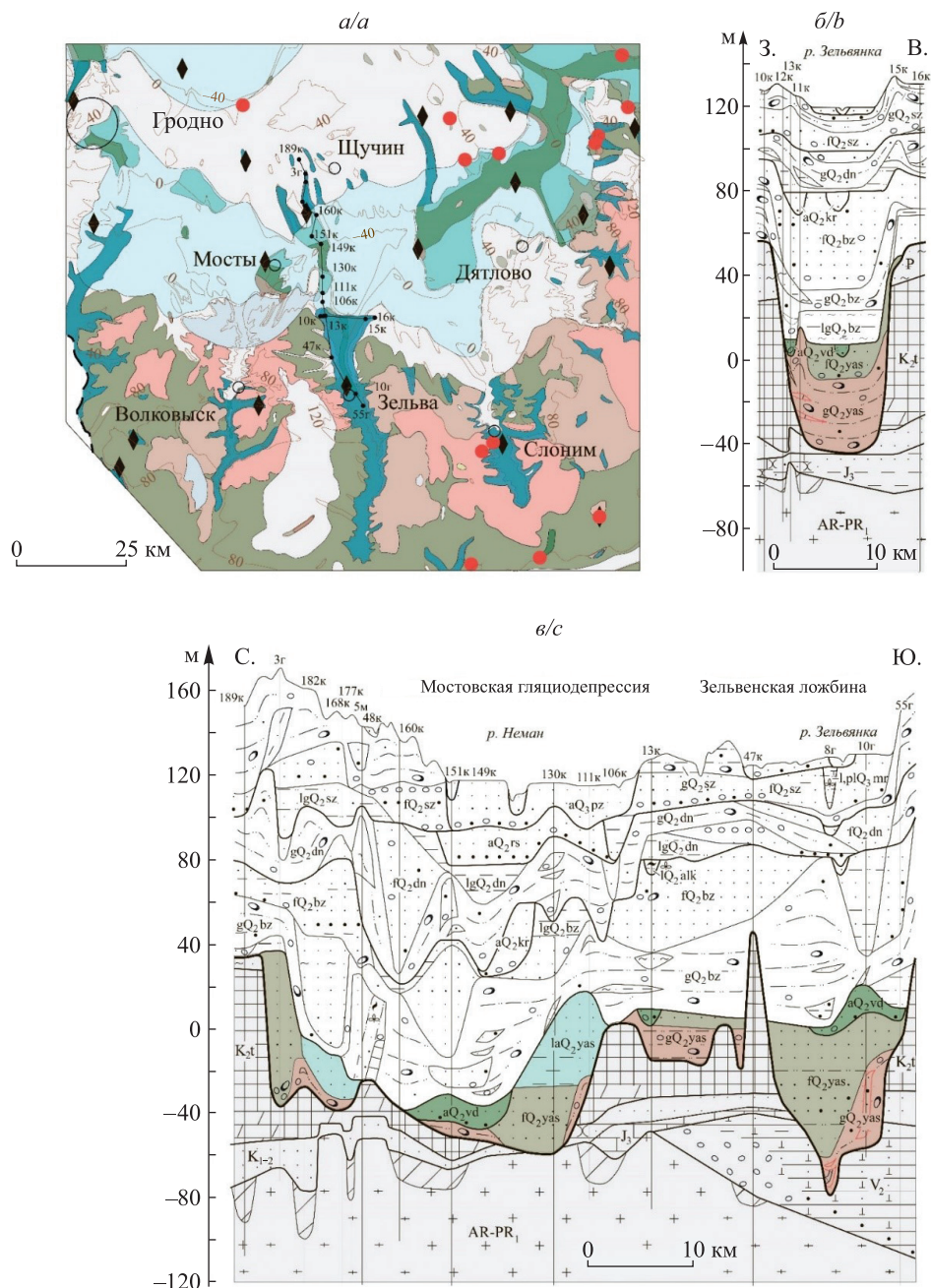


Рис. 9. Строение Мостовской гляциодепрессии и Зельвенской ложбины
(а – план поверхности ясельдинского ледникового горизонта;
б – поперечный разрез Зельвенской ложбины
по линии д. Самойловичи – д. Милевичи Мостовского района;
в – геологический разрез в направлении с севера на юг
по линии д. Евлаши Щучинского района – д. Збляны Зельвенского района).
Условные обозначения см. на рис. 7

Fig. 9. Structure of the Mosty glacial basin and the Zelva valley
(a – plan of the surface of the Yaselda glacial horizon; b – cross section of the Zelva valley
along the line of the village of Samoylovichi – the village of Milevichi, Mosty District;
c – geological section in the direction from north to south along the line
of the village of Yevlashi, Shchuchin District – the village of Zblyany, Zelva District).
Symbols see on fig. 7

Котловинные ледниковые ложбины приурочены к территории Средненеманской, Верхненеманской и Налибокской низин с абсолютными отметками кровли ясельдинских отложений 20–65 м. Они имеют овальную и дугообразно вытянутую форму в плане, длину до 55–144 км, ширину 6–46 км и площадь 1150–3000 км². Глубина врез в поверхность окружающих низин ясельдинской поверхности составля-

ет 6–60 м. Изолированные гляциодепрессии соприкасаются своими флангами и образуют субширотную крупнофестончатую систему, параллельную ледниковому краю и замкнутую с юга поясом конечно-моренных возвышенностей и гряд (см. рис. 2).

В целом для этих понижений характерны полого-вогнутая форма в разрезе, погружение поверхности к югу, пересеченный рельеф с многочисленными ложбинами и выступами. При этом ложбины образуют веерообразную структуру, расходясь от северной границы котловин в меридиональном, юго-западном и юго-восточном направлениях до границы лопастных бассейнов и далее в пояс развития конечных морен. Выступы располагаются в зонах между ложбинами и представляют собой вытянутые по направлению движения ледника останцы слабо затронутых экзарацией коренных пород. На южной периферии котловин представлены поперечные ложбины. С ними связаны окаймляющие конечные морены, крупные гляциокупола и мощные отторженцы [1]. Наиболее глубокие ложбины сосредоточены в центральной полосе и вдоль южной границы котловин. В котловинах ясельдинский ледник почти полностью уничтожил нижнечетвертичные, неогеновые и палеогеновые отложения, а в ледниковых ложбинах – еще и меловые породы (на полную или значительную мощность), вскрыв скальные породы протерозоя и кристаллического фундамента.

Основание котловин выстлано ясельдинской основной мореной зеленовато-желтого цвета с гляциодинамической текстурой (мощность 3,5–18,5 м). В результате размыва эта морена сохранилась фрагментарно. В основной морене выделяются монолитная и сланцеватая текстуры, содержатся многочисленные прослои и линзы четвертичных водно-ледниковых отложений, текстуры захвата палеоген-неогеновых песчано-алевритовых отложений, местами встречаются отторженцы коренных пород – меловые мергели и мел, неогеновые кварцевые пески (см. рис. 9, в). Над основной мореной выявлено широкое развитие флювиогляциальных отложений (мощность 20–70 м). Во внутренней зоне котловин они слагают зандровые равнины с абсолютными отметками поверхности до 60 м. В гипсометрически более низких центральных участках Мостовской и Сопотчинской котловин зандровые аккумуляции перекрывают озерно-аллювиальные глины, алевриты и мелкие пески, образуя крупные озерно-аллювиальные низины на отметках 20–37 м. По тальвегу котловин с востока на запад прослеживаются уцелевшие участки долины венедского пра-Немана [1]. Они заполнены русловыми песками.

Приведенные геолого-геоморфологические факты подтверждают представление о том, что обособление этих крупных котловин связано с экзарацией и выдавливанием рыхлых коренных пород лопастями ясельдинского ледника и в меньшей степени с воздействием талых ледниковых вод.

Троговые ледниковые ложбины расположены на днище и южных склонах Ушанско-Налибокской, Сопотчинской и Мостовской котловин. Они входят в состав языковых комплексов, сформировавшихся в краевой зоне Средненеманской, Верхненеманской и Налибокской ледниковых лопастей во время новогрудской фазы ясельдинского оледенения. К таким ложбинам отнесены крупные Гродненско-Лососненская, Свислочская, Россинская, Зельвенская, Щаровская, Молчадская, Сервечская, Ушанская, Ивенецко-Столбцовская, Перетутская, Ислючская ложбины и ряд более мелких ложбин субмеридиональной и меридиональной ориентации, расчленяющих северные склоны ясельдинских возвышенностей и гряд. Троговые ложбины протянулись от внутренней зоны краевых комплексов на юг, юго-запад и юго-восток поперек ясельдинских конечных морен до их дистальной части. По простиранию эти ложбины следуют за ложбинами котловин, сохраняя веерообразное расположение в пределах краевой зоны лопастей. Ложбины данного типа имеют уклон 0,8–1,6 м на 1 км в проксимальную сторону (к гляциодепрессиям) и поднимаются более чем на 22–90 м в дистальном направлении. В плане они спрямлены или слабо изогнуты, в поперечном сечении имеют трогообразную форму (см. рис. 9, б). Протяженность троговых ложбин составляет 14–57 км, ширина достигает 2–4 км, глубина вреза колеблется в пределах 20–155 м. Склоны таких ложбин полого-вогнутые, имеют наклон до 30° и неровную, состоящую из поперечных выступов и углублений поверхность. Днище ложбин на центральных пониженных участках выровненное, а у склонов часто волнистое.

На днище и склонах Гродненско-Лососненской, Свислочской, Россинской, Зельвенской, Щаровской, Молчадской, Сервечской, Ушанской и других субмеридиональных ложбин развиты системы поперечных ложбин и разделяющих их продолговатых холмов и валообразных грядок. Все положительные и отрицательные формы этих систем группируются в субпараллельные цепи, которые вытянуты вдоль фронта ледниковых языков поперек субмеридиональных ложбин. В плане они дугообразные. Поперечные ложбины имеют длину 1–12 км, ширину до 1–2 км и относительную глубину 8–90 м. При этом относительная глубина и ширина возрастают в направлении места пересечения с субмеридиональной ложбиной. Разделяющие поперечные ложбины холмы и грядки имеют ширину 0,2–1,0 км. У субмеридиональных ложбин, которые «взбираются» на конечно-моренные возвышенности и выклиниваются, дистальные окончания также часто обрамлены холмами и грядками.

В днище Лососненской и северных участках Сервечской и Ушанской ложбин выявлены субгляциальные водно-эрозионные рытвины. Они содержат вытянутые углубления, выстроенные в цепочку вдоль ложбин, имеют извилистую форму с коленообразными изгибами, V-образное днище, ширину 170–400 м и глубину до 10–25 м. Рытвины начинаются из подледных озерных котловин, расположенных в южной части гляциодепрессий, и заканчиваются зандровыми конусами выноса в устье.

Ясельдинские ложбины врезаются в поверхность палеоген-неогеновых песчано-глинистых и меловых мергельно-меловых пород, а местами в пределах осевой зоны и северных склонов Центрально-Белорусского массива прорезают весь осадочный чехол и углубляются в элювий и породы фундамента на 20–30 м (см. рис. 9, в). Эти крупные понижения значительными отрезками накладываются на локальные поднятия поверхности фундамента и активные разломы [1; 25; 28].

В пределах троговых ложбин ясельдинские отложения слагают днище и нижние участки склонов, где они представлены в основном моренными и водно-ледниковыми отложениями. Мощность этих образований (до 136 м) часто в 2–3 раза меньше глубины ложбин. В строении пониженных участков днища ложбин принимают участие темно-серые и зеленовато-серые моренные супеси и суглинки основной морены. Они имеют преимущественно массивную текстуру, включения мелких обломков мергельно-меловых пород, редкие песчаные и алевроито-глинистые линзы. Здесь морена в несколько раз толще (обычно 30–50 м), чем на склонах. На поверхности морены часто встречаются покровы зандрового разноразмерного песка (7–10 м) и линзы венедского аллювия.

Другое строение ясельдинская толща имеет в пределах систем поперечных ложбин и разделяющих их продолговатых холмов и валообразных грядок, осложняющих днище и склоны субмеридиональных ложбин. Холмы и грядки состоят из податливых мергельно-меловых и песчано-глинистых мезозойско-палеогеновых отложений и сверху перекрыты моренным суглинком мощностью до 5–8 м. В меловых и палеогеновых породах прослеживаются структуры, присущие гляциодислокациям нагнетания и скибным нарушениям. При анализе их геологического строения на территории Белорусского Поманья Г. И. Горецкий [1] отмечал следующие особенности: 1) купола, вырисовывающиеся в кровле мела и палеоген-неогеновых отложений, не содержат подобных структур в ядре в поверхности сеноманских песков и юрских известняков; 2) поднятия этих пород сопряжены с поперечными ложбинами, о чем свидетельствуют значительные вертикальные амплитуды (74–111 м на 1 км) между ними и совсем небольшие поднятия (лишь 10 м) по подошве мела, а также неизменный наклон скиб и чешуй в проксимальную сторону к ложбине; 3) направление поднятий по кровле мела не совпадает с направлением поднятий по кровле юрских известняков. В пределах поднятий и у склонов ложбин в морене содержатся многочисленные отторженцы, текстуры захвата и затаскивания податливых подстилающих коренных отложений.

По-видимому, гляциокомплексы, или гляциотектонопары (по Левкову [14]), состоящие из ложбины и прилегающей к ней дислокации, маркируют границы остановок фронта ледниковых языков. Судя по их количеству, образование троговых ложбин происходило в течение 8–15 осцилляций. На преобразование Лососненской, Сервечской и Ушанской ложбин существенное влияние также оказала эрозия напорных субгляциальных талых ледниковых вод.

В северных и восточных районах Беларуси выделено не так много ледниковых ложбин ясельдинского возраста, как в краевой зоне (к тому же это лишь их фрагменты, сохранившиеся от эрозионной деятельности более молодых оледенений). У части ложбин (Видзовская, Браславская, Глубокская, Селявская, Толочинская) здесь прослеживается связь с разломами, у некоторых других ложбин (Александрийская, Копыско-Шкловская) – с палеодолинами пра-Днепра и его притоков (см. рис. 2). Общим для большинства ложбин является их приуроченность к полосе развития девонских песков и песчаников и более или менее четко обособленное положение. Только Александрийская и Копыско-Шкловская ложбины соединяются в цепочку. Эти ложбины имеют линейную форму в плане, субмеридиональную ориентацию, протяженность до 20–26 км, троговый вид в поверхности ясельдинского горизонта, глубину врезки 20–144 м, ширину до 2 км, неровный тальвег с уклоном на север 2–3 м на 1 км (понижение 29–72 м относительно южного конца).

Отличительными особенностями заполнения древнейших ложбин являются: 1) залегание у днища основной морены плитчатой и слоистой текстуры (мощность 5–31 м); 2) замещение ее фациями чешуйчатой и складчатой морены и фациями морены крупных и мелких отторженцев, содержащими блоки девонских песчаников, глин и мергелей, на неровных участках; 3) относительно редкие выходы морены на поверхность днища и лишь местами на поверхность склонов ложбин, где она слагает наклонные к центру площадки; 4) широкое развитие на днище и у подошвы склонов надморенных песчаных отложений озово-камовых и зандровых фаций (мощность до 32 м) [24]. На днище глубоких Александрийской и Копыско-Шкловской ложбин вместо надморенных флювиогляциальных отложений

выявлены ленточные алевроиты и пески подпрудных или слабопроточных озерно-ледниковых водоемов времени таяния ясельдинского ледника. В их кровле обнаружены русловые пески венедского аллювия пра-Днепра, местами беловежские озерные и болотные отложения (разрезы у деревень Америка, Пронцевка) [3; 5; 34].

Обсуждение происхождения ложбин

Ясельдинский ледниковый покров привел к появлению отрицательных форм – котловин, рытвин, троговых ложбин, которые формируют одну из самых древних и внушительных генераций в поверхности коренных пород в Беларуси. Эрозионные формы возникли в результате действия разнообразных ледниковых процессов. В течение ясельдинского оледенения ледниковым покровом и его талыми водами были выработаны ложбины ледниковой экзарации, выдавливания, субгляциальные водно-эрозионные ложбины и ложбины полигенетического происхождения [1]. Судя по карте расположения ледниковых ложбин различных морфогенетических типов (см. рис. 6), около 28 % закартографированных в ясельдинской древнеледниковой области ложбин (от 10 км²) обусловлены ледниковым выдавливанием, примерно 11 % ложбин связаны с ледниковой экзарацией, 6 % – с эрозией талых ледниковых вод, а 55 % ложбин имеют полигенетическое происхождение.

Крупные экзарационные котловинные ложбины (Ушанско-Налибокская, Сопоткинская и Мостовская) представляют собой наиболее примечательные геоморфологические образования в ясельдинской системе ложбин. Они выражены в центральном и западном районах, сложенных мягкими дочетвертичными отложениями. Считается, что котловинные ложбины являются результатом двух основных процессов – ледниковой экзарации (путем плакинга и экскавации) [70] и гляциотектонических надвигов вблизи края ледника. При этом выдавленный материал перемещается к краю льда в виде скибовых надвигов [14; 71]. Котловины экскавации обычно располагаются непосредственно позади взброшенных льдом напорных морен, тем самым отмечая основное положение края льда. Третьим процессом образования котловин может быть адвекция деформируемых отложений в горизонтальном направлении из-под нижней части ледниковых лопастей к их краю [72]. Наиболее глубокие котловины должны были возникать там, где ледниковые лопасти занимают одно и то же положение в течение длительного периода, а подледная деформация переносит и перераспределяет большое количество отложений в направлении вниз по леднику, как на конвейерной ленте. Однако вблизи бывших окраин ясельдинских лопастей чаще встречаются гляциотектонические нарушения и напорные морены, чем краевые утолщения морены.

Ледниковые ложбины котловинного типа формируются одновременно с образованием выводных ледников и связанных с ними поперечных и боковых морен. Г. И. Горецкий [1] утверждал, что продвижение ледников по ложбинам сопровождалось интенсивным проявлением экзарации и гляциодислокаций пород субстрата. Наиболее сильным разрушение пород в результате этих процессов было на территории Белорусской антеклизы, где неглубоко располагаются скальные породы фундамента, положительные структуры, наклоненные навстречу леднику доледниковые низины, речные палеодолины. В результате на площади Налибокской и Средненеманской низин краевые зоны лопастей ясельдинского ледника смогли вырыть крупные котловины, а у локальных выступов ложа сформировать окаймляющие конечно-моренные возвышенности.

Самым ярким проявлением ледниковой экзарации являются троговые ледниковые ложбины, прорезанные потоками льда в поверхности коренного субстрата. О ледниковой экзарационной природе можно судить по визуальному различию между троговыми ложбинами и речными долинами. Исследования Г. И. Горецкого [3; 41], а также зарубежных ученых [73] выявили и количественные отличия. Так, троговые ложбины, как правило, на 30 % глубже и имеют поперечные сечения на 80 % больше по площади, чем речные долины, что свидетельствует о большой эрозионной способности ясельдинского ледника.

Расположение, форма и размер троговых ложбин контролировались несколькими факторами, в том числе структурными и литологическими изменениями в коренных породах, ранее существовавшими речными долинами, термическим режимом и условиями напряжения на ложе ледника, которые приводили к увеличению эрозионной способности ледника. По природе троговые ложбины делятся на две разновидности:

- троговые ложбины эрозионно-экзарационного генезиса, возникшие за счет переуглубления ранее существовавших речных долин;
- троговые ложбины полностью ледникового происхождения, выпаханные вдоль зон структурного ослабления.

Троговые ложбины первой разновидности формировались там, где выводные ледники вклинивались в речные долины, ориентированные параллельно ледниковому потоку. Это ложбины вдоль долин пра-Днепра, пра-Бережины, пра-Случи, а также троговые долины выводных языков, проникавших в нижние

окончания долин левых притоков пра-Немана. Свидетельствами переуглубления льдом доледниковых долин являются уцелевшие фрагменты в основном неизмененных неогенового и венедского аллювия и палеодолин, которые встречаются в бассейнах пра-Днепра и пра-Немана, или троговые ложбины, имеющие ветвящуюся и извилистую форму (например, в краевых комплексах Неманской и Налибокской лопастей). Считается, что ранее существовавшие речные долины, которые ориентированы параллельно бывшим ледниковым потокам, несут большие объемы льда и испытывают наиболее интенсивное преобразование (переуглубление) ледниковой экзарацией [70].

Троговые ложбины второй разновидности формировались на участках, где лед использовал зоны структурного ослабления в коренных породах. Такие зоны создавались частично неледниковыми процессами (тектоникой, выветриванием) вдоль активных разломов и локальных структур до наступления или во время наступления ледника. Активные структуры могли вызвать деформации коренных пород и их растрескивание на обломки, ослабить консолидированные породы в линейных зонах, подготовив путь для подледной избирательной эрозии. Ледниковая эрозия была сосредоточена вдоль приразломных ослабленных зон, субпараллельных течению льда, что привело к появлению крупных полностью ледниковых троговых ложбин на севере (Видзовская, Поставская, Браславская, Глубокская, Селявская) и на западе (Россинская) Беларуси.

Основными процессами образования переуглубленных троговых ложбин в районах развития скального ложа являются плакинг и абразия, а на участках мягкого ледникового субстрата – выпахивание с постепенным удалением оторванных глыб или заложение плоскостей разрывов в слоях ниже подошвы ледника и массовое удаление надвиговых блоков [74]. Троговая форма ложбин развивается в результате эрозии, пропорциональной базальной скорости льда или его мощности. Исследования [75] показали, что при заполнении ледником V-образной долины самая интенсивная эрозия проявляется на обоих склонах, а минимальная эрозия – в осевой линии ледника. Это приводит сначала к расширению долины и увеличению крутизны ее склонов, а затем и к углублению долины. В конце концов она превращается в ложбину и приобретает форму U-образного трога. Колебания условий в ложе ледника (например, термического режима, водного давления, устойчивости пород к выпахиванию и истиранию, расхода ледника в результате слияния или таяния льда и др.) могли привести к проявлению селективной эрозии и формированию впадин и поднятий на дне троговых ложбин.

Глубокие ложбины ледникового выдавливания – сеци и поперечные гляциотектонопары – явно связаны с бывшими краями ясельдинского оледенения. Важнейшим условием для формирования ложбин ледникового выдавливания является наличие слабых отложений под краем ледника, а также высоких ледниковых напряжений, необходимых для того, чтобы вызвать деформацию сдвига и выжать большие массы отложений из-под края ледника [14]. Созданию высокого напряжения могли способствовать градиент бокового давления из-за дифференциальной нагрузки и прямое давление ледника на склоны ложбин [74; 76].

Сеци возникали у выводных ледниковых языков на краях ледникового покрова [77]. Из-за своего веса ледниковый язык создает вертикальную нагрузку на ложе, которая уменьшается к краю языка по мере его утончения. Вектор этой нормальной нагрузки направлен в сторону от участков с максимальной толщиной льда к краю языка. Когда это поле напряжений превышает прочность самого слабого слоя в ложе, оно создает поверхность отрыва, ледниковые чешуи и выдавливает их сначала вверх, а затем вперед по листрическим надвигам в дистальном направлении [78–80].

Неоднократные задержки и продвижения ледниковых языков по трогообразным ложбинам в центре и на западе Беларуси привели к интенсивному проявлению гляциодислокаций в коренных и ледниковых отложениях. Особенно благоприятные условия для гляциодислокаций возникали вдоль границы активного и пассивного льда из-за торможения активного льда пассивным льдом на склонах и днище троговых ложбин, заложенных в достаточно мощных меловых и палеогеновых породах. Это должно было способствовать возникновению многочисленных ложбин выдавливания, боковых гляциокуполов и складчато-чешуйчатых гляциовалов в обрамлении этих ложбин.

Происхождение субгляциальных водно-эрозионных ложбин определялось эрозией талых ледниковых вод, наблюдавшейся в период деградации ясельдинского оледенения. Предполагаемым механизмом их образования были быстрые выбросы больших объемов талой воды. Быстрые спуски субгляциальных талых вод в значительной степени обуславливаются невозможностью разгружаться по водоносным горизонтам через мерзлый ледниковый край и клин вечной мерзлоты, в результате чего талые воды попадают в ловушку и накапливаются в зоне талого ложа в многочисленных небольших подледных озерах, занимающих самые глубокие впадины на дне гляциодепрессий и экзарационных ложбин [81]. По мере того как талая вода прорывается к внешнему краю ледника, возникают отдельные мелкие каналы стока, которые эродируют субстрат, удлиняются в направлении к внешнему краю ледника. Когда

начинается отступление края ледника от максимальной границы и каналы достигают выхода из-под льда, осуществляются выбросы с большим расходом вод субгляциальных подпрудных озер высокого давления, которые и образуют ложбины.

Следует отметить, что большинство ложбин, особенно крупных, и все гляциодепрессии созданы не одним процессом, а комбинацией двух-трех и более процессов (ледниковая экзарация, выдавливание или водно-ледниковая эрозия), т. е. имеют полигенетическое происхождение, как отражено на карте основных морфогенетических типов ясельдинских ледниковых ложбин (см. рис. 6).

Выводы

Геологическое картографирование, включавшее анализ вновь собранных данных бурения, выявило широкое развитие в поверхности ясельдинского ледникового горизонта Беларуси ледниковых ложбин. Они отличаются преимущественно субмеридиональным и меридиональным простираем, максимальными глубиной и шириной, располагаются как обособленно, так и в связке, образуя древнейшую отчетливо выраженную генерацию ложбин в четвертичной толще и ее подошве. Основываясь главным образом на палеоботанических датировках беловежских озерных и озерно-болотных отложений, вскрытых многими скважинами в днище ложбин, можно заключить, что данные ложбины действительно относятся к ясельдинскому ледниковому горизонту.

Эти ложбины распространены в области ясельдинского оледенения (в его бывшей краевой и зафронтальной зонах). Они тяготеют к крупным древнеаллювиальным и озерно-аллювиальным низинам доясельдинского рельефа в западной и центральной частях Беларуси, которые во время максимального продвижения и деградации ясельдинского оледенения становились гляциодепрессиями для краевых ледниковых лопастей. Поля развития ясельдинских ледниковых ложбин отмечены в районах, где преобладают деформируемые отложения, которые залегают над выступами более прочных пород с наклоном навстречу леднику (Белорусская антеклиза, локальные структуры Припятского прогиба). Многие ложбины имеют тесную связь с системами активных разломов.

Распределение ледниковых ложбин отчетливо подчиняется радиально-секторальной структуре и динамике ясельдинского ледника, что предопределило общие и региональные особенности упорядоченности и морфологии ложбин. К общим особенностям относятся приуроченность к крупным лопастным секторам Неманского и Днепровского ледниковых потоков, встречаемость в разновозрастных краевых комплексах максимальной и новогрудской фаз, преобладание полигенетических ложбин.

Среди региональных особенностей ясельдинских ледниковых ложбин можно отметить следующие. В пределах краевого комплекса максимальной фазы они развиты на площади Припятской и Днепровской лопастей (в основном в зафронтальной зоне и вдоль палеодолин). Эти ложбины характеризуются изолированным положением, субмеридиональной и меридиональной ориентацией, меньшими размерами и плотностью расположения, слабой выраженностью в ясельдинском рельефе. В их структуре преобладают ложбины ледниковой экзарации и выдавливания, нередко со следами водно-ледникового размыва (сещи в краевых языковых комплексах, обособляющихся в концевой части лопастей). В пределах Припятской лопасти часто встречаются субгляциальные водно-эрозионные ложбины с флювиогляциальными конусами выноса в устьях.

В отличие от переуглублений максимальной фазы ложбины новогрудской фазы деградации относятся к закрытой краевой зоне ясельдинского оледенения и локализуются в гляциоморфологических комплексах Средненеманской, Налибокской и Среднеберезинской лопастей, а также в языках по их периферии. Ложбинам гляциоморфологических секторов Средненеманской и Налибокской лопастей свойственна связь с поясом крупных межлопастных и фронтальных краевых ледниковых возвышенностей, субширотная крупнофестончатая упорядоченность на площади лопастей и веерообразное, часто дугообразное (вдоль дистальных окончаний языков) расположение в языках, крупные размеры и максимальные глубины вреза, четкое обособление в рельефе. Здесь представлены в основном полигенетические ложбины котловинного типа (гляциодепрессии) и троговые ложбины ледниковой экзарации, выдавливания и размыва. Весьма многочисленны поперечные ложбины выдавливания с прилегающими к ним дислокациями (гляциотектонопары), демонстрирующие связь с прерывистым характером деградации ледника. В большом количестве они зарегистрированы на днище и склонах троговых ложбин и в поясе краевых ледниковых возвышенностей. В днищах крупных троговых ложбин также обнаружены субгляциальные водно-эрозионные рывины.

В северных и восточных районах Беларуси ледниковые ложбины ясельдинского возраста хотя и малочисленны и обособлены друг от друга, но в большинстве своем представлены глубокими экзарационными троговыми формами субмеридиональной ориентации. Они тяготеют к полосе развития девонских песков и песчаников, где выбирают зоны вдоль разломов, реже палеодолины.

Ясельдинские ложбины возникли в результате ледниковой эрозии, гляциотектоники, субгляциальной водно-ледниковой эрозии и комбинации этих процессов. Проявление тех или иных процессов в ложе ледника определялось динамическим состоянием, типом, скоростью движения льда, местоположением относительно ледникового края и ледниковых потоков, которые изменялись в ходе роста и регрессии ледникового покрова. Помимо этого, на характер гляциальных и водно-ледниковых процессов большое влияние оказывали структурно-литологические, тектонические, геоморфологические неоднородности ледникового субстрата.

Ложбины котловинного типа возникают одновременно с выдвиганием выводных ледников и являются результатом ледниковой экзарации (путем плакинга и экскавации) и гляциотектонических надвигов пород субстрата. Наиболее интенсивным разрушение пород ледникового ложа этими процессами было на территории присводового участка Белорусской антеклизы и огибающих ее с севера низин. В результате экзарационного снижения поверхности и расширения доледниковых низин возникли гляциодепрессии, оформление которых как крупных глубоких котловинных ложбин стало возможным на регрессивном этапе, когда их заняли ледниковые лопасти. Подвижки лопастей привели к выдавливанию большого количества материала ложа из-под ледника, перемещению и нагромождению его в окаймлении котловин в виде скибовых надвигов, отторженцев, напорных конечных морен.

Троговые ложбины возникли в результате вклинивания выводных ледников в палеодолины или избирательной линейной эрозии в осевых частях выводных языков вдоль зон структурного ослабления, субпараллельных течению льда. Наиболее существенные черты морфологии (U-форма, появление впадин и поднятий на днище) троговые ложбины приобрели в период выдвигания выводных ледников. В районах развития скального ложа они сформированы плакингом и абразией, а на участках мягкого ледникового субстрата – выпаживанием, удалением оторванных глыб или надвиговых блоков. Многочисленные ложбины выдавливания, гляциокупола и складчато-чешуйчатые валы в склонах и днище троговых ложбин, которые расположены в центре и на западе Беларуси, могли возникнуть за счет интенсивного выдавливания мезокайнозойских отложений из-под ледниковых языков в краевые зоны на этапе деградации ледника. Путем срыва чешуй материала под небольшими выводными ледниковыми языками и отжатия его в краевую зону также образовались сечи у максимальной границы ледника и поперечные гляциотектонопары вдоль края Средненеманской и Налибокской лопастей.

Субгляциальные водно-эрозионные ложбины могли появиться в результате канализированной эрозии, переноса и аккумуляции отложений во время быстрых выбросов талых ледниковых вод из подледниковых озер. Субгляциальная водно-ледниковая эрозия наблюдалась в фазу сокращения ледникового покрова и проявилась в создании систем ложбин различной морфологии и ориентации под разными лопастями ледника.

Следует отметить, что большинство ложбин, особенно крупных, и все гляциодепрессии созданы не одним процессом, а комбинацией двух-трех и более процессов (ледниковая экзарация, выдавливание или водно-ледниковая эрозия), т. е. имеют полигенетическое происхождение.

Библиографические ссылки

1. Горецкий ГИ. *Особенности палеопотамологии ледниковых областей (на примере Белорусского Полесья)*. Минск: Наука и техника; 1980. 288 с.
2. 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.
3. Горецкий ГИ. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогенных отложений ледниковых областей. В: Горецкий ГИ, Кригер НИ, редакторы. *Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины*. Москва: Наука; 1967. с. 17–34.
4. Горецкий ГИ. *Аллювиальная летопись великого пра-Днепра*. Москва: Наука; 1970. 491 с.
5. Горецкий ГИ. Ложбины ледникового выпаживания и размыва в их связи с краевыми ледниковыми образованиями. В: Даниланс ИЯ, редактор. *Ледниковый морфогенез*. Рига: Зинатне; 1972. с. 19–39.
6. Горецкий ГИ. Об изучении генетических связей краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпаживания и размыва, гляциодислокаций и отторженцев. В: Асеев АА, Горецкий ГИ, Кригер НИ, Погуляев ДИ, Салов ИН, Шик СМ, редакторы. *Краевые образования материковых оледенений*. Москва: Наука; 1972. с. 64–69.
7. Гурский БН. Стратиграфические комплексы и основные черты палеогеографии нижнего и среднего антропогена. В: Левков ЭА, редактор. *Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии*. Минск: Наука и техника; 1973. с. 7–44.
8. Гурский БН. *Нижний и средний антропоген Белоруссии*. Минск: Наука и техника; 1974. 144 с.
9. Левков ЭА, Матвеев АВ, Махнач НА, Пасюкевич ВИ, Гурский БН, Илькевич ГИ и др. *Геология антропогена Белоруссии*. Гурский ГВ, редактор. Минск: Наука и техника; 1973. 152 с.
10. Мандер ЕП. *Антропогенные отложения и развитие рельефа Белоруссии = Anthropogene deposits and relief development of Byelorussia*. Минск: Наука и техника; 1973. 128 с.
11. Мандэр КП. Асаблівасці рэльефу ложа антрапагенавых адкладаў Беларускага Панямоння. У: Гарэцкі ГІ, Мандэр КП, Рунец ЯП, Зусь МЯ, Драмашка СР, Астапава СД і інш. *Даследаванні антрапагену Беларусі = Study of the Anthropogene of Byelorussia*. Кузняцоў УА, рэдактар. Мінск: Навука і тэхніка; 1978. с. 23–27.

12. Хурсевич ГК. Диатомеи из лихвинских отложений разреза скв. 7 у с. Гвозница Брестской области и их стратиграфическое и палеогеографическое значение. В: Кузнецов ВА, Хотько ЖП, редакторы. *Вопросы геологии, геохимии и геофизики земной коры Белоруссии. Материалы I научной конференции молодых ученых*. Минск: Наука и техника; 1975. с. 124–128.
13. Горецкий ГИ. *Палеогеоморфологические методы корреляции раннеплейстоценовых образований*. Минск: Наука и техника; 1982. 29 с.
14. Левков ЭА. *Гляциотектоника*. Минск: Наука и техника; 1980. 280 с.
15. Вальчик МА. Линейные формы в рельефе ложа антропогена Минской возвышенности как отражение движения древних ледников. В: Горецкий ГИ, Величkevич ФЮ, Зинова РА, редакторы. *Палеогеография кайнозоя Белоруссии*. Минск: Наука и техника; 1989. с. 19–25.
16. Вальчик МА, Зусь МЕ, Феденя ВМ, Карабанов АК. *Краевые образования Белорусской гряды*. Минск: Наука и техника; 1990. 162 с.
17. Зинова РА. Стратиграфия нижнеплейстоценовых отложений Припятско-Днепровской палеогеографической области Белоруссии. В: Алексеев МН, Никифорова КВ, редакторы. *Четвертичный период. Стратиграфия*. Москва: Наука; 1989. с. 43–48.
18. Карабанов АК. *Гродненская возвышенность: строение, рельеф, этапы формирования*. Минск: Наука и техника; 1987. 108 с.
19. Крутоус ЭА. *Палеогеография антропогена Белорусского Полесья*. Минск: Наука и техника; 1990. 143 с.
20. Матвеев АВ, Моисеенко ВФ, Илькевич ГИ, Левицкая РИ, Крутоус ЭА. *Рельеф Белорусского Полесья*. Минск: Наука и техника; 1982. 131 с.
21. Нечипоренко ЛА. *Условия залегания и тектоническая предопределенность антропогенного покрова Белоруссии*. Минск: Наука и техника; 1989. 114 с.
22. Феденя ВМ. О соотношении речных долин с ледниковыми ложбинами в пределах краевых ледниковых образований. В: Матвеев АВ, редактор. *Геология и гидрогеология кайнозоя Белоруссии*. Минск: Наука и техника; 1985. с. 105–113.
23. Якубовская ТВ. Строение и возраст Ведричских сечей. В: Зинова РА, редактор. *Плейстоцен Речицкого Приднепровья Белоруссии*. Минск: Наука и техника; 1986. с. 143–158.
24. Комаровский МЕ. *Палеоложбины Белорусского Поозерья*. Минск: БГУ; 2009. 183 с.
25. Комаровский МЕ, Хилькевич ЕВ. Соотношение между ледниковыми ложбинами и активными разломами на территории Беларуси. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология*. 2018;2:106–117.
26. Комаровский МЕ. Влияние соляных структур на заложение ледниковых ложбин в пределах Припятского прогиба (Беларусь). *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология*. 2020;1:60–74. DOI: 10.33581/2521-6740-2020-1-60-74.
27. 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.
28. 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.
29. Богомолова ЛИ, Рылова ТБ, Якубовская ТВ. Беловежские межледниковые отложения в стратотипическом разрезе у д. Борки. В: Вальчик МА, Санько АФ, редакторы. *Проблемы плейстоцена*. Минск: Наука и техника; 1985. с. 135–143.
30. Величkevич ФЮ. О новой находке флоры шкловского типа в Белоруссии. *Доклады Академии наук БССР*. 1985;29(4): 363–366.
31. Величkevич ФЮ, Рылова ТБ, Санько АФ, Феденя ВМ. *Березовский страторайон плейстоцена Беларуси*. Минск: Наука и техника; 1993. 148 с.
32. Вознячук ЛН, Пузанов ЛТ. К вопросу о геологическом возрасте отложений беловежского межледниковья. *Доклады Академии наук БССР*. 1967;11(8):713–716.
33. Махнач НА. Некоторые особенности нижнего плейстоцена Белоруссии. *Доклады Академии наук БССР*. 1957;1(1): 25–27.
34. Махнач НА. Стратиграфическое значение растительности раннего и начала среднего антропогена Белоруссии. В: Лукашев КИ, Цапенко ММ, Вознячук ЛН, редакторы. *Материалы по антропогену Белоруссии*. Минск: Издательство Академии наук БССР; 1961. с. 116–158.
35. Махнач НА, Хурсевич ГК, Логинова ЛП, Богомолова ЛН. Новые палеоботанические исследования древнеозерных плейстоценовых отложений разреза «Красная Дуброва». В: Ажгиревич ЛФ, Величkevич ФЮ, Зинова РА, редакторы. *Неогеновые отложения Белоруссии (стратиграфия, литология, геохимия)*. Минск: Наука и техника; 1982. с. 31–52.
36. Рылова ТБ, Якубовская ТВ. Беловежские межледниковые озера юга Белоруссии в свете палинологических и палеокарпологических данных. В: Раукас АВ, Саарсе ЛА, редакторы. *История озер в СССР. Том 2*. Таллин: АН ЭССР; 1983. с. 171–172.
37. Якубовская ТВ, Савченко ИЕ, Бадяй ВВ, Кожин ВД, Феденя СА. Отложения и флора беловежского межледниковья на востоке Беларуси. *Доклады Национальной академии наук Беларуси*. 2005;49(6):91–97.
38. Комаровский МЕ. *Минская и Ошмянская возвышенности*. Минск: Институт геологических наук Академии наук Беларуси; 1996. 128 с.
39. Комаровский МЕ, Комаровская ОА. Морфогенетическая классификация ледниковых ложбин Белорусского Поозерья. *Доклады Национальной академии наук Беларуси*. 2006;50(5):117–122.
40. Гайгалас АИ, Мелешите АИ. Погребенные палеоврезы на территории Балтийского региона и формирование плейстоценовых морен. В: Алексеев МН, редактор. *Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин*. Москва: Наука; 1984. с. 187–192.
41. Горецкий ГИ. Типы антропогенных переуглублений (на примере некоторых районов Неманского бассейна). В: Левков ЭА, редактор. *Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии*. Минск: Наука и техника; 1973. с. 95–127.
42. Даниланс ИЯ. *Четвертичные отложения Латвии*. Рига: Зинатне; 1973. 312 с.
43. Грягалис АА, редактор. *Погребенные палеоврезы поверхности дочетвертичных пород южной Прибалтики*. Вильнюс: Мокслас; 1976. 140 с.

44. Lindner L, Marks L. Pleistocene stratigraphy of Poland and its correlation with stratotype sections in the Volhynian Upland (Ukraine). *Geochronometria*. 2008;31:31–37. DOI: 10.2478/v10003-008-0014-9.
45. 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.
46. Глушков БВ. *Донской ледниковый язык*. Воронеж: Издательство Воронежского университета; 2001. 166 с.
47. Грищенко МН. *Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона*. Москва: Наука; 1976. 227 с.
48. Либерман ЮН, Шулейкина ЕА. Нижнеплейстоценовые погребенные озера Польнолапинской группы. В: Раукас АВ, Саарсе ЛА, редакторы. *История озер в СССР. Том 2*. Таллин: АН ЭССР; 1983. с. 108–110.
49. Маудина МИ. Явления ледникового выпадения и сопряженные с ними озено-камовые образования на северо-западе Тамбовской области. В: *Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов европейской части СССР. Выпуск 6. Труды юбилейной научно-технической конференции, посвященной 50-летию Территориального геологического управления центральных районов (стратиграфия, литология, тектоника)*. Москва: Приокское книжное издательство; 1970. с. 207–210.
50. Писарева ВВ, Судакова НГ, Анциферова ГА. Рославльский межледниковый водоем в районе д. Бибирево Ивановской области. В: Хомутова ВИ, Давыдова НН, Раукас АВ, Румянцев ВА, редакторы. *История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины*. Санкт-Петербург: Наука; 1998. с. 309–322.
51. Шик СМ, Бирюков ИП, Писарева ВВ, Анциферова ГА. Палеозера Рославльского стратотипического района. В: Хомутова ВИ, Давыдова НН, Раукас АВ, Румянцев ВА, редакторы. *История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины*. Санкт-Петербург: Наука; 1998. с. 299–309.
52. Velichko AA, Faustova MA, Gribchenko YuN, Pisareva VV, Sudakova NG. Glaciations of the East European Plain – distribution and chronology. *Developments in Quaternary Sciences*. 2004;2(part 1):337–354. DOI: 10.1016/S1571-0866(04)80083-6.
53. Матвеев АВ. *История формирования рельефа Белоруссии*. Минск: Наука і тэхніка; 1990. 143 с.
54. Астапова СД. Корреляция и расчленение моренных отложений краевых ледниковых образований Белорусской гряды по данным минералого-геохимических исследований. В: Горецкий ГИ, Астапова СД, Вальчик МА, Величневич 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.
55. Гайгалас АИ. Особенности крупнообломочного материала разновозрастных морен плейстоцена юго-восточной Литвы и возможность истолкования их для стратиграфии. В: Гарункштис АА, редактор. *Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Выпуск 2*. Вильнюс: Минтис; 1965. с. 104–156.
56. Гайгалас АИ, Раукас АВ. Распространение руководящих валунов в плейстоценовых моренах Прибалтики. В: Громов ВИ, редактор. *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. Номер 30*. Москва: Наука; 1965. с. 128–135.
57. Гайгалас АИ. *Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы*. Вильнюс: Мокслас; 1979. 98 с.
58. Астапова СД. Особенности состава локальной морены, залегающей на породах Белорусского массива. В: Кузнецов ВА, редактор. *Геология и геохимия антропогена Белоруссии*. Минск: Наука и техника; 1974. с. 131–147.
59. Астапова СД, Зинова РА. Строение, условия залегания и состав моренных отложений южной части Белорусского Приднепровья. В: Дромашко СГ, редактор. *Геологические исследования кайнозоя Белоруссии*. Минск: Наука и техника; 1981. с. 139–144.
60. Астапова СД. Минералогия и геохимия морен Ведричской палеогеографической арены. В: Зинова РА, редактор. *Плейстоцен Речицкого Приднепровья Белоруссии*. Минск: Наука и техника; 1986. с. 17–29.
61. Астапова СД. Вещественный состав морен Наревской ледниковой ложбины и его значение для палеогеографии. В: Горецкий ГИ, Величневич ФЮ, Зинова РА, редакторы. *Палеогеография кайнозоя Белоруссии*. Минск: Наука и техника; 1989. с. 5–13.
62. Астапова СД. Эволюция вещественного состава морен Беларуси. В: Величневич ФЮ, Хурсевич ГК, Санько АФ, Рылова ТБ, Астапова СД, Зинова РА и др. *Эволюция природного процесса в плейстоцене Беларуси*. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси; 2000. с. 64–91.
63. Козлов ВМ. *Отчет о комплексной геолого-гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1 : 50 000 для целей мелиорации в бассейне среднего течения р. Березины*. Минск: Неманско-Днепровская гидрогеологическая партия; 1980. 360 с.
64. Олийниченко ВС, Козлов ВМ, Козлова ЖН, Зельская АИ. *Отчет о комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1 : 50 000 с инженерно-геологическими исследованиями по водосборам верховьев рек Нарев, Россь, Зельвянка и Гривда. Том 3. Табличные приложения*. Бобруйск: Полесская гидрогеологическая партия; 1970. 287 с.
65. Овчаренко ЛВ, Зельская ЛН. *Отчет о специализированной комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1 : 50 000 с инженерно-геологическими исследованиями по водосборам Огинского канала и верхнего течения рек Щары и Вислицы*. Бобруйск: Полесская гидрогеологическая партия; 1969. 577 с.
66. Копцеў АІ. Некаторыя рэзультаты супастаўлення мінералагічнага саставу дачацвярцічных і чацвярцічных адкладанняў Беларусі. *Весті Акадэміі навук БССР. Серыя фізіка-тэхнічных навук*. 1960;4:75–84.
67. Гайгалас АИ, Балтрунас ВА. Статистический корреляционный анализ состава морен для целей стратиграфического расчленения и сопоставления разрезов. В: Силаков ВН, редактор. *Комплексное изучение опорных разрезов нижнего и среднего плейстоцена европейской части СССР*. Москва: Наука; 1981. с. 132–136.
68. Феденя ВМ, Рылова ТБ. Новые данные о стратиграфическом положении беловежских межледниковых отложений в разрезе «Борки». *Доклады Академии наук БССР*. 1987;31(2):168–171.
69. Грибко АВ. *Морфология и генезис линейных переуглублений ложа антропогенных отложений в областях покровных оледенений (на примере Белорусской гряды)* [диссертация]. Москва: [б. и.]; 1989. 204 с.
70. Benn DI, Evans DJA. *Glaciers and glaciation*. 2nd edition. London: Hodder Education; 2010. 801 p.
71. Aber JS, Ber A. *Glaciotectonism*. Amsterdam: Elsevier; 2007. 246 p. (Developments in Quaternary science; volume 6).
72. Boulton GS. Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *Journal of Glaciology*. 1996;42(140):43–62. DOI: 10.3189/s0022143000030525.
73. Amerson BE, Montgomery DR, Meyer G. Relative size of fluvial and glaciated valleys in central Idaho. *Geomorphology*. 2008;93(3–4):537–547. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.04.001.

74. Evans DJA. Glacitectonic structures and landforms. In: Elias SA, Mock CJ, editors. *Encyclopedia of Quaternary science*. 2nd edition. [S. l.]: Elsevier; 2013. p. 839–845.
75. Harbor JM. Development of glacial-valley cross sections under conditions of spatially variable resistance to erosion. *Geomorphology*. 1995;14(2):99–107. DOI: 10.1016/0169-555X(95)00051-1.
76. van der Wateren FM. *Structural geology and sedimentology of push moraines. Processes of soft sediment deformation in a glacial environment and the distribution of glaciotectionic styles*. [S. l.]: [s. n.]; 1995. 168 p. (Mededelingen Rijks Geologische Dienst; number 54).
77. Горещкий ГИ. Сеши – палеогеографические арены глубоких ледниковых ложбин, выполненные полностью или частично древними моренами. В: Алексеев МН, редактор. *Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин*. Москва: Наука; 1984. с. 172–175.
78. Горещкий ГИ, Астапова СД, Шемпель РВ, Дромашко СГ, Шиманович СЛ, Кузнецов ВА и др. *Вещественный состав и микроэлементы группы железа антропогенных отложений Белорусского Понеманья*. Дромашко СГ, редактор. Минск: Наука и техника; 1978. 294 с.
79. Aver JS, Croot DG, Fenton MM. *Glaciotectonic landforms and structures*. Dordrecht: Kluwer; 1989. 200 p.
80. Bennet MR. The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth-Science Reviews*. 2001;53(3–4): 197–236. DOI: 10.1016/S0012-8252(00)00039-8.
81. Комаровский МЕ, Хилькевич ЕВ. Влияние термических условий в ложе последнего ледникового покрова на распределение ледниковых ложбин Белорусского Поозерья. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология*. 2022;1:101–115. DOI: 10.33581/2521-6740-2022-1-101-115.

References

1. Goretsky GI. *Osobennosti paleopotamologii lednikovyykh oblastei (na primere Belorusskogo Poneman'ya)* [Paleopotamological peculiarities of the glaciated areas (after the example of Belarusian part of the Neman Basin)]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1980. 288 p. Russian.
2. 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.
3. Goretsky GI. [On the origin and age of deep valley-like depressions in the relief of the bed of Quaternary deposits of glacial regions]. In: Goretsky GI, Kriger NI, editors. *Nizhnii pleistotsen lednikovyykh raionov Russkoi ravniny* [Lower Pleistocene of glacial regions of the Russian Plain]. Moscow: Nauka; 1967. p. 17–34. Russian.
4. Goretsky GI. *Allyuvial'naya letopis' velikogo pra-Dniepra* [Alluvial annals of the great pra-Dnieper]. Moscow: Nauka; 1970. 491 p. Russian.
5. Goretsky GI. [Exaration and tunnel valleys in their connection with ice-marginal features]. In: Danilans IYa, editor. *Lednikovyyi morfogenez* [Glacial morphogenesis]. Riga: Zinatne; 1972. p. 19–39. Russian.
6. Goretsky GI. [On the study of genetic relationships between ice-marginal features, glacial valleys, glacioidislocations and erratic masses]. In: Aseev AA, Goretsky GI, Kriger NI, Pogulyaev DI, Salov IN, Shik SM, editors. *Kraevye obrazovaniya materikovyykh oledeneni* [Ice-contact features of continental glaciations]. Moscow: Nauka; 1972. p. 64–69. Russian.
7. Gursky BN. [Stratigraphic complexes and main features of the paleogeography of the Lower and Middle Pleistocene]. In: Levkov EA, editor. *Problemy paleogeografii antropogena Belorussii* [Problems of paleogeography of the Pleistocene of Belarus]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1972. p. 7–44. Russian.
8. Gursky BN. *Nizhnii i srednii antropogen Belorussii* [Lower and Middle Anthropogene of Belarus]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1974. 144 p. Russian.
9. Levkov EA, Matveev AV, Makhnach NA, Pasyukevich VI, Gursky BN, Il'kevich GI, et al. *Geologiya antropogena Belorussii* [Geology of the Anthropogene of Belarus]. Gursky GV, editor. Minsk: Nauka i tekhnika; 1973. 152 p. Russian.
10. Mander EP. *Anthropogene deposits and relief development of Byelorussia*. Minsk: Nauka i tekhnika; 1973. 128 p. Russian.
11. Mandjer KP. [Peculiarities of relief of the Anthropogene deposits bed of Belarusian part of the Niemen Basin]. In: Garjecki GI, Mandjer KP, Runec JaP, Zus' MJa, Dramashka SR, Astapava SD, et al. *Study of the Anthropogene of Byelorussia*. Kuznjacow UA, editor. Minsk: Nauka i tekhnika; 1978. p. 23–27. Belarusian.
12. Khursevich GK. [Diatoms from the Likhvinian deposits of the borehole 7 at village of Gvoznitsa of the Brest Region and their stratigraphic and paleogeographical significance]. In: Kuznetsov VA, Khot'ko ZhP, editors. *Voprosy geologii, geokhimii i geofiziki zemnoi kory Belorussii* [Questions of geology, geochemistry and geophysics of the Earth's crust in Belarus]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1975. p. 124–128. Russian.
13. Goretsky GI. *Paleogeomorfologicheskie metody korrelyatsii rannepleistotsenovykh obrazovani* [Paleogeomorphological methods of correlation of Early Pleistocene deposits]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1982. 29 p. Russian.
14. Levkov EA. *Glyatsiotektonika* [Glaciotectonics]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1980. 280 p. Russian.
15. Val'chik MA. [Linear forms in the Quaternary bed relief of the Minsk Highland as a reflection of the ancient glaciers movement]. In: Goretsky GI, Velichkevich FYu, Zinova RA, editors. *Paleogeografiya kainozoya Belorussii* [Paleogeography of the Cenozoic of Belarus]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1989. p. 19–25. Russian.
16. Val'chik MA, Zus' ME, Fedenya VM, Karabanov AK. *Kraevye obrazovaniya Belorusskoi gryady* [Ice-marginal features of the Belarusian Ridge]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1990. 162 p. Russian.
17. Zinova RA. [Stratigraphy of the Lower Pleistocene deposits of the Pripyat-Dnieper paleogeographic region of Belarus]. In: Alekseev MN, Nikiforova KV, editors. *Chetvertichnyi period. Stratigrafiya* [Quaternary period. Stratigraphy]. Moscow: Nauka; 1989. p. 43–48. Russian.
18. Karabanov AK. *Grodnenskaya vozvyshennost': stroenie, rel'ef, etapy formirovaniya* [The Grodno Highland: structure, relief and formation stages]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1987. 108 p. Russian.
19. Krutous EA. *Paleogeografiya antropogena Belorusskogo Poles'ya* [Paleogeography of the Anthropogene of the Belarusian Polesye]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1990. 143 p. Russian.

20. Matveev AV, Moiseenko VF, Il'kevich GI, Levitskaya RI, Krutous EA. *Rel'ef Belorusskogo Poles'ya* [Relief of Belarusian Polesye]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1982. 131 p. Russian.
21. Nechiporenko LA. *Usloviya zaleganiya i tektonicheskaya predopredelenost' antropogenovogo pokrova Belorussii* [Conditions of occurrence and tectonic predetermination of the Anthropogene cover of Belarus]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1989. 114 p. Russian.
22. Fedenya VM. [On the relationship between river valleys and glacial incisions within ice marginal features]. In: Matveev AV, editor. *Geologiya i gidrogeologiya kainozoya Belorussii* [Geology and hydrogeology of the Cenozoic of Belarus]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1985. p. 105–113. Russian.
23. Yakubovskaya TV. [The structure and age of the Vedrich hill-hole pair]. In: Zinova RA, editor. *Pleistotsen Rechitskogo Pridneprov'ya Belorussii* [Pleistocene of the Rechitsa region of the Dnieper Basin of Belarus]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1986. p. 143–158. Russian.
24. Komarovskiy ME. *Paleolozhbiny Belorusskogo Poozer'ya* [Palaeo-valleys in the Belarusian Poozerye area]. Minsk: Belarusian State University; 2009. 183 p. Russian.
25. Komarovskiy ME, Khilkevich EV. Correlation between glacial valleys and active faults in Belarus. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology*. 2018;2:106–117. Russian.
26. Komarovskiy ME. Influence of salt structures on the location of glacial valleys within the Pripyat Trough (Belarus). *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology*. 2020;1:60–74. Russian. DOI: 10.33581/2521-6740-2020-1-60-74.
27. Komarovskiy ME. The importance of topography in the occurrence of glacial valleys in Belarus. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology*. 2021;1:93–106. Russian. DOI: 10.33581/2521-6740-2021-1-93-106.
28. Komarovskiy ME, Semianiuk AS. Significance of bedrock structure and lithology for the glacial valleys distribution and genesis in Belarus. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology*. 2020;2:78–90. Russian. DOI: 10.33581/2521-6740-2020-2-78-90.
29. Bogomolova LI, Rylova TB, Yakubovskaya TV. [Belovezhian interglacial deposits in the stratotype section near the village of Borki]. In: Val'chik MA, Sanko AF, editors. *Problemy pleistotsena* [Problems of Pleistocene]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1985. p. 135–143. Russian.
30. Velichkevich FYu. [On a new discovery of the Shklov type flora in Belarus]. *Doklady Akademii nauk BSSR*. 1985;29(4):363–366. Russian.
31. Velichkevich FYu, Rylova TB, Sanko AF, Fedenya VM. [Berezovsky key region of the Pleistocene of Belarus]. Minsk: Navuka i tjechnika; 1993. 148 p. Russian.
32. Voznyachuk LN, Puzanov LT. [On the question of the geological age of the Belovezhian interglacial deposits]. *Doklady Akademii nauk BSSR*. 1967;11(8):713–716. Russian.
33. Makhnach NA. [Some features of the Lower Pleistocene of Belarus]. *Doklady Akademii nauk BSSR*. 1957;1(1):25–27. Russian.
34. Makhnach NA. [Stratigraphic significance of vegetation of the Early and Early Middle Anthropogene in Belarus]. In: Lukashev KI, Tsapenko MM, Voznyachuk LN, editors. *Materialy po antropogenu Belorussii* [Materials on the Anthropogene of Belarus]. Minsk: Izdatel'stvo Akademii nauk BSSR; 1961. p. 116–158. Russian.
35. Makhnach NA, Khursevich GK, Loginova LP, Bogomolova LN. [New paleobotanical studies of ancient lacustrine Pleistocene deposits of the Krasnaya Dubrova section]. In: Azhgirevich LF, Velichkevich FYu, Zinova RA, editors. *Neogenovye otlozheniya Belorussii (stratigrafiya, litologiya, geokhimiya)* [Neogene deposits of Belarus (stratigraphy, lithology, geochemistry)]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1982. p. 31–52. Russian.
36. Rylova TB, Yakubovskaya TV. [Belovezhian interglacial lakes in the south of Belarus in the light of palynological and paleocarpological data]. In: Raukas AV, Saarse LA, editors. *Istoriya ozer v SSSR. Tom 2* [History of lakes in the USSR. Volume 2]. Tallinn: Academy of Sciences of the Estonian Soviet Socialist Republic; 1983. p. 171–172. Russian.
37. Yakubovskaya TV, Savchenko IE, Badyai VV, Kozhin VD, Fedenya SA. [Deposits and flora of the Belovezhian interglacial in the east of Belarus]. *Doklady of the National Academy of Sciences of Belarus*. 2005;49(6):91–97. Russian.
38. Komarovskiy ME. *Minskaya i Oshmyanskaya vozvyshehnosti* [Minsk and Oshmyany uplands]. Minsk: Institute of Geological Sciences of the Academy of Sciences of Belarus; 1996. 128 p. Russian.
39. Komarovskiy ME, Komarovskaya OA. [Morphogenetic classification of glacial incisions of the Belarusian Poozerye area]. *Doklady of the National Academy of Sciences of Belarus*. 2006;50(5):117–122. Russian.
40. Gaigalas AI, Meleshite AI. [Buried paleoincisions in the territory of the Baltic Region and the formation of Pleistocene moraines]. In: Alekseev MN, editor. *Vozrast i genezis pereuglublenii na shel'fakh i istoriya rechnykh dolin* [Age and genesis of overdeepenings on the shelves and the history of river valleys]. Moscow: Nauka; 1984. p. 187–192. Russian.
41. Goretzky GI. [Types of Anthropogene overdeepening (on the example of some areas of the Neman Basin)]. In: Levkov EA, editor. *Problemy paleogeografii antropogena Belorussii* [Problems of paleogeography of the Anthropogene of Belarus]. Minsk: Navuka i tjechnika; 1973. p. 95–127. Russian.
42. Danilans IYa. *Chetvertichnye otlozheniya Latvii* [Quaternary deposits of Latvia]. Riga: Zinatne; 1973. 312 p. Russian.
43. Gryagyalis AA, editor. *Pogrebennye paleovrezy poverkhnosti dochetvertichnykh porod yuzhnoi Pribaltiki* [Buried paleoincisions of the pre-Quaternary rocks surface of the Southern Baltic]. Vilnius: Mokslas; 1976. 140 p. Russian.
44. Lindner L, Marks L. Pleistocene stratigraphy of Poland and its correlation with stratotype sections in the Volhynian Upland (Ukraine). *Geochronometria*. 2008;31:31–37. DOI: 10.2478/v10003-008-0014-9.
45. Velichko AA, Pisareva VV, Faustova MA. Glaciations and interglacials of East European Plain in the Early and Middle Pleistocene. *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2005;13(2):84–102. Russian.
46. Glushkov BV. *Donskoi lednikoviy yazyk* [Don glacial tongue]. Voronezh: Izdatel'stvo Voronezhskogo universiteta; 2001. 166 p. Russian.
47. Grishchenko MN. *Pleistotsen i golotsen basseina Verkhnego Dona* [Pleistocene and holocene of the Upper Don Basin]. Moscow: Nauka; 1976. 227 p. Russian.
48. Lieberman YuN, Shuleikina EA. [Lower Pleistocene buried lakes of the Polnolapinskaya group]. In: Raukas AV, Saarse LA, editors. *Istoriya ozer v SSSR. Tom 2* [History of lakes in the USSR. Volume 2]. Tallinn: Academy of Sciences of the Estonian Soviet Socialist Republic; 1983. p. 108–110. Russian.
49. Maudina MI. [Phenomena of glacial exaration and associated esker-kame forms in the north-west of the Tambov Region]. In: *Materialy po geologii i poleznym iskopaemym tsestral'nykh raionov evropeiskoi chasti SSSR. Vypusk 6. Trudy yubileinoi nauch-*

no-tekhnicheskoi konferentsii, posvyashchennoi 50-letiyu Territorial'nogo geologicheskogo upravleniya tsentral'nykh raionov (stratigrafiya, litologiya, tektonika) [Materials on geology and mineral resources of the central regions of the European part of the USSR. Issue 6. Proceedings of the anniversary scientific and technical conference dedicated to the 50th anniversary of the Territorial Geological Administration of the Central Regions (stratigraphy, lithology, tectonics)]. Moscow: Priokskoe knizhnoe izdatel'stvo; 1970. p. 207–210. Russian.

50. Pisareva VV, Sudakova NG, Antsiferova GA. [Roslavl interglacial lake near the village of Bibirevo, Ivanovo Region]. In: Khomutova VI, Davydova NN, Raukas AV, Rummyantsev VA, editors. *Istoriya pleistotsenovykh ozer Vostochno-Evropeiskoi ravniny* [History of the Pleistocene lakes of the East European Plain]. Saint Petersburg: Nauka; 1998. p. 309–322. Russian.

51. Shik SM, Biryukov IP, Pisareva VV, Antsiferova GA. [Paleolakes of the Roslavl stratotype region]. In: Khomutova VI, Davydova NN, Raukas AV, Rummyantsev VA, editors. *Istoriya pleistotsenovykh ozer Vostochno-Evropeiskoi ravniny* [History of the Pleistocene lakes of the East European Plain]. Saint Petersburg: Nauka; 1998. p. 299–309. Russian.

52. Velichko AA, Faustova MA, Gribchenko YuN, Pisareva VV, Sudakova NG. Glaciations of the East European Plain – distribution and chronology. *Developments in Quaternary Sciences*. 2004;2(part 1):337–354. DOI: 10.1016/S1571-0866(04)80083-6.

53. Matveev AV. *Istoriya formirovaniya rel'efa Belorussii* [History of Belarusian relief formation]. Minsk: Navuka i tjechnika; 1990. 143 p. Russian.

54. Astapova SD. [Correlation and subdivision of moraine deposits of the ice-marginal features of the Belarusian Ridge according to the data of mineralogical and geochemical studies]. In: Goretsky GI, Astapova SD, Valchik MA, Velichkevich FYu, Voznyachuk LN, Dromashko SG, et al. *Kompleksnoe izuchenie lednikovoi formatsii i kraevykh lednikovyykh obrazovaniy Belorussii s tsel'yu ikh global'noi korrelyatsii* [Comprehensive study of the glacial formation and marginal glacial formations of Belarus with the aim of their global correlation]. Minsk: Institute of Geochemistry and Geophysics of the Academy of Sciences of the BSSR; 1980. p. 109–154. Russian.

55. Gaigalas AI. [Peculiarities of coarse elastic material of Pleistocene moraines of different ages in southeastern Lithuania and the possibility of interpreting them for stratigraphy]. In: Garunkshtis AA, editor. *Stratigrafiya chetvertichnykh otlozhenii i paleogeografiya antropogena yugo-vostochnoi Litvy. Vypusk 2* [Stratigraphy of Quaternary deposits and paleogeography of the Anthropogene of southeastern Lithuania. Issue 2]. Vilnius: Mintis; 1965. p. 104–156. Russian.

56. Gaigalas AI, Raukas AV. [Distribution of indicator erratics in the Pleistocene moraines of the Baltic]. In: Gromov VI, editor. *Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda. Nomer 30* [Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period. Number 30]. Moscow: Nauka; 1965. p. 128–135. Russian.

57. Gaigalas AI. *Glyatsiodimentatsionnye tsikly pleistotsena Litvy* [Glaciodimentation cycles of the Pleistocene of Lithuania]. Vilnius: Mokslas; 1979. 98 p. Russian.

58. Astapova SD. [Peculiarities of the composition of the local moraine overlying the rocks of the Belarusian Massif]. In: Kuznetsov VA, editor. *Geologiya i geokhimiya antropogena Belorussii* [Geology and geochemistry of the Anthropogene of Belarus]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1974. p. 131–147. Russian.

59. Astapova SD, Zinova RA. [Structure, occurrence conditions and composition of morainic deposits in the southern part of the Belarusian Dnieper region]. In: Dromashko SG, editor. *Geologicheskie issledovaniya kainozoya Belorussii* [Geological studies of the Cenozoic of Belarus]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1981. p. 139–144. Russian.

60. Astapova SD. [Mineralogy and geochemistry of moraines of the Vedrichskaya paleogeographical arena]. In: Zinova RA, editor. *Pleistotsen Rechitskogo Pridneprov'ya Belorussii* [Pleistocene of the Rechitsa region of the Dnieper Basin of Belarus]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1986. p. 17–29. Russian.

61. Astapova SD. [The fabric composition of the moraines of the Narev glacial valley and its significance for paleogeography]. In: Goretsky GI, Velichkevich FYu, Zinova RA, editors. *Paleogeografiya kainozoya Belorussii* [Paleogeography of the Cenozoic of Belarus]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1989. p. 5–13. Russian.

62. Astapova SD. [Evolution of the material composition of moraines in Belarus]. In: Velichkevich FYu, Khursevich GK, Sanko AF, Rylova TB, Astapova SD, Zinova RA, et al. *Evolutsiya prirodnogo protsessa v pleistotsene Belorussii* [Evolution of the natural process in the Pleistocene of Belarus]. Minsk: Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Belarus; 2000. p. 64–91. Russian.

63. Kozlov VM. *Otchet o kompleksnoi geologo-gidrogeologicheskoi i inzhenerno-geologicheskoi s'emke masshtaba 1 : 50 000 dlya tselei melioratsii v basseine srednego techeniya r. Bereziny* [Report on the integrated geological-hydrogeological and engineering-geological survey at a scale of 1 : 50 000 for the purposes of melioration in the basin of the middle reaches of the Berezina River]. Minsk: Nemansko-Dneprovskaya gidrogeologicheskaya partiya; 1980. 360 p. Russian.

64. Oliinichenko VS, Kozlov VM, Kozlova ZhN, Zelskaya AI. *Otchet o kompleksnoi geologo-gidrogeologicheskoi s'emke masshtaba 1 : 50 000 s inzhenerno-geologicheskimi issledovaniyami po vodosboram verkhov'ev rek Narev, Ross', Zel'vyanka i Grivda. Tom 3. Tablichnye prilozheniya* [Report on the integrated geological and hydrogeological survey at a scale 1 : 50 000 with engineering and geological studies on the catchment areas of the headwaters of the Narev, Ross, Zelvyanka and Grivda rivers. Volume 3. Tabular applications]. Bobruisk: Poleskaya gidrogeologicheskaya partiya; 1970. 287 p. Russian.

65. Ovcharenko LV, Zelskaya LN. *Otchet o spetsializirovannoi kompleksnoi geologo-gidrogeologicheskoi s'emke masshtaba 1 : 50 000 s inzhenerno-geologicheskimi issledovaniyami po vodosboram Oginskogo kanala i verkhnego techeniya rek Shchary i Vislitsy* [Report on a specialised complex geological and hydrogeological survey at a scale 1 : 50 000 with engineering and geological studies for the watersheds of the Oginsky Canal and the upper reaches of the Shcharya and Vislitsa rivers]. Bobruisk: Poleskaya gidrogeologicheskaya partiya; 1969. 577 p. Russian.

66. Kopcev AI. [Some results of comparison of the mineralogical composition of pre-Quaternary and Quaternary deposits in Belarus]. *Vesci Akademii navuk BSSR. Seriya fizika-tjechnichnykh navuk*. 1960;4:75–84. Belarusian.

67. Gaigalas AI, Baltrunas VA. [Statistical correlation analysis of the composition of moraines for the purposes of stratigraphic subdivision and comparison of sections]. In: Silakov VN, editor. *Kompleksnoe izuchenie opornykh razrezov nizhnego i srednego pleistotsena evropeiskoi chasti SSSR* [Comprehensive study of reference sections of the Lower and Middle Pleistocene of the European part of the USSR]. Moscow: Nauka; 1981. p. 132–136. Russian.

68. Fedenya VM, Rylova TB. [New data on the stratigraphic position of the Belovezhian interglacial deposits in the Borki section]. *Doklady Akademii nauk BSSR*. 1987;31(2):168–171. Russian.

69. Gribko AV. *Morfologiya i genezis lineinykh pereuglublenii lozha antropogenovykh otlozhenii v oblastiakh pokrovnykh oledeneni (na primere Belorusskoi gryady)* [Morphology and genesis of the linear gullies in bedrock within the areas of former ice sheets (after the example of the Belarusian Ridge)] [dissertation]. Moscow: [s. n.]; 1989. 204 p. Russian.

70. Benn DI, Evans DJA. *Glaciers and glaciation*. 2nd edition. London: Hodder Education; 2010. 801 p.
71. Aber JS, Ber A. *Glaciotectonism*. Amsterdam: Elsevier; 2007. 246 p. (Developments in Quaternary science; volume 6).
72. Boulton GS. Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *Journal of Glaciology*. 1996;42(140):43–62. DOI: 10.3189/s0022143000030525.
73. Amerson BE, Montgomery DR, Meyer G. Relative size of fluvial and glaciated valleys in central Idaho. *Geomorphology*. 2008;93(3–4):537–547. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.04.001.
74. Evans DJA. Glaciotectonic structures and landforms. In: Elias SA, Mock CJ, editors. *Encyclopedia of Quaternary science*. 2nd edition. [S. l.]: Elsevier; 2013. p. 839–845.
75. Harbor JM. Development of glacial-valley cross sections under conditions of spatially variable resistance to erosion. *Geomorphology*. 1995;14(2):99–107. DOI: 10.1016/0169-555X(95)00051-1.
76. van der Wateren FM. *Structural geology and sedimentology of push moraines. Processes of soft sediment deformation in a glacial environment and the distribution of glaciotectonic styles*. [S. l.]: [s. n.]; 1995. 168 p. (Mededelingen Rijks Geologische Dienst; number 54).
77. Goretsky GI. [Seshchi – paleogeographic arenas of deep glacial valleys, filled in whole or in part by ancient moraines]. In: Alekseev MN, editor. *Vozrast i genezis pereuglublenii na shel'fakh i istoriya rechnykh dolin* [Age and genesis of overdeepening on the shelves and the history of river valleys]. Moscow: Nauka; 1984. p. 172–175. Russian.
78. Goretsky GI, Astapova SD, Shempel RV, Dromashko SG, Shimanovich SL, Kuznetsov VA, et al. *Veshchestvennyi sostav i mikroelementy gruppy zheleza antropogenovykh otlozhenii Belorusskogo Ponemanye* [The material composition and trace elements of the iron group of Anthropogene deposits of the Belarusian Ponemanye]. Dromashko SG, editor. Minsk: Nauka i tekhnika; 1978. 294 p. Russian.
79. Aber JS, Croot DG, Fenton MM. *Glaciotectonic landforms and structures*. Dordrecht: Kluwer; 1989. 200 p.
80. Bennet MR. The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth-Science Reviews*. 2001;53(3–4): 197–236. DOI: 10.1016/S0012-8252(00)00039-8.
81. Komarovskiy ME, Khilkevich EV. Influence of the thermal conditions within the bed of the last ice sheet on the distribution of glacial valleys of the Belarusian Poozerie area. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology*. 2022;1:101–115. Russian. DOI: 10.33581/2521-6740-2022-1-101-115.

Получена 11.05.2022 / исправлена 07.07.2022 / принята 26.09.2022.
Received 11.05.2022 / revised 07.07.2022 / accepted 26.09.2022.