



УДК 551.43(476)

*Н.Ф. Гречаник, А.В. Матвеев, М.А. Богдасаров*

## **ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПОДЛЯССКО-БРЕСТСКОЙ ВПАДИНЫ**

В статье на основании анализа особенностей строения четвертичных отложений реконструированы основные этапы формирования рельефа на территории восточной части Подляско-Брестской впадины, охарактеризованы факторы рельефообразования и подчеркнута важнейшая роль ледниковых покровов в моделировании земной поверхности.

Земная поверхность территории восточной части Подляско-Брестской впадины имеет длительную и сложную историю формирования. Однако говорить относительно достоверно об особенностях развития рельефа можно только для неогенового и четвертичного этапов, хотя несомненна предопределенность заложения некоторых современных долин и других черт орографии процессами, протекавшими в палеогене и более ранних этапах геоморфологической истории [1].

После регрессии палеогеновых морей на характеризуемой территории установился континентальный режим, который существует без перерывов до настоящего времени. Для характеристики облика земной поверхности, сформировавшейся к концу неогенового периода, была построена схема (рисунок 1), которая отражает распространение наиболее крупных форм рельефа. Для ее создания использовалась карта изогипс поверхности ложа четвертичного покрова [2], с которой сняты линейные ледниковые и эрозионные врезы, некоторые другие формы микро- и мезорельефа плейстоценового времени и внесены изменения в рисовку изолиний с учетом установленных особенностей общей экзарации коренных пород на территории Беларуси [3].

Судя по схеме, к концу неогенового этапа колебание абсолютных отметок поверхности юго-западной Беларуси было меньше современного. Относительно приподнятое положение занимала южная часть региона, где высоты достигли 120 м. На фоне общего наклона к северу выделяется своеобразная волнистость поверхности, обусловленная чередованием субширотно вытянутых поднятий и понижений. При этом расчлененность рельефа возрастала в северном направлении. Основные отрицательные формы, в пределах которых могли формироваться реки и озера, прослеживаются по следующим направлениям: севернее г. Малорита – д. Дивин (относительная глубина 10–20 м); гг. Брест – Жабинка – Береза (20–40 м); долина Нарева – южнее г. п. Ружаны (30–40 м).

В конце неогенового периода юго-западная часть Беларуси представляла собой плоскую и заболоченную равнину. В четвертичное время на эту территорию неоднократно вторгались материковые ледниковые покровы, экзарационная и особенно аккумулятивная деятельность которых в значительной степени определила своеобразие современной орографии. Для более подробной характеристики процессов морфогенеза и эволюции рельефа целесообразно четвертичный период геоморфологической истории рассмотреть по этапам, соответствующим наиболее крупным подразделениям стратиграфической схемы [1; 4; 5].

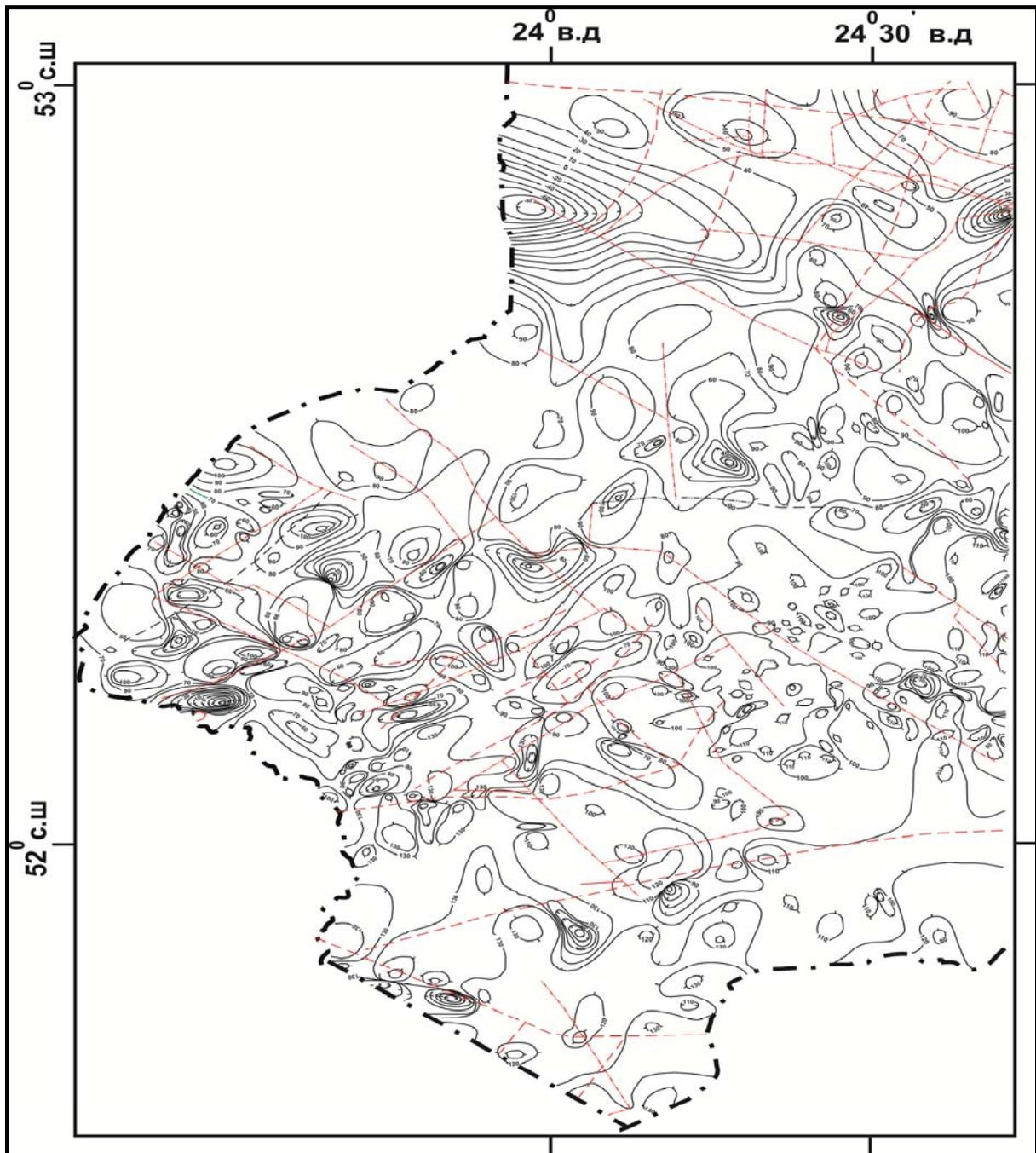


Рисунок 1 – Рельеф подошвы четвертичных отложений территории восточной части Подляско-Брестской впадины

#### Раннеплейстоценовый этап

Плейстоцен отвечает промежутку времени 1,80–0,01 млн лет назад и делится на три крупных этапа – ранний, средний и поздний. Наиболее длительным был первый из них – гомельское время, когда на территории Подляско-Брестской впадины господствовали денудационные процессы, а осадконакопление было локализовано преимущественно в озерных водоемах и долинах рек [1]



В течение **гомельского времени** сформировались континентальные отложения, являющиеся аналогом апшеронского яруса Русской равнины. К ним Л.Н. Вознячук [6] причислял гомельский и ельнинский надгоризонты эоплейстоцена и часть брестского надгоризонта гляциоплейстоцена, Н.А. Махнач [7] – весь брестский горизонт, Г.И. Горецкий [8] – вселюбскую и сморгонскую свиты белицкой серии неогена. Некоторые исследователи рассматривали эти отложения как переходную толщу от неогеновой к четвертичной системе [9].

Территория южной части Беларуси в гомельское время представляла собой пологоволнистую равнину, унаследованную от неогена, когда после ухода в олигоцен мелководного моря на значительных пространствах были распространены озера, болота, заболоченные низины. В юго-западной, наиболее пониженной части Беларуси в пределах исследуемой территории на значительных площадях сформировались озерные и озерно-аллювиальные низины с многочисленными водоемами, котловины которых имели тектоническое, карстовое или старичное происхождение. Крупные озера, очевидно, существовали в пределах современной Прибугской равнины. Повышенные участки имели относительные отметки 20–40 м. Одной из особенностей строения земной поверхности была развитая речная сеть. Глубина долин составляла 20–25 м и только изредка достигала 40–45 м и более [10].

Характер геодинамических процессов и седиментогенеза в раннем плейстоцене на территории Беларуси мало отличался от конца неогена. Осадконакопление происходило на тех же площадях, т. к. почти все отложения раннего плейстоцена подстилаются аккумуляциями позднего плиоцена. В течение гомельского времени накапливались преимущественно аллювиальные, озерные и болотные отложения [1].

#### **Среднеплейстоценовый этап**

Средний плейстоцен начинается с **брестского интервала**, примерно 0,8 млн лет назад. Территория впадины в то время представляла собой преимущественно пологоволнистую денудационную равнину, сложенную дочетвертичными отложениями. Только в юго-западной части были распространены заболоченные низины с крупными озерами, соединенными речными протоками [1]. Положение низин и крупных озерных котловин было предопределено тектоническими движениями, которые вызвали общую перестройку орографического плана территории, сопровождавшуюся опусканием всей юго-западной части Беларуси, причем наиболее пониженными стали центральная и восточная части впадины.

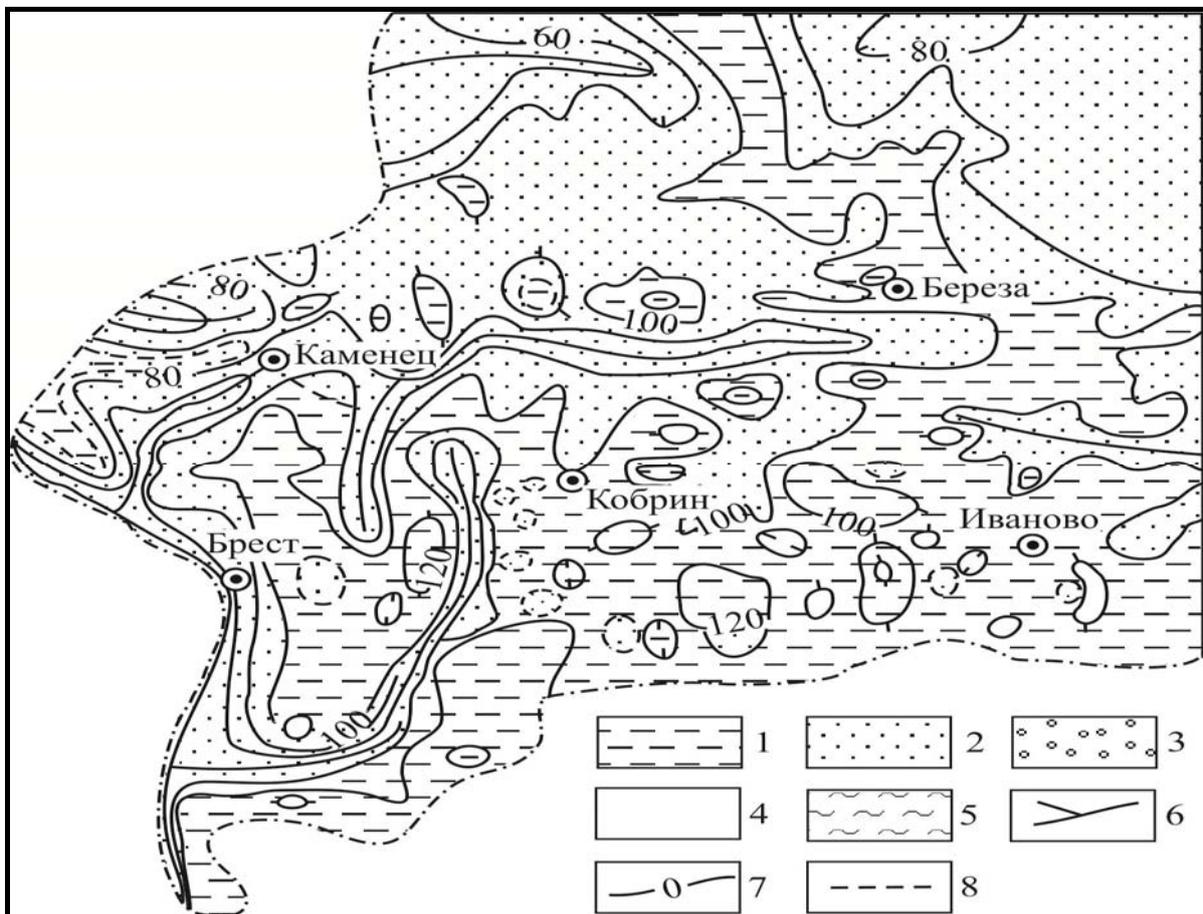
В брестское время получила развитие густая сеть рек. Глубина долин обычно не превышала первых десятков метров. На наличие речных артерий в брестское время указывали Г.И. Горецкий [11] и В.А. Кузнецов [12]. При этом они подчеркивали, что восстановить положение речных долин довольно трудно из-за последующих процессов ледниковой экзарации и недостатка фактического материала. Судя по довольно значительным колебаниям абсолютных отметок подошвы озерных толщ (до 60 м), дифференциация тектонических движений была более значительной, чем в настоящее время [13]. Общий облик рельефа, сложившегося к концу брестского этапа, показан на рисунке 2.

**Наревское время** четвертичного периода на территории Беларуси ознаменовалось проникновением первого материкового оледенения. Большая часть региона была перекрыта ледниковым покровом, наступание которого коренным образом изменило ход морфогенеза. Если до этого ведущую роль в формировании облика земной поверхности и отложений играли рельефообразующая деятельность воды и тектонические движения, то с началом среднего плейстоцена к числу наиболее активных геоморфоло-



гических агентов добавился материковый лед. Для понимания закономерностей протекания природных процессов в наревское время важное значение имеет установление границы распространения ледника, его структуры и характера деградации. Следует отметить, что до сих пор большинство этих вопросов являются дискуссионными.

Особенно много споров ведется по предельной границе ледникового покрова. Так, Б.Н. Гурский [15] считал, что моренные отложения наревского ледника встречаются севернее линии, проходящей от г. п. Шерешево на гг. Ганцевичи – Любань – Глуск – Жлобин – Климовичи и далее на г. Рославль. В то же время он полагал, что по крупным ложбинам языки древнейшего ледника могли продвигаться и южнее указанной линии. М.М. Цапенко [16] проводила границу первого оледенения южнее Малориты на Пинск, между Слуцком и Старобином и далее через Глуск, Бобруйск, Быхов, Чаусы, Дрибин. Еще южнее опускал границу Г.Г. Грузман [17], доказывая, что наревский ледник достигал территории Украины. Л.Н. Вознячук [6] предполагал, что наревский ледник доходил до Припяти, т. е. покрывал почти всю территорию Беларуси.



1 – денудационная равнина, сложенная дочетвертичными породами; 2 – озерно-аллювиальная и озерно-болотная равнина; 3 – моренная равнина и краевые ледниковые образования; 4 – флювиогляциальная равнина; 5 – озерно-ледниковая равнина; 6 – предполагаемые русла рек; 7 – абсолютные высоты; 8 – граница типов рельефа

Рисунок 2 – Палеогеоморфологическая схема  
(конец брестского этапа), по [2]



А.В. Матвеев и др. [1; 4] на основании использования большого фактического материала, проанализировав положение ложбин ледникового выпахивания и размыва, предлагают проводить границу оледенения по линии Брест – Кобрин – севернее Пинска и Лунинца – Октябрьский – Брагин – Лоев – Гомель – Чечерск – Краснополье – Климовичи.

Детально изучив имеющиеся фондовые материалы, описание разрезов пробуренных скважин, выделив площади распространения моренных отложений, авторы статьи для территории Подляско-Брестской впадины предлагают следующую максимальную границу распространения первого покровного четвертичного оледенения – дд. Знаменка – Медна – Радваничи Большие – Федьковичи – Суховичицы – Борисово – Липово – Хомичицы – Головчицы – г. Дрогичин. Неровности доледникового рельефа впадины, пониженный характер земной поверхности, распространение моренных отложений, меридиональная, субмеридиональная, реже субширотная ориентировка ледниковых ложбин и особенности их расположения дают основание полагать, что на характеризуемую территорию распространялся один крупный неманский ледниковый поток с двумя четко обозначенными прибугским и ясельдинским языками.

Ледниковые нагрузки вызвали оживление тектонических движений [13], причем эти движения стали более дифференцированными, что сказалось на накоплении отложений и размещении некоторых генетических типов рельефа, прежде всего краевых ледниковых образований и ледниковых ложбин. Исследуемая территория оставалась по-прежнему пониженной, что обусловило здесь наибольшее продвижение к югу ледникового покрова и формирование повышенных толщ водно-ледниковых отложений, которые, правда, позднее были в значительной степени эродированы. На распространение этих отложений также повлияли локальные особенности тектонических движений. Например, в районе гг. Кобрин – Пружаны – Береза происходило сводовое поднятие территории, которое перекрывалось ледником, но оставленные им на этом участке отложения отличаются малой мощностью и фрагментарным распространением [3].

Ледниковый покров при своем движении оказывал разнообразное воздействие на поверхность ложа. Им были углублены существовавшие ранее долины и другие понижения за счет размыва талыми водами и проявления экзарационных процессов. Деградация ледника на территории впадины проходила в две осциляционные фазы. Граница первой – брестской – фазы проходила по линии гг. Брест – Жабинка – д. Именин – г. п. Антополь, второй – каменецкой – простиралась от дд. Ставы – Ратайчицы на г. Каменец и далее в направлении д. Линово – г. Береза. С первой осциляционной фазой связано формирование отдельных небольших по занимаемой площади участков возвышенного краевого ледникового рельефа севернее гг. Бреста, Кобрин и у г. п. Антополь. В результате второй фазы сформировались прерывистые по простиранию конечно-моренные гряды возле дд. Ставы, Ратайчицы, гг. Высокое и Каменец. Крупные массивы моренных равнин возникли севернее и северо-западнее Каменца и в бассейне Нарева [18]. При таянии глетчера образовалось большое количество озер, постепенно заполнявшихся осадками. На месте многих ледниковых ложбин появились понижения глубиной 20–40 м, которые предопределили в последующем размещение гидросети и болот. Активно протекали солифлюкция, морозное выветривание, гляциокарст, т. е. все те процессы, которые свойственны перигляциальным обстановкам.

Во внеледниковой зоне в пределах впадины в наревское время накапливались аллювиальные, озерные, склоновые отложения, местами получали развитие флювиогляциальные образования, существовала речная сеть, однако отличить следы ее деятельности от водотоков последующего беловежского межледниковья довольно трудно. На аллювиальные процессы существенный отпечаток накладывала близость ледника и связанная с этим суровость



климата. В результате процессов морфогенеза на территории впадины сформировался рельеф, который в генетическом отношении существенно отличался от донаревского. Возросла общая расчлененность земной поверхности. После деградации наревского ледника сформировались моренные равнины в бассейне Нарева, севернее и северо-западнее Каменца и обширная флювиогляциальная равнина в районе г. Бреста. В понижениях размещались озера, болота, речная сеть [1].

**Беловежское время** представляет собой один из наиболее сложных этапов развития природного процесса в плейстоцене на территории Беларуси. Это древнейшее межледниковье, наступившее после наревского оледенения.

В беловежское время активно протекали тектонические процессы, связанные с освобождением территории от ледниковых нагрузок. Такие движения привели в ряде случаев к инверсии существовавшего ранее рельефа. Например, на участке между дд. Кабаки и Старые Пески Березовского района на месте поднятия сформировалось крупное понижение [1]. Заметно возросли расчлененность и генетическое разнообразие рельефа. Господствовавшие ранее денудационные поверхности уступили место ледниково-аккумулятивным формам. Ведущим типом рельефа стали зандровые равнины, над которыми на 5–10 м возвышались моренные равнины и на 20–30 м краевые ледниковые образования. Повсеместно отмечались котловинообразные и ложбинообразные понижения. Самая глубокая ложбина проходила между Ивацевичами и Березой в направлении на Пружаны, Каменец и Высокое. Глубина линейной депрессии 40–60 м. В дальнейшем это понижение частично наследовалось верховьями рек Ясельда и Лесная. Вторая крупная ложбина выявлена по линии Порозово – д. Тихоля. В дальнейшем она унаследована верховьями р. Нарев.

Исходя из наличия ложбин и их направления, обнаруженных аллювиальных фаций в межледниковых отложениях, можно говорить и о сравнительно разветвленной речной сети, близкой по густоте брестскому времени. По данным Г.И. Горецкого [11; 19], наиболее крупные реки протекали в пределах или вблизи своих современных долин. По сравнению с брестским временем несколько севернее стало положение долин Пра-Лесной и особенно Пра-Мухавца [20]. В пределах территории впадины существовало большое количество небольших по площади озер, которые равномерно располагались на пространствах водноледниковой равнины [1]. На пониженных участках равнины между дд. Кабаки и Старые Пески плотность озерных водоемов была намного выше. К концу межледниковья характеризующая территория представляла собой расчлененную равнину, колебание абсолютных отметок на большей части которой было близким современному (рисунок 3).

Похолодание климата в конце беловежского межледниковья привело к новому оледенению – **березинскому**. Продвижение покровного оледенения на территорию впадины происходило с северо-запада. Предельная граница распространения ледника находилась на территории Украины, т.е. ледник покрывал весь исследуемый регион.

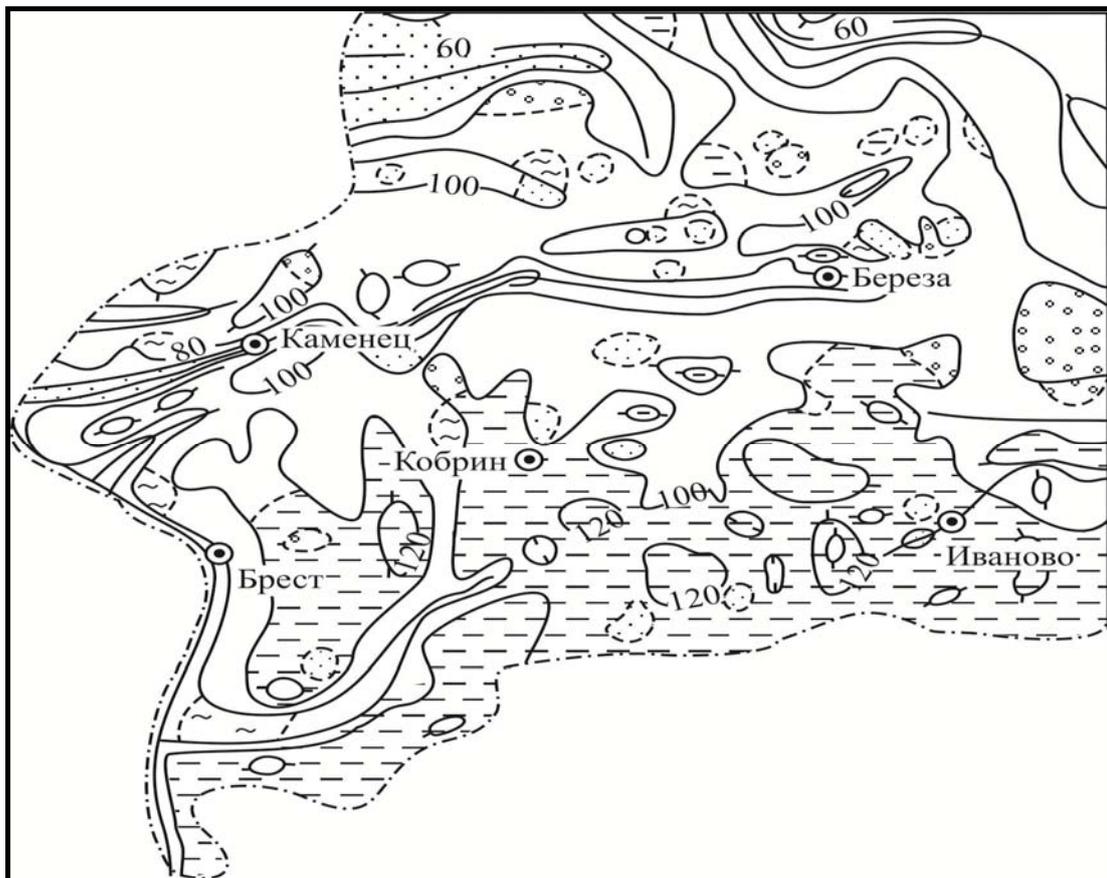
Надвигание и деградация ледника были довольно сложными. Г.И. Горецкий [19] считал, что в развитии оледенения выделялось не менее двух стадий и одной крупной осцилляции. В пределах Подляско-Брестской впадины, как и в наревское время, выделяют неманский поток, который покрыл всю ее площадь. При деградации ледника происходили его неоднократные остановки. В соответствии с этим выделяются выдержанные по простиранию, но по-разному выраженные полосы ледниковых возвышенностей.

Березинское оледенение значительно преобразовало созданную ранее поверхность. Расчлененность рельефа вызывала усиление не только процессов ледниковой экзарации и эрозии, но и аккумуляции. Экзарация и эрозия привели к переуглублению некоторых ложбин, существовавших ранее, и создали новые ледниковые ложбины, выявленные по много-



численным буровым скважинам. Основная часть ложбин имеет глубину вреза 30–70 м. Днище их опущено до абсолютных отметок 6–85 м [1].

Распределение различных типов ледниковых отложений в разрезах изученных скважин позволяет сделать вывод о ритмичном отступании ледникового покрова. Нашими исследованиями установлены три полосы погребенного конечно-моренного рельефа, разделенных участками водно-ледниковых равнин. По всей вероятности, они соответствуют трем фазам деградации оледенения. В южной части региона, в районе дд. Знаменка – Медна – Дубично – Великорита – Луково отложения Южного гляциоморфологического комплекса были сформированы в течение великоритской фазы. Ледниковые образования второй или брестской (пинской) фазы выделены по линии г. Брест – д. Бульково Жабинковского района – д. Верхолесье Кобринского района – г.п. Антополь – г. Дрогичин на абсолютных отметках 100–120 м. Эти отложения образуют конечно-моренные гряды Центрального гляциоморфологического комплекса, которые были сильно размывы тальми водами, стекавшими с края глетчера. Граница наиболее северной фазы деградации ледника выделяется по линии д. Волчин Каменецкого района – гг. Каменец – Пружаны. Отложения этой фазы образуют Северный гляциоморфологический комплекс с абсолютными отметками 120–135 м. Таким образом, березинский ледник оказал большое влияние на формирование орографии региона. Им частично были сnivelированы или переуглублены существовавшие ранее ложбины ледникового выпаживания и размыва, надстроены положительные формы рельефа.



Условные обозначения те же, что на рисунке 2

Рисунок 3 – Палеогеоморфологическая схема (конец беловежского этапа), по [2]



Временные рамки **александрийской эпохи**, по данным изотопных и термолюминесцентных методов, оцениваются интервалом от 350 тыс. до 300 тыс. лет [21]. Анализ гипсометрического положения подошвы александрийских осадков показал, что абсолютные высоты выдержаны и колеблются в основном в интервале 80–120 м. Глубина отрицательных форм 30–60 м. Самые низкие отметки установлены в районе д. Ставы (59,0 м) Каменецкого района. Наиболее приподнята подошва данных образований в разрезе Шестаково (150,2 м) Каменецкого района [20]. Максимальные абсолютные высоты земной поверхности отмечены у Березы и юго-восточнее Бреста. В целом территория была относительно пониженной по сравнению с прилегающими регионами.

Преобладающим компонентом рельефа являлись моренные и водно-ледниковые равнины. Моренные равнины сосредоточены главным образом в западной части впадины, в то время как в восточной преобладали флювиогляциальные поверхности. В западной части (севернее линии Малорита – Брест – Шерешево) и на юго-востоке были распространены озерно-болотные равнины. Особенность александрийских ландшафтов заключалась в наличии большого количества озер, которые концентрировались в периферических частях возвышенностей, многочисленных ледниковых ложбинах и в гляциокарстовых котловинах. Можно сказать, что в течение александрийского межледниковья территория впадины представляла собой настоящий озерный край. Озерность составляла до 20% [10].

Реконструкция существовавших в то время водоемов производилась по анализу накопившихся в них отложений. Анализ условий залегания и мощности межледниковых образований свидетельствуют, что глубины некоторых озерных котловин были значительными, но на протяжении межледниковья непостоянными.

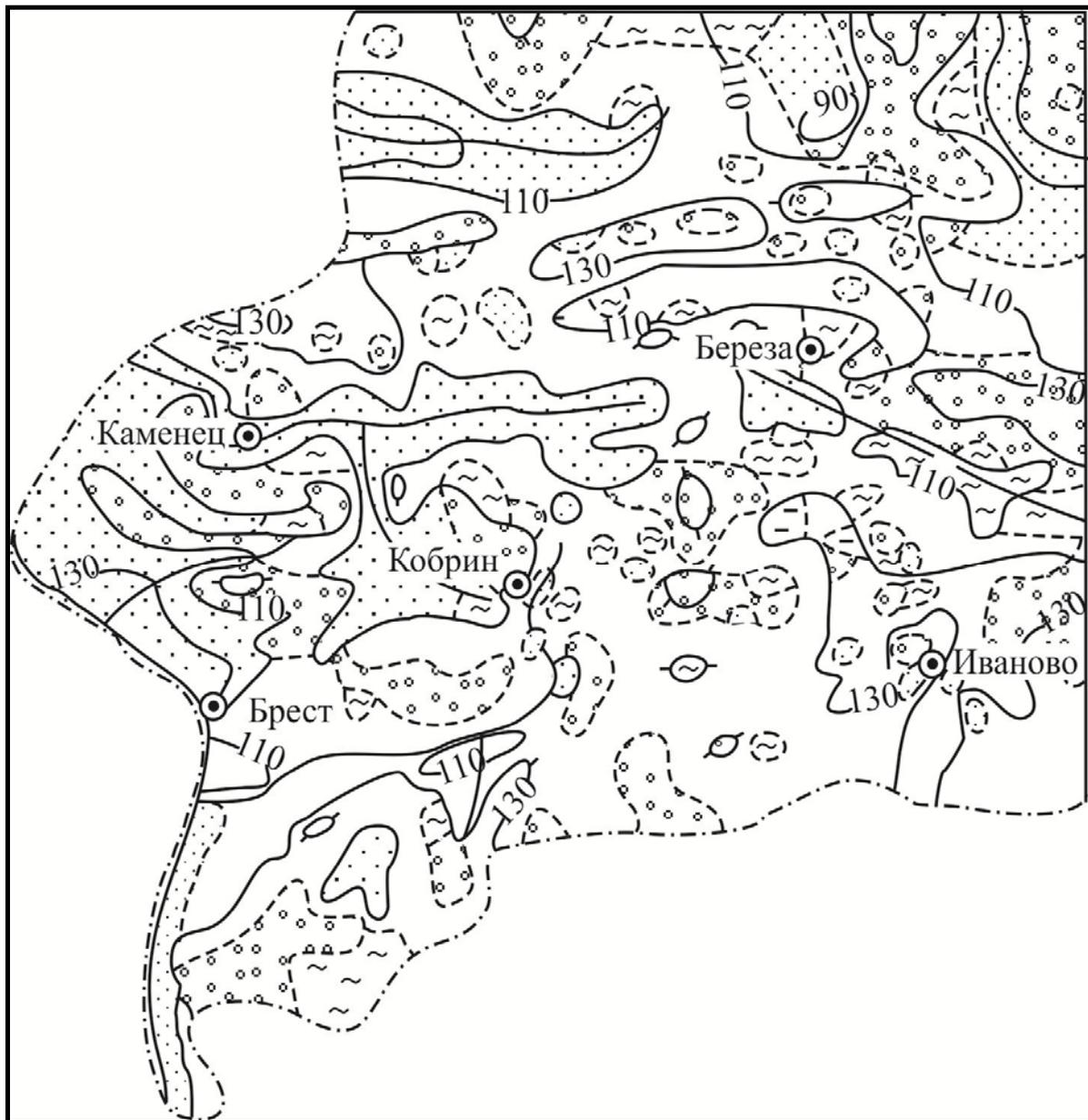
Обстановка, сложившаяся в то время на территории впадины, возможно, напоминала ту, которая была на севере Беларуси после отступления поозерского ледника. Пользуясь классификацией котловин современных озер, предложенной О.Ф. Якушко [22], исходя из характера осадков, условий залегания, среди водоемов александрийского времени можно выделить запрудные (район дд. Новоселки – Броды – Александричи) и ложбинные (у д. Ставы Каменецкого района), а в пределах речных долин – многочисленные старицы. В александрийское время территория впадины дренировалась развитой сетью рек, густота которой соответствовала современной. Крупные реки располагались, в основном, на месте современных долин. В связи с влажностью климата водообильность рек была велика. По сравнению с беловежским временем долина Пра-Лесной в нижнем течении располагалась севернее и имела почти широтное простираие, долина Пра-Мухавца также простиралась севернее нынешней [20]. К концу межледниковья реки расширили свои долины, размеры которых приблизились к современным. Основные особенности устройства земной поверхности региона к концу александрийского времени показаны на рисунке 4.

Характерной особенностью **припятского времени** явилось развитие самого мощного на территории Беларуси плейстоценового ледникового покрова, сыгравшего важную роль в формировании облика современного рельефа. В его истории выделяется две стадии – днепровская и сожская.

В **днепровскую стадию** ледниковый покров сыграл определяющую роль в развитии природы и становлении современного облика территории Подляско-Брестской впадины. На развитие ледникового покрова, его распространение и мощность значительное влияние оказали подстилающие породы и рельеф их кровли, а также неотектонические движения. Как было отмечено выше, наиболее пониженной в предшествующий днепровскому оледенению этап была западная часть Брестского Полесья. Под влиянием надвигающегося глетчера активизировались тектонические процессы [1]. Произошел некоторый относительный подъем



всей юго-западной части Беларуси. В днепровском покрове в пределах Подляско-Брестской впадины, так же как и в наревское и березинское время, выделялся неманский поток, в структуре которого формировались многочисленные лопасти и языки. Так, Б.Н. Гурский [15] указывает, что особенно заметно обособлялась лопасть в междуречье Мухавца и Лесной. Обособленно выделялась также малоритская лопасть.



Условные обозначения те же, что на рисунке 2

**Рисунок 4 – Палеогеоморфологическая схема (конец александрийского этапа), по [2]**

Днепровский ледник создал экзарационные и аккумулятивные формы рельефа. К экзарационным относятся ложбины, основная часть которых расположена в западной и центральной частях впадины. Врез этих форм составляет 30–70 м (максимум до 90 м), абсолютные отметки тальвегов 60–110 м.



Аккумулятивная деятельность ледника выразилась в надстройке ранее существовавших повышенный рельефа, в заполнении водно-ледниковыми и собственно ледниковыми (моренными) отложениями ложбин, созданных как предыдущими оледенениями, так и самим днепровским ледником. Широко распространились и зандровые песчаные отложения. Аккумулятивные процессы привели к значительному выравниванию поверхности [1].

Характерным элементом ландшафта во время оледенения были озерно-ледниковые водоемы, наиболее крупные из них существовали в районах д. Тришин Брестского района, д. Ракитница Жабинковского района и юго-восточнее Кобрина.

Характер деградации ледника был прерывистым [10; 15]. На территории региона можно выделить две фазы отступления ледника днепровского времени – волынскую и каменецкую и четыре осцилляции – малоритскую, дивинскую, високовскую и верховичскую. В результате фаз отступаний и осцилляций сформировалось несколько цепей краевых гряд, образующих в современном рельефе повышенные участки. Такие участки земной поверхности, сформировавшейся в малоритскую осцилляцию волынской фазы, прослеживаются по линии д. Збураж – г. Малорита – дд. Гусак – Великорита. В результате дивинской осцилляции образованы положительные формы рельефа по линии пос. Мухавец – дд. Черняны – Дивин. Хорошо выраженная зона поднятий високовской осцилляции каменецкой фазы располагается севернее дд. Остромечево – Видомля – г. Каменец – д. Речица. Во время верховичской осцилляции появились положительные формы рельефа северо-западнее дд. Пограничная – Суходол – Верховичи. В этом сложном узле возможно выделить два краевых гляциоморфологических комплекса – Каменецкий и Высоковский. Каменецкий комплекс представлен системой сильно денудированных аккумулятивных гряд и отдельных холмов. От слабо сохранившегося Каменюкского углового массива краевые гряды протягиваются на юго-запад и юго-восток. Простираение комплекса от д. Чемери меняется на восток-юго-восток. Долина Лево́й Лесной оконтуривает положение краевых образований, хорошо сохранившихся на участках между дд. Пруска Веливейская – Чемери-І – Антоны – Кривляны – Силичи – Смольники – Дымники – Завершье – Свищи. В 0,7 км северо-восточнее д. Пруска Веливейская абсолютные отметки составляют 168,0–179,0 м. Цепь гряд от Каменюкского углового массива тянется в юго-западном направлении через дд. Клепачи, Сарево, Городище. От д. Городище до д. Ясиневка гряды имеют субширотное простираение, а от дд. Ясиневка, Каролин вытянуты в северо-западном направлении. Система форм, образующих крайнее северо-западное замыкание Каменецкого краевого комплекса, выделена у дд. Пограничная, Суходол. Она представлена группой пологонаклонных флювиогляциальных гряд с уплощенными вершинами, вытянутыми на 2,5–3,0 км. Морфологически наиболее ярко выражена центральная часть Каменецкого комплекса. Склоны отдельных гряд и холмов достигают крутизны 30–35° при максимальной абсолютной высоте 194,0 м. В пределах Каменецкого комплекса незначительные пространства занимают озерно-аллювиальные и озерные поверхности, плоские, местами слабоогнутые, осложненные множеством положительных микроформ.

Южнее расположенный Высоковский комплекс отделяется от Каменецкого сложной системой межрядовых понижений, созданных бывшими гляциодепрессиями, сквозными долинами и заторфованными озерными котловинами. Наиболее высокая часть комплекса находится у г. Высокое и д. Збромирово Брестского района с абсолютными отметками 178,0–186,0 м. Доминирующее высотное положение в рельефе принадлежит массивным краевым ледниковым образованиям, которые образуют гряды длиной до 5,0 км при ширине в 1,5–2,0 км. Такие участки расположены в междуречье Пульвы и Лесной. Абсолютные отметки их составляют 175,0–185,0 м. Относительные превышения достигают 7,0–15,0 м.



В отличие от Каменецкого комплекса склоны краевых гряд менее крутые, с углами наклона 10–15°. Широкое распространение на площади Высоковского комплекса получили полого-волнистые, местами увалистые моренные и флювиогляциальные равнины. Краевые массивы, моренная и флювиогляциальная равнины расчленены долинами рек, ложбинами стока талых ледниковых вод и временных водотоков. В западной части комплекса по правобережью Пульвы поверхность более однообразная, выположенная и только в окрестностях дд. Паниквы, Новоселки, Ставы она расчленена оврагами и балками глубиной 5,0–10,0 м и шириной 30,0–40,0 м. В рельефе центральной части Высоковского комплекса четко выделяется система гряд, которые простираются в северо-восточном направлении по линии дд. Новая Рясна, Чепели, Миневици, пос. Беловежский. Эти гряды – результат напорных процессов. Об этом свидетельствует характер отложений в западной стенке карьера, расположенного в 0,7 км севернее д. Новая Рясна, где обнажаются переслаивающиеся горизонтально-слоистые, разнозернистые, темно-серые пески и песчано-гравийный материал, срезаемый косопадющей под углом 65° темно-бурой моренной супесью.

Гляциоморфологические комплексы краевых образований представлены различными грядами и камами. Вдоль краевых гряд и между ними выражены ложбины стока талых ледниковых вод, частично унаследованные долинами современных рек.

Таким образом, днепровские ледниковые комплексы определяют основные орграфические черты земной поверхности южной и центральной части исследуемой территории, своеобразие современного распределения рек, озер и болот. Из других важнейших результатов геологической деятельности этого ледникового покрова можно отметить практически полное исчезновение древних денудационных уровней, которые были перекрыты ледниковыми отложениями.

В период днепровского оледенения существовали суровые климатические условия. Возрождение гидросети произошло только после отступления ледникового покрова. Созданные и унаследованные неровности рельефа предопределили местоположение современных речных водотоков и озерных водоемов территории впадины. Речные долины региона после отступления днепровского ледника были близки к современным [20].

В *сожскую стадию* отступивший на время ледниковый покров снова перекрыл северную часть региона. Граница его предельного распространения является спорной [15; 23]. По итогам геолого-съёмочных работ установлено, что край ледника в пределах впадины проходил по линии дд. Каменюки – Щерчево – Линово – Оранчицы – Малеч – Кабаки – г. Береза и далее за ее пределы.

В пределах территории впадины, аналогично предыдущим этапам, выделялся неманский ледниковый поток. В результате его деятельности произошло окончательное формирование основных особенностей земной поверхности на территории впадины. Сожский ледник покрывал северную часть характеризуемого региона, где и накопились собственно ледниковые отложения. На остальной территории широким шлейфом расположены водно-ледниковые образования. Сожский ледник производил интенсивную экзарацию своего ложа. Им созданы ложбины ледникового выпахивания и размыва у дд. Котра, Ятвезь. Глубина ложбин 30–40 м. Абсолютные отметки тальвегов 95–117 м. В период оледенения за пределами границы распространения льда, кроме образования зандров, происходили солифлюкционные и денудационные процессы. Во время таяния льдов усилились аллювиальные процессы [1].

Деградация припятского ледника сожского времени в пределах территории была сложной. В западной части региона с границей максимального распространения ледникового покрова связаны конечно-моренные формы Вискулянско-Шерешевского комплекса. В ре-



зультате пружанской осциляції сформіраваліся холмісто-грядовыя ўтварэнні Пружанскага, в новодворскую фазу – Новодворскага і могілеўскую стадыю – Порозовскага гляціомарфалагічных комплексаў.

Такім образом, в сожское время припятского оледенения были надстроены многие формы рельефа, созданные предыдущим, днепровским ледниковым покровом. В результате аккумулятивной деятельности абсолютные отметки в зоне распространения моренных аккумуляций возросли на 30–40 м. Дифференциация неотектонических движений отразилась на распределении водных потоков при таянии льда [1]. Направление стока талых ледниковых вод с севера на юг оказало влияние на распределение и развитие речной сети. Поэтому в южной части территории отсутствовали крупные приледниковые озера, но небольшие по площади водоемы встречались довольно часто. Для них, как правило, были характерны значительные глубины. При стабилизации края ледника сформировались обширные, нередко двухуровневые зандровые равнины Предполесья. Среди них по мере отступления ледникового покрова возникали термокарстовые озера. На юге впадины существовали реки, в которых накапливался перигляциальный аллювий. По мере деградации ледника речная сеть постепенно восстанавливалась. Долина северного притока Припяти реки Ясельда в сожское и в более позднее время приобрела современные черты [1].

#### **Позднеплейстоценовый этап**

Поздний плейстоцен начинается **муравинским межледниковьем**. Ранее существовало несколько точек зрения на время начала этого этапа. Одни авторы считали, что он начался около 0,11 млн лет [23], другие – около 0,12 млн лет [6]. Сегодня высказывается мнение о 0,13 млн лет назад [1]. При этом почти все исследователи, занимающиеся вопросами геохронологии, отмечают относительную кратковременность межледниковья.

В начале муравинского межледниковья территория испытывала гляциоизостатическое поднятие, смену нисходящего развития восходящим. Это, в свою очередь, вызвало врезание рек, углубление долин, появление цокольных террас. Начавшееся потепление вызвало интенсивное таяние «мертвого» льда и исчезновение многолетней мерзлоты. На месте возникших депрессий образовались озера [1].

Гипсометрическое положение образований муравинского времени в общих чертах отражает основные особенности современного рельефа. Подошва муравинских отложений в разрезах Великое Село Пружанского района имеет отметку 170,3 м и находится на глубине 2,7 м. Самый низкий уровень подошвы отложений отмечен на западе территории в долине Зап. Буга (125,0 м) [20].

С началом похолодания стали усиливаться процессы денудации, что приводило к понижению и выравниванию территории. В деятельности рек произошли изменения. Этап врезания сменился этапом аккумуляции материала, получило развитие меандрирование, образование староречий. В долинах и понижениях уменьшилось или даже прекратилось накопление известковых туфов, а в озерах – мергелей и сапропелей. Постоптимальное время явилось этапом заболачивания озер, увеличения площади болот на водоразделах.

**Поозерское время** – это этап, который длился от 0,11 млн лет до 0,01 млн лет назад. За это время на территорию северной Беларуси вторгся поозерский ледниковый покров. Во время его развития климат был, пожалуй, одним из самых суровых за весь четвертичный период, что обусловило интенсивное протекание процессов перигляциального морфогенеза и широкое распространение на территории впадины субарктической растительности. Другой характерной особенностью этого этапа явилось первоначальное заселение исследуемого региона палеолитическим человеком приблизительно 27–24 тыс. лет назад [1].

На территории впадины происходило заполнение речных долин и озерных котловин



аллювиально-делювиальными осадками, началась трансформация межледниковых биоценозов в перигляциальные. Процесс перехода от межледниковья к оледенению носил ритмический характер, что проявилось в чередовании похолоданий и потеплений между ними. Установлено, что в браславскую стадию оформилась первая надпойменная терраса крупнейших рек территории впадины, начал выработываться уступ от первой надпойменной террасы к пойме. Оформление этого уступа произошло позднее – в голоцене [1]. Реликтами позднепоозерского этапа считаются наиболее крупные озера территории, которые постепенно стали заболачиваться [20].

### Голоценовый этап

Этот возрастной интервал имеет продолжительность чуть более 0,01 млн лет. В этот возрастной интервал происходили относительно небольшие колебания климата, сформировался современный облик растительного и животного мира. Рельефообразование и осадконакопление протекали в обстановке, близкой к современной. Ведущую роль в изменении земной поверхности играл флювиальный фактор, а в последнее столетие на первое место выдвинулись техногенные процессы.

Новые данные, полученные при изучении отложений голоцена палеоботаническими, радиоуглеродным, изотопным и геохимическим методами, а также палеоклиматические реконструкции и корреляция природных событий с близлежащими регионами позволили частично пересмотреть ранее опубликованные представления о ходе природных процессов в голоцене [24]. Периодизация событий времени формирования судобльского горизонта приводится в соответствии со стратиграфической схемой, разработанной А.В. Матвеевым и другими авторами в последние годы [1; 5].

**Пребореал** (10200–9000 лет назад). Начало голоцена представляет собой важный палеогеографический рубеж, связанный с переходом от субарктических условий позднеледниковья к умеренно теплomu климату голоцена.

**Бореал** (9000–7800 лет назад). На протяжении бореала отмечаются изменения климата как в сторону потепления, так и похолодания. В целом теплые условия первой половины бореального времени и изменения в растительном покрове способствовали активизации эоловых процессов. Усилились процессы заболачивания озерных котловин. В конце периода произошло похолодание климата.

**Атлантика** (7800–5000 лет назад). После бореального похолодания наступает температурный максимум голоцена, который отмечается около 5500 лет назад. Изменения климата сказались на почвообразовательных процессах, тесно связанных с составом и строением подстилающих отложений. С понижением уровней озер в начале периода усилились процессы заболачивания озерных котловин. В середине периода повышение влажности климата и понижение температур способствовали не только подъему уровней озер, но и заболачиванию междуречий.

**Суббореал** (5000–2700 лет назад). В течение суббореала происходили частые колебания климата как в сторону похолодания, так и потепления. В начале периода произошло повышение уровней озер на большей части региона. На завершающем этапе активизировались эрозионные и делювиальные процессы. Повысилась обводненность торфяных массивов с образованием озерных окон, изолированные болота сливались в болотные системы, особенно в пределах низин.

**Субатлантика** (2700 лет назад – ныне). Согласно палеоклиматическим реконструкциям начало и середина периода были довольно теплыми и влажными, что благоприятствовало заболачиванию озерных котловин. С середины периода активизировались эрозионные процессы в речных долинах. Интенсификация седиментации была обусловлена повышением



влажности климата и влиянием человека. Последующее некоторое похолодание климата, увеличение влажности и распашка территории способствовали усилению линейной эрозии и склоновых процессов.

### **Выводы**

Рельеф в пределах территории впадины сформировался в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, а также частично преобразован техноморфогенезом. При этом важнейшую роль в оформлении каркаса современной поверхности территории сыграли ледниковые покровы, главным образом деятельность припятского ледника и его талых вод, а также совокупное воздействие новейших тектонических движений и комплекса экзогенных факторов – постоянных и временных водотоков, эоловых, биогенных процессов.

В гомельское и брестское время территория имела вид пологоволнистой денудационной равнины. Постепенно ее площадь сокращалась, пропорционально этому увеличивались поверхности ледникового генезиса, генетическое разнообразие рельефа. Деградация покровных ледников происходила прерывисто, а в некоторых случаях имела рецессионный характер, когда происходили кратковременные поступательные подвижки и формировались напорные формы рельефа. В позднем плейстоцене и голоцене ведущую роль в изменении земной поверхности играл флювиальный фактор, способствовавший образованию речных террас, многочисленных озер и озерно-аллювиальных низин, а в последние столетия земная поверхность активно трансформируется и под влиянием техногенных процессов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Четвертичный период (квартер) / Ф.Ю. Величкевич [и др.] // Палеогеография кайнозоя Беларуси / под ред. А.В. Матвеева. – Минск : ИГН НАН Беларуси, 2002. – С. 75–143.
2. Рельеф Белорусского Полесья / А.В. Матвеев [и др.]. – Минск : Наука и техника, 1982. – 131 с.
3. Матвеев, А.В. Ледниковая формация антропогена Белоруссии / А.В. Матвеев. – Минск : Наука и техника, 1976. – 160 с.
4. Геология Беларуси / под ред. А.С. Махнача, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева. – Минск : ИГН НАН Беларуси, 2001. – 815 с.
5. Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси : объяснительная записка / С.А. Кручек [и др.]. – Минск: БелНИГРИ, 2010. – 282 с.
6. Вознячук, Л.Н. Основные стратиграфические подразделения четвертичных отложений / Л.Н. Вознячук // Материалы по стратиграфии Беларуси. – Минск, 1981. – С. 138–151.
7. Махнач, Н.А. Палинологическая характеристика древнейших отложений антропогена Белоруссии / Н.А. Махнач // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. – Минск, 1977. – С. 215–234.
8. Горецкий, Г.И. О критериях определения границы между неогеном и антропогеном / Г.И. Горецкий // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. – Минск, 1977. – С. 8–55.
9. Костко, А.А. Роль ледника в формировании субантропогеновой поверхности Белоруссии / А.А. Костко // Тектоника и проблемы формирования осадочного чехла Белоруссии. – Минск, 1975. – С. 74–80.



10. Матвеев, А.В. История формирования рельефа Белоруссии / А.В. Матвеев. – Минск : Навука і тэхніка, 1990. – 144 с.
11. Горецкий, Г.И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра / Г.И. Горецкий. – М., 1970. – 144 с.
12. Кузнецов, В.А. Геохимия аллювиального литогенеза / В.А. Кузнецов. – Минск, 1973. – 157 с.
13. Неотектоника и полезные ископаемые Белорусского Полесья / А.В. Матвеев [и др.]. – Минск : Наука и техника, 1984. – 134 с.
14. Рельеф Белоруссии / А.В. Матвеев [и др.]. – Минск : Навука і тэхніка. – 1988. – 320 с.
15. Гурский, Б.Н. Нижний и средний антропоген Белоруссии / Б.Н. Гурский. – Минск : Наука и техника, 1974. – 144 с.
16. Цапенко, М.М. Четвертичные отложения БССР / М.М. Цапенко. – ВГФ, ТГФ УГ при СМ БССР. – Минск, 1945. – 105 с.
17. Грузман, Г.Г. Характер распространения и особенности формирования ливинских диатомовых пород северной Волыни / Г.Г. Грузман, Г.К. Хурсевич, В.Л. Шалабода // Материалы геологического изучения земной коры Белоруссии. – Минск, 1978. – С. 119–123.
18. Гречаник, Н.Ф. Гляциоморфологические комплексы юго-западной части территории Беларуси / Н.Ф. Гречаник // Весн. Брэсц. ун-та. Сер. прыродазн. навук. – 2007. – № 2 (29). – С. 157–164.
19. Горецкий, Г.И. Особенности палеопотамологии ледниковых областей / Г.И. Горецкий. – Минск, 1980. – 134 с.
20. Крутоус, Э.А. Палеогеография антропогена Белорусского Полесья / Э.А. Крутоус. – Минск : Навука і тэхніка, 1990. – 143 с.
21. Mojski, J.E. Europa w plejstocene: ewolucja środowiska przyrodniczego / J.E. Mojski. – Warszawa, 1993. – 121 s.
22. Якушко, О.Ф. География озер Белоруссии / О.Ф. Якушко. – Минск: Вышэйшая школа, 1967. – 213 с.
23. Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР. Геологическое описание / под ред. П.А. Леоновича. – М.: Недра, 1971. – 456 с.
24. Якушко, О.Ф. Изменения климата и формирование природных зон Белоруссии в позднеледниковье и голоцене / О.Ф. Якушко, И.И. Богдель, В.А. Климанов // Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. – М., 1988. – С. 95–103.

***N.F. Grechanik, A.V. Matveev, M.A. Bogdasarov The Basic Stages of Formation of Modern Relief of the Territory of Eastern Part of Podlessko-Brest Depression***

On the basis of analyzing the structure of the Quaternary deposits the article gives the reconstruction of the main stages of the relief formation on the territory of Podlasko-Brest depression, describes the factors of relief formation and emphasizes the important role of icecaps in the modeling of the earth surface.