



УДК 550.42 (476)

М.А. Богдасаров, Н.Ф. Гречаник

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ ПОДЛЯССКО-БРЕСТСКОЙ ВПАДИНЫ

В статье на основании палеогеографических реконструкций охарактеризованы основные этапы формирования четвертичных отложений в пределах территории Подляско-Брестской впадины. Подробно рассмотрены основные факторы формирования четвертичных отложений. Анализ факторов и палеогеографические реконструкции позволили выделить общие особенности развития территории и указать на важнейшую роль ледниковых покровов, неоднократно вторгавшихся в ее пределы в антропогене.

Четвертичный период на территории Беларуси характеризуется резкими колебаниями климата, что нередко сопровождалось развитием покровных оледенений, которые сменялись теплыми межледниковыми обстановками. Под влиянием этих процессов накапливались мощные континентальные толщи отложений, среди которых ведущая роль принадлежит ледниковым комплексам. На завершающем отрезке четвертичной истории важную роль в преобразовании природы стал играть человек. За основу для возрастной периодизации событий характеризуемого интервала развития природы принята стратиграфическая схема (таблица 1), разработанная при подготовке монографий [1] и [2].

1 Гомельский 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 [3]. В течение гомельского времени, охватывающего весь ранний плейстоцен Беларуси, сформировались континентальные аналоги апшеронского яруса Русской равнины. К ним Л.Н. Вознячук [4] причислял гомельский и ельнинский надгоризонты эоплейстоцена и часть брестского надгоризонта гляциоплейстоцена, Н.А. Махнач [5] – весь брестский горизонт, Г.И. Горецкий [6] – вселюбскую и сморгонскую свиты белицкой серии неогена. Некоторые исследователи рассматривали эти отложения как переходную толщу от неогеновой к четвертичной системе [7]. Чаще всего к этому интервалу относились донаревские (доясельдинские) отложения.

Территория Беларуси в гомельское время представляла собой пологоволнистую равнину, унаследованную от неогена, когда после ухода в олигоцене мелководного моря на больших пространствах были распространены озера, болота, заболоченные низины. Поверхность образовывала как бы три ступени – на северо-востоке и востоке с абсолютными отметками до 140–160 м, в центральной части 80–100 м, локально до 120–140 м, и в западной до 60–80 м.

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 аллювиально-старичное происхождение. Крупные озера, очевидно, существовали в пределах современной Прибугской равнины. Наиболее повышенные участки имели относительные отметки 20–40 м. Одной из особенностей строения



земной поверхности была достаточно хорошо развитая речная сеть. Глубина речных долин в основном составляла 20–25 м и только изредка достигала 40–45 м и более [8].

Таблица 1 – Стратиграфическая схема четвертичных отложений территории Подляско-Брестской впадины [1; 2]

Сис-тема	Раз-дел	Звено	Ин-декс	Надгоризонт, горизонт, подгоризонт		Описание пород	
Четвертичная	Голо-цен	Со-врем.	НП	Голоценовый		пески, супесь	
	Плейстоцен	Верх-нее	Шрз	Поозерский		пески, суглинок, супесь, гравий, галька	
			Шmr	Муравинский		пески, супесь, суглинки, глины	
		Сред-нее	Прг	Припятский	Сожский	супеси, суглинки	
					Днепровский	песчано-гравийный, валунный материал	
			Пalk	Александрыйский		пески, супеси, алевриты, глины	
			Пbr	Березинский		пески, суглинки, гравийно-галечно-валунный материал	
			Пbl	Беловежский		пески, супеси, суглинки, глины	
			Пnr	Наревский		пески, алевриты, глины	
			Пbs	Брестский	Ружанский Варяжский	алевриты, глины	
		Ниж-нее	Igm	Гомельский		алевриты, тонко-, мелкозернистые пески	

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 в положении *in situ* подстилаются аккумуляциями позднего плиоцена. В течение гомельского времени накапливались преимущественно аллювиальные, озерные и озерно-аллювиальные, болотные и лессовидные отложения.

2 Брестский этап

Средний плейстоцен начинается с брестского интервала, примерно 0,8 млн. лет назад. В геохронологической шкале плейстоцена Беларуси брестскому времени соответствует один климатический цикл [1; 2]. Территория Подляско-Брестской впадины в брестское время представляла собой преимущественно пологоволнистую денудационную равнину, сложенную дочетвертичными породами. Только в юго-западной части, в пределах исследуемой территории, были распространены образованные нижнечетвертичными отложениями озерно-аллювиальные заболоченные низины с крупными озерами, соединенными речными протоками [3]. Положение озерно-аллювиальных низин и крупных озерных котловин было предопределено тектоническими движениями, которые вызвали общую перестройку орографического плана территории, сопровождавшуюся опусканием



юго-западной часты Беларусі. Наіболей крупнымі прагібаюшыміся структурамі былі цэнтральная і ўсходняя часты Подляско-Брэстскай впадыны.

В брэстскае часе атрымала развіццё адносна густая сетка крупных рек. Глыбіна долін звычайна не перавышала першых дзясяткаў метраў. На наяўнасць крупных речных артерій у брэстскае часе указвалі ў сваё часе Г.І. Горецкі [9] і В.А. Кузнецов [10]. Пры гэтым яны падкрэплівалі, што вярнуць становішча гэтых рек досыць складана з-за наступных працэсаў ледніковай экарацыі і недастатка фактычнага матэрыяла. Асаблівасці строення зямной паверхні і тэктонічная абстаноўка прадэталілі спецыфічнасць складу і распаўсюджванне брэстскіх адкладаў. Іх магутнасць для Подляско-Брэстскай впадыны дасягае 20–30 м і больш. Судзя па досыць значнымі ваганнямі абсалютных адметак падэшвы азёрных толшч (да 60 м), дыферэнцыяцыя тэктонічных рухаў была больш значнай, чым у цяперашняе часе [11].

Адклады брэстскага этапу прадстаўлены ў асноўным азёрнымі, аллювіяльнымі і болотнымі, а таксама лесавіднымі фациямі. Сярод іх пераважаюць алеўрыты і гліны голубавата-серыя і зялёнавата-серыя пылаватыя, рэдка сустрачаюцца азёрныя мергелі. У некаторых разрэзах адзначаны ленточна-падобныя азёрныя і морэнападобныя ледніковыя ўтварэнні, уключэнні эратычнага абломочнага матэрыяла.

3 Наревскі этап

Наревскае часе чвэрцічнага перыяду на тэрыторыі Беларусі азнаменавалася пранікненнем першага, дрэвнейшага матэрыкавага оледенення. Большая частка Беларусі была перакрыта ледніковым покрывам, наступанне якога караным спосабам змяніла ход літогенеза і морфагенеза. Калі да гэтага вядучую ролю ў фарміраванні абліка зямной паверхні і адкладаў іграла геалагічная дзейнасць вады і тэктонічныя рухі, то з пачаткам сярняга плейстэна к ліку найбольш актывных геалагічных агентаў дадаўся матэрыкавы лед. Для разумення заканамернасцей працякання прыродных працэсаў у наревскае часе важнае значэнне мае ўсталяванне граніц распаўсюджвання ледніка, яго структуры і характара дэградацыі. Слэдуе адзначыць, што да сённяшняга большасць гэтых пытанняў з'яўляюцца дыскусійнымі.

Асабліва многа спораў вядзецца па прадельнай граніцы ледніковага покрыва. Так, напрыклад, Б.Н. Гурскі [12] лічыў, што морэныя адклады наревскага ледніка сустрачаюцца севернее лініі, праходзячай ад г.п. Шэрэшева на г.п. Ганцевічы – Любань – Глуцк – Жлобін – Клімовічы і далей на г.п. Рослаўль. У тое ж часе ян палагаў, што па крупным ложбінам языкі дрэвнейшага ледніка маглі прадвільгацца і южнее указаннай лініі. М.М. Цапенка [13] праводіла граніцу першага оледенення южнее Малорыты, на Пінск, між Слэцкам і Старобіном і далей чэрез Глуцк, Бобруйск, Быхав, Чаусы, Дрыбін. Яшчэ южнее опускаў граніцу Г.Г. Грузман [14], даказваючы, што наревскі леднік дасягаў тэрыторыі Украіны. Л.Н. Вознячук [4] прадпалагаў, што дрэвнейшы наревскі леднік дохадіў да Прыпяці, т.е. пакрываў почти всю тэрыторыю Беларусі.

У цяперашняе часе А.В. Матвеев і др. [2], на аснове выкарыстання большага фактычнага матэрыяла, прааналізавалі становішча ложбін ледніковага выпахвання і размыва, прапанаваў праводзіць граніцу оледенення па лініі Брэст – Кобрын – севернее Пінска – Лунінца – Октябрскі – Брагін – Лоев – Гомель – Чэчэрск – Краснаполье – Клімовічы. Прадпалажытэльно к морэнам гэтага часу атнесены адклады, сустрачаныя ў скважынах севернее Брэста. Аднак найбольш крупныя масывы адзначаюцца севернее і северна-западнае Каменца, ў басейне Нарэва, ўсходнее і северна-ўсходнее Косова. Нескількі шырэ наревская морэна распаўсюджана ў межах Нарэвско-Ясельдынскай азёрна-аллювіяльнай раўніны. Талыя ледніковыя вады распаўстра-



нялись значительно далее дистального края глетчера. Однако в целом восстановить систему их динамики довольно трудно.

Ледниковые нагрузки вызвали оживление тектонических движений, 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 Кобрин – Пружан – Березы происходило сводовое поднятие территории, которое хотя и перекрывалось ледником, но оставленные им на этом участке отложения отличаются малой мощностью и фрагментарным распространением [15].

Имея в виду характер распределения моренных отложений, ориентировку и густоту ледниковых ложбин, а также крупные неровности доледникового и ледникового рельефа, выделяют три потока наревского ледника; в пределах Подляско-Брестской впадины получил развитие неманский поток. Преобладающим направлением движения льда было субмеридиональное [2].

Ледниковый покров при своем движении оказывал разнообразное воздействие на поверхность ложа. Им были углублены существовавшие ранее долины и другие понижения за счет размыва тальми водами, выпахивания и выдавливания. Деградация ледника проходила с отдельными остановками, и тогда формировались цепи возвышенного краевого ледникового рельефа. При таянии образовалось большое количество озер, постепенно заполнявшихся осадками. На месте многих ледниковых ложбин возникли понижения глубиной 20–40 м, которые в значительной мере предопределили в последующем размещение гидросети и болот. Активно протекали солифлюкция, морозное выветривание, гляциокарст, т.е. те процессы, которые свойственны перигляциальным обстановкам.

Во внеледниковой зоне в пределах Подляско-Брестской 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 литогенеза и морфогенеза на территории Подляско-Брестской впадины возник рельеф, который в генетическом отношении существенно отличался от донаревского. Возросла расчлененность земной поверхности. Исследуемая территория стала приобретать вид котловины [3].

4 Беловежский этап

Беловежское время представляет собой один из наиболее сложных этапов развития природного процесса в плейстоцене. Это первое, древнейшее межледниковье на территории Беларуси, наступившее после наревского оледенения. Ледник в большой степени преобразовал рельеф Подляско-Брестской впадины. Он оставил после себя моренные равнины в бассейне Нарева, севернее и северо-западнее Каменца. Обширные флювиогляциальные равнины располагались в районе г. Бреста. В понижениях размещались озера и болота, формировалась речная сеть [3].

Довольно активно в беловежское время протекали тектонические процессы. Об этом свидетельствуют условия залегания озерных и аллювиальных комплексов [9]. Такие движения привели в ряде случаев к инверсии существовавшего ранее рельефа. На-



пример, на участке между дд. Кабаки и Старые Пески Березовского района Брестской области на месте поднятия сформировалось довольно крупное понижение. 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 40–60 м краевые ледниковые образования.

Рельеф на территории Подляско-Брестской впадины в беловежское время был сравнительно выровненный, с повышением на самом юге. Это повышение носило платообразный характер, имело относительные высоты до 60 м. Повсеместно отмечались котловинообразные и ложбинообразные понижения. Самая глубокая ложбина проходила между Ивацевичами и Березой в направлении на Пружаны, Каменец, Высокое. В дальнейшем это понижение частично наследовалось верховьями рр. Ясельда и Лесная. Глубина описанной линейной депрессии 40–60 м. Вторая крупная ложбина выявлена по линии Порозово – д. Тиховоля. В дальнейшем она была унаследована 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 [9; 16], 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 [17]. В пределах рассматриваемой территории существовало большое количество озер, однако площадь отдельных водоемов была невелика. Озера располагались на всей территории сравнительно равномерно. Некоторое сгущение водоемов можно наблюдать между дд. Кабаки и Старые Пески.

5 Березинский этап

Похолодание климата в конце беловежского межледниковья привело к новому оледенению – березинскому. Движение льдов, по мнению исследователей, происходило с северо-запада и севера–северо-запада. Березинское оледенение было более значительным, чем наревское. Предельная граница распространения льдов проходила в основном южнее территории Беларуси, т.е. ледник покрывал почти весь исследуемый регион.

А.В. Матвеев и др. [2], судя по расположению моренных отложений, ложбин ледникового выпахивания и размыва, предполагают, что безледные условия в это время существовали южнее линии Столин – Петриков – Ельск. Но высказывались и другие взгляды. В частности, согласно данным М.М. Цапенко [13] и Е.П. Мандер [18], ледник продвинулся до северных отрогов Украинского щита, а его граница прослеживается по линии, проходящей от западной границы Беларуси с Польшей, по долине Припяти на восток до оз. Белое, юго-восточнее Пинска. Б.Н. Гурский [12] полагал, что южнее всего березинский ледник опускался на западе впадины и следы его отмечаются восточнее г. Камень-Каширский Украины. Л.Н. Вознячук [4] границу березинского оледенения проводил от юго-восточной Польши, в западных областях Украины в районе Самбора, Львова, Брода и далее на восток вдоль северного уступа Волынской возвышенности, считая, что березинский ледник полностью перекрывал территорию Беларуси.

Надвигание и деградация ледника были довольно сложными. Г.И. Горецкий [16] считал, что в развитии оледенения выделялось не менее двух стадий и одной крупной осцилляции. Движение льда в основном шло с северо-запада. Ледник дифференцировался на три потока; 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 выделяется выдер-



жанные по простиранию, но по-разному выраженные полосы ледниковых возвышенностей. Ранг этих остановок (стадия, фаза, осцилляция) в настоящее время однозначно установить не представляется возможным [2].

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 многочисленным буровым скважинам. Основная часть ложбин имеет глубину вреза 30–70 м. Днище их опущено до абсолютных отметок 6–85 м [3].

Распределение моренных отложений, созданные ими формы рельефа позволяют сделать вывод о ритмичном отступании ледникового покрова. Последними исследованиями установлены три полосы встречаемости моренных форм рельефа, разделенные зонами водно-ледниковых равнин. Это приводит к предположению о неравномерной деградации ледника.

Отложения южной (великоритской) фазы четко выделяются в западной части впадины – южнее дд. Медна – Великорита – оз. Луково. Эта полоса сплошного распространения моренных отложений уходит и далее на восток, но сохранились лишь небольшие ее фрагменты. Моренные образования средней фазы (пинской) прослеживаются по линии Брест – Верховесье – Крытышин – южнее Пинска – Дятловичи на абсолютных отметках в среднем 100–120 м. Самая северная на исследуемой территории задержка ледникового покрова происходила вдоль линии Янов Подляский – Пружаны – Селец. Представлена почти сплошной полосой распространения моренных отложений с абсолютными отметками 100–140 м. Размыты тальными водами отмечаются в районе долины Нарева.

Березинское оледенение имело немаловажное значение при формировании крупных современных форм рельефа. Одной из них является Загородье. Моренные отложения распространены в центральной части Загородья. Здесь выделено два крупных массива на абсолютных отметках 100–120 м, имеющих субмеридиональное простирание: в районе Хомск – Дрогичин – Иваново – Клементово – Вулька Попинская и между населенными пунктами Чемерин – Бродница – Переруб. Березинская морена часто залегает непосредственно под днепровской. В таких случаях разновозрастность их определяется по цвету, составу и условиям залегания.

В период березинского оледенения широкое распространение получили зандровые равнины, сложенные водно-ледниковыми образованиями. В суровых климатических условиях существовали потоки и водоемы талых ледниковых вод. При отступлении ледника возникла довольно густая сеть приледниковых озер. Некоторые из них продолжали развиваться в последующее межледниковье, став типичными водоемами гумидной зоны. В долинах крупных современных рек – Зап. Буга, Мухавца, Лесной и их основных притоков часто встречаются гляциоаллювиальные отложения.

6 Александрыйский этап

Временные рамки рассматриваемой межледниковой эпохи, по данным изотопных и термолюминесцентных методов, оцениваются в Европе интервалом от 350 тыс. до 300 тыс. лет [19]. Геологические и палеонтологические исследования, проведенные в последние годы в Беларуси, показали, что анализируемый интервал геологической истории по длительности не был, как считалось ранее, больше других интергляциалов плейстоцена. В то же время другой вывод о несколько более влажном и прохладном климате этого



межледниковья, по сравнению с беловежским и муравинским, получил новое подтверждение [2].

Березинский ледник, предшествовавший александрийскому межледниковью, оказал большое влияние на формирование орографии территории Подляско-Брестской впадины в межледниковое время. Этим ледниковым покровом частично сnivelированы или переуглублены существовавшие ранее ложбины и долины, надстроены положительные формы рельефа. Водно-ледниковые потоки, образовавшиеся в результате таяния ледника, несколько сократили разницу высот. В целом расчлененность рельефа в александрийское время по сравнению с предшествующими эпохами значительно уменьшилась.

Судя по условиям залегания александрийских отложений, во время их накопления в целом уменьшилась интенсивность и дифференцированность тектонических движений. Анализ гипсометрического положения подошвы александрийских осадков показал, что абсолютные высоты относительно выдержаны и колеблются в основном в интервале 80–120 м. Глубина отрицательных форм 30–60 м. Самые низкие отметки в разрезах Ставы (59,0 м) Каменецкого района. Наиболее приподнята подошва данных образований в разрезе Шестаково (150,2 м) Каменецкого района. Наиболее приподнятыми были участки современных повышений у Коссово и Березы, юго-восточнее Бреста. Относительно опущенной по сравнению с окружающей территорией была поверхность Подляско-Брестской впадины [3].

Преобладающим компонентом геоморфологического строения являлись моренные и водно-ледниковые равнины. Моренные равнины сосредоточены главным образом в западной части впадины, в то время как в восточной основу составляют флювиогляциальные равнины. В западной части (севернее Малориты – Брест – Шерешево – Ганцевичи) и на юго-востоке распространены озерно-аллювиальные и 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 % [8].

Реконструкция существовавших в то время озерных водоемов производилась по анализу накопившихся в них отложений. Анализ условий залегания межледниковых образований позволил восстановить картину распространения озер в александрийское время [17]. Судя по накопившимся осадкам, глубины некоторых озерных котловин (Ставы – 26,5 м) были значительными, но на протяжении межледниковья непостоянными. Об этом свидетельствует характер отложений – переслаивание нескольких литологических разностей. Размещаясь в области распространения березинского ледникового покрова, озера занимали котловины, образование которых связано с деятельностью ледника. Обстановка, сложившаяся в то время на территории Подляско-Брестской впадины, возможно, напоминала ту, которая была на севере Беларуси после отступления поозерского ледника. Пользуясь классификацией типов котловин современных озер, предложенной О.Ф. Якушко [20], исходя из анализа глубин, характера осадков, условий залегания, по аналогии можно выделить подпрудные (озерный водоем в районе дд. Новоселки – Броды – Александричи) и ложбинные (у д. Ставы) озера. Водоемы были значительно распространены и в пределах речных долин.

В александрийское время территория дренировалась густой сетью рек, формировавшейся в условиях влажного климата. В целом густота речной сети почти соответствовала современной. Крупные реки располагались в основном на месте своих современных



долин, поскольку здесь же сохранились погребенные аллювиальные свиты. В связи с влажностью климата водообильность рек была велика. По сравнению с беловежским временем долина Пра-Лесной в нижнем течении реки располагалась еще севернее и имела почти широтное простираие; долина Пра-Мухавца также располагалась севернее, однако была несколько южнее современного положения [17]. К концу межледниковья реки расширили свои долины, размеры которых приблизились к современным.

7 Припятский этап

Характерной особенностью припятского этапа 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.

Днепровский ледниковый покров сыграл значительную роль в развитии природы и становлении современного облика территории Подляско-Брестской впадины. В то же время на развитие ледникового покрова, его распространение и мощность значительное влияние оказали подстилающие породы, гипсометрические показатели и неотектонические движения. Как было сказано выше, наиболее пониженной в предшествующий днепровскому оледенению период была, западная часть Брестского Полесья. Поэтому здесь широко распространены моренные отложения днепровского возраста. Они отмечаются практически сплошной толщей разной мощности, отсутствуя в местах размыва тальми ледниковыми водами, по долинам некоторых рек.

Исследователями высказываются различные мнения о границе распространения днепровского ледникового покрова. Большинство проводят южную границу за пределами территории Беларуси, и днепровский ледник считают максимальным, во всяком случае, на западе Восточно-Европейской равнины. Но есть и другие точки зрения. В частности, Г.Г. Грузман [14] считал, что участок от Пинска до Столина не перекрывался ледником. Мысль об отсутствии морены максимального (днепровского) оледенения на юге Беларуси не нова. Еще П.А. Тутковский [21] высказывал предположение о существовании в Полесье «безвалунной области», куда ледник вроде бы не заходил. Он считал, что возвышенности между Минском и Новогрудком задержали продвижение ледника к югу. Д.Н. Соболев [22] объяснял «безвалунность» области размывами морены тальми ледниковыми водами.

Под влиянием глетчера активизировались тектонические процессы. Произошел некоторый относительный подъем юго-западной части Беларуси. Тектонические движения повлияли на расположение краевых ледниковых комплексов и гляциодислокаций. Судя по геологическим данным, в днепровском покрове выделялось четыре потока [2]; в пределах Подляско-Брестской впадины, также как и в наревское и березинское время, выделяют неманский поток, в структуре которого в разные этапы формировались многочисленные лопасти и языки. Так, Б.Н. Гурский [12] указывает, что особенно заметно обособлялась лопасть в междуречье Мухавца и Лесной и др.

Днепровский ледник создал экзарационные и аккумулятивные формы рельефа. К экзарационным относятся ложбины ледникового выпахивания и размыва. Основная часть ложбин расположена в западной и центральной частях Подляско-Брестской впадины. Врез ложбин составляет 30–70 м (максимум до 90 м), абсолютные отметки днища 60–110 м. Ложбины днепровского времени менее выражены в погребенном рельефе, чем более древние. Аккумуляция ледника выразилась в надстройке ранее существовавших повышений рельефа, в заполнении водно-ледниковыми и собственно ледниковыми (моренными) отложениями ложбин, созданных как предыдущими оледенениями, так и са-



ним днепровским ледником. Широко распространились и зандровые песчаные отложения. Аккумуляционные процессы привели к выравниванию поверхности [3].

Характерным элементом ландшафта во время оледенения были озерно-ледниковые водоемы. Образовались они в период наступания и отступания ледника на его поверхности при таянии льда. Крупные водоемы существовали у д. Тришин Брестского района, д. Ракитница Жабинковского района Брестской области и др.

Характер деградации ледника был прерывистым [8; 12]. Это вызвало формирование нескольких цепей краевых гряд, которые образуют повышенные участки рельефа. Такие повышения прослеживаются по линии Брест – южнее Кобрин – Иваново. Слабее выражена зона днепровских поднятий, расположенная севернее. Она проходит через верховье Правой Лесной – южнее Пружан – оз. Белое. Комплексы краевых образований представлены различными типами возвышенностей – грядами, камами, озами и др. Значительное распространение имеют и напорные формы. Вдоль краевых гряд и между ними развивались ложбины стока талых ледниковых вод, частично унаследованные реками.

Таким образом, эти краевые ледниковые комплексы определяют основные орографические черты земной поверхности 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 отступания ледникового покрова. Созданные и унаследованные в это время неровности рельефа предопределили местоположение современных водотоков и водоемов территории Подляско-Брестской впадины. Речные долины региона после отступания днепровского ледника были близки к современным [17]. Аллювиальные отложения встречаются небольшими по площади участками в долинах современных рек – Лесной, Ясельды и других, в ложбинах стока талых ледниковых вод, на заболоченных равнинах, на понижениях палеорельефа.

В сожское время отступивший на время ледниковый покров снова перекрыл значительную часть территории региона. Граница его предельного распространения является достаточно спорной [12; 13]. По итогам геолого-съёмочных работ установлено, что край ледника в пределах Подляско-Брестской впадины проходил по линии Беловежа – Шерешево – Линово – Кабаки – Береза и далее за ее пределы [23]. Очевидно, что при распространении сожского ледника снова произошло опускание исследуемой территории, что и обусловило здесь наибольшее продвижение льдов к югу.

Структура ледникового покрова была сложной. Анализ положения основных цепей возвышенностей и гряд, ледораздельных массивов свидетельствует о том, что в теле ледникового щита формировалось пять потоков; в пределах Подляско-Брестской впадины, аналогично предыдущим этапам, выделяют неманский поток. В результате его деятельности произошло окончательное формирование поверхности впадины. Им были надстроены некоторые формы рельефа, созданные предыдущим днепровским ледником. Сожский ледник сформировал краевые гряды, образовал участки моренных равнин, флювиогляциальные равнины. В результате аккумулятивной деятельности абсолютные отметки в зоне распространения ледника возросли на 30–40 м.

Б.Н. Гурский [12] выделяет две стадии ледникового покрова, названные им славгородской и могилевской. Основную часть территории юга впадины занимают образования славгородской стадии. Мощность ее морены не превышает 10–20 м, но в пределах



Леснянской ложбины в районе Каменца увеличивается до 50 м. Граница распространения совпадает с предельной границей сожского оледенения. Им также выделяются две фазы деградации славгородской стадии сожского ледника – барановичская и новодворская. Краевые образования барановичской стадии на исследуемой территории располагаются в районе Пружан – Березы. Положение края льда северной новодворской фазы намечается по линии дд. Незбодичи – Новый Двор. Граница ледникового покрова могилевской стадии проходила по линии Свислочь – Порозово – Ружаны и далее на северо-восток за пределы впадины. Сожский ледник покрывал только северо-западную часть впадины, где и отложились собственно ледниковые осадки. На остальной территории широким шлейфом расположены водно-ледниковые и озерно-ледниковые образования. Сожский ледник не только аккумуляровал отложения, но и производил значительную эрозивную деятельность. 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 [3].

Упомянутая выше дифференциация неотектонических движений отразилась и на распределении водных потоков при таянии льда. 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 и Полесья. Среди них по мере отступления покрова появились термокарстовые озера. Значительно возросла площадь моренного рельефа.

На юге могли существовать реки, в которых накапливался перигляциальный аллювий. По мере деградации ледника речная сеть постепенно восстанавливалась [2]. Схему этого процесса на примере Немана описали Л.Н. Вознячук и М.А. Вальчик [24]. Очевидно, по сходной схеме возрождались и другие реки бассейна Балтийского моря. Возникшие в раннем плейстоцене северные притоки Припяти в сожское, а затем и в более позднее время приобрели современные черты.

8 Муравинский этап

Поздний плейстоцен начинается муравинским межледниковьем. Отложения муравинского межледниковья хорошо коррелируются не только с континентальными, но и с морскими толщами других регионов. На сегодняшний день, вместе с поозерским оледенением это единственное крупное подразделение плейстоцена, по которому возможно достоверно проводить глобальные корреляции на основе изотопно-кислородных данных.

Ранее существовало несколько точек зрения на время начала этого периода. Одни авторы считали, что возраст начала муравинского межледниковья около 0,11 млн. лет [13], другие – около 0,12 млн. лет [4]. Сегодня высказывается мнение о начале межледниковья 0,13 млн. лет назад [2]. При этом почти все исследователи, занимающиеся вопросами геохронологии, отмечают относительную кратковременность этого межледниковья. События, происходившие во время этого межледниковья, накануне его, и в ранние фазы следующего (поозерского) оледенения, выяснены лучше, чем для других интергляциалов. Это позволяет считать историю развития природы в муравинское время в качестве типовой для плейстоценовых межледниковий.



Сожский ледниковый покров припятского оледенения – последний, достигший территории Подляско-Брестской впадины – сформировал муравинскую орографию этого района, в общих чертах близкую к современной. В результате деятельности этого ледника приподнятой оказалась северная часть района. Здесь располагаются моренные и флювиогляциальные равнины, сформированные в сожское время. Эволюция климата с момента резкого потепления в конце сожского этапа протекала под знаком уменьшения континентальности, увеличения влажности и температуры воздуха. Потепление и связанная с ним деградация льдов привела к гляциоизостатическому поднятию, смене нисходящего развития территории восходящим. Это, в свою очередь, вызвало врезание рек, углубление долин, появление цокольных террас. Происходило интенсивное таяние «мертвого» льда, и постепенно исчезала многолетняя мерзлота. На месте возникших депрессий образовались озера.

Постепенно сложилась близкая к современной речная сеть. В речных долинах продолжалось формирование вторых надпойменных террас. Долина р. Мухавец занимала очень близкое к современному положение. Современная долина р. Лесная лишь начинала выработываться: самой реки в то время не было, а на месте современной нижней части долины находилась крупная палеоложбина. Водораздел между бассейнами Карангатского (Черного) и Эемского (Балтийского) морей практически совпадал с современным [2].

Гипсометрическое положение образований муравинского времени отражает основные особенности современного рельефа. Анализ показал, что наиболее высокий уровень осадков связан с северной и южной частями впадины. Высоко залегает подошва муравинских межледниковых отложений в разрезах Великое Село Пружанского района (170,3 м) на глубине 2,7 м от земной поверхности, а самый низкий уровень связан с центральной частью, долиной Зап. Буга – 125,0 м). Мощность отложений колеблется от 0,3 м в разрезе Радеж Малоритского района до 55,8 м у д. Гершоны Брестского района [3].

С началом похолодания в позднемежледниковье 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.

9 Поозерский этап

Поозерское время – этап геологической истории от конца муравинского межледниковья до начала голоцена. По современным представлениям он длился от 0,11 млн. лет до 0,01 млн. лет назад. За это время на территорию Беларуси вторгнулся один 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 во внеледниковой зоне субарктической растительности. Другой характерной особенностью этого этапа явилось появление в регионе человека [2].

В эволюции природных событий поозерского, как, впрочем, и всех других ледниковых интервалов плейстоцена, выделяется несколько этапов. В начале его природная обстановка была переходной от межледниковой к настоящей ледниковой. В течение этого интервала ледниковый покров со своего центра в Фенноскандии медленно растекался к югу. Во внеледниковой зоне, к которой относится и территория Подляско-Брестской 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.

В позерское время на территорию Подляско-Брестской впадины поступало значительное количество вод. Это способствовало образованию довольно широких надпойменных террас, многочисленных озер и озерно-аллювиальных низин. Между браславской и оршанской стадиями оледенения происходило врезание рек, начали спускаться озера. Установлено, что в браславскую стадию оформилась первая надпойменная терраса крупнейших рек территории впадины, начал вырабатываться уступ от первой надпойменной террасы к пойме. Появление этого уступа, вероятно, произошло позднее – в голоцене [3]. Реликтами позднепоозерского этапа считаются наиболее крупные озера территории. Однако большинство озер того времени просуществовали недолго, и вскоре на их месте возникли торфяники [17].

С интервалом времени приблизительно 27–24 тыс. лет назад связывается первоначальное заселение территории Беларуси палеолитическим человеком. Однако его пребывание здесь было непродолжительным. Вскоре он вынужден был отступить к югу под натиском усиливающегося похолодания [2]. В позднеледниковое время после отступления ледникового покрова с территории Беларуси наблюдается колебание климата, и выделяются три холодных (дриас-1, дриас-2, дриас-3) и два теплых (беллинг и аллеред) этапа.

Дриас-1 (около 14000–12800 лет назад). Территория Подляско-Брестской впадины развивалась в условиях сухого резко континентального климата. Обширные пространства были покрыты сосновыми лесами.

Беллинг (12800–12100 лет назад). Расширение лесов, главным образом сосново-березовых. Температура июля была ниже современной на 0,5–1°C, января – на 1,5°C, среднегодовая – на 1°C. Осадков выпадало меньше на 75–100 мм.

Дриас-2 (12100–11800 лет назад). На территории Подляско-Брестской впадины установился умеренный климат, произрастали леса, в которых количество сосны несколько увеличилось, а березы уменьшилось.

Аллеред (11800–10900 лет назад). Предполагается, что теплый период аллереда оказал существенное влияние на весь ход природных процессов. Прогревание поверхностного субстрата вызвало его осушение, что способствовало развеванию песков. В пределах впадины преобладали песчаные почвы с низким уровнем грунтовых вод. Температура июля близка к современной, январская ниже на 1–3°C, среднегодовая – на 1–2°C, осадков выпадало меньше на 25–50 мм.

Дриас-3 (10900–10200 лет назад). Произошло краткое, но значительное похолодание климата. Предполагается, что по сравнению с современными среднегодовая температура была ниже на 3–5°, июля – на 1–2°, января – на 4–5°, осадков меньше на 100 мм. В позднем дриасе открытые пространства достигали максимального развития. Сосново-березовые леса занимали островное положение, располагаясь на возвышенностях [2].

10 Голоценовый этап

Характеризуемый этап имеет продолжительность чуть более 0,01 млн. лет. За этот возрастной интервал происходили относительно небольшие колебания климата, сформировался современный облик растительного и животного мира, рельефо-образование 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.



В строении рельефа исследуемой территории в голоцене наиболее высокое положение занимали южные районы Волковысской возвышенности. Из других повышенных территорий выделялись Высоковская, Пружанско-Коссовская, Малоритская равнины, т.е. так же, как и сейчас, высокое положение в рельефе занимал север и запад района, отдельные участки юга. Пониженные территории были частично заняты болотными массивами. Самые крупные из них располагались в междуречье Нарева и Ясельды, Мухавца и Припяти и др.

Важным элементом строения рельефа являлись озерные котловины, часть из которых была термокарстового и карстового происхождения, часть относилась к полесскому типу – озера-разливы. В пределах Подляско-Брестской впадины типичными являются крупные озерные водоемы, существовавшие в начале голоцена между гг. Кобрин и Дрогичин, а также на месте современного болота Дикое. Их возникновение связывается с поозерским ледниковым покровом [3]. О значительном распространении озер свидетельствуют отложения в виде мергелей, сапропелей, алевролитов, содержащих растительные остатки, подстилающие торфяные залежи в современных болотных массивах. Глубина озер в среднем составляла 5–7 м, а в карстовых и термокарстовых озерах она была значительно больше.

Таяние поозерского ледника повысило водообильность в речных системах, что привело к усилению эрозионных процессов и дальнейшему преобразованию долин рек, связанному с созданием в конце поозерского времени уступа первой надпойменной террасы, а в конце бореального и начале атлантического времени и пойм рек.

Территория Подляско-Брестской впадины – своеобразная провинция, выделяющаяся из лесной полосы ландшафтами, климатом, почвами, растительностью. Значительные пространства болот и лесов, изрезанные многочисленными реками, наличие возвышенных участков – все это оказались очень удобным для первобытных людей. Здесь они находили места, удобные для поселения, материал для сооружения жилищ, запасы пищи, россыпи кремня, необходимого для изготовления орудий труда [25].

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 [26]. Периодизация событий голоценового времени, приводится в соответствии со стратиграфической схемой, разработанной А.В. Матвеевым и другими авторами в последние годы [2].

Пребореал (10200–9000 лет назад). Начало голоцена представляет собой важный палеогеографический рубеж, связанный с переходом от субарктических условий позднеледниковья к умеренно теплomu климату голоцена. Температуры июля в начале пребореала были близки к современным, января – ниже на 1–2°C, а осадков выпадало меньше на 25–50 мм. В соответствии с изотопными исследованиями, рост среднегодовых температур отмечается с конца позднего дриаса до середины пребореала. Климат завершающей фазы пребореала характеризуется понижением июльских температур на 1–2°C, январских – на 2–3°C, по сравнению с современными, и повышением количества осадков до современных показателей.

Бореал (9 000–7 800 лет назад). На протяжении бореального периода отмечаются изменения климата, как в сторону потепления, так и похолодания. В период от 9 000 до 8 400 лет назад температуры января были ниже всего на 0,5–1°C, июля – равны современным, а количество осадков соответствовало современному, либо было меньшим на



25–50 мм. В целом теплые условия первой половины бореального времени и изменения в растительном покрове способствовали активизации эоловых процессов. Усилились процессы заболачивания озерных котловин, что подтверждается бореальным возрастом торфа, залегающего на озерных осадках в некоторых озерах региона. В конце периода произошло похолодание климата, временной интервал которого на территории Беларуси лежит между 8 400–7 800 лет назад. Температуры января были на 1,5–2°C, июля на 0,5–1°C ниже современных, количество осадков около 8 000 лет назад равнялось современному, либо было выше на 25–50 мм. Согласно расчетам, проведенным по изотопным данным, от начала бореала до пика похолодания (около 8 200–8 300 лет назад) среднегодовая температура могла упасть на 6,5°C. В долинах рек возросла интенсивность паводков, что сопровождалось накоплением аллювия повышенной мощности. В болотах образовались слои заиленного, а в пределах речных долин опесчаненного торфа.

Атлантика (7 800–5 000 лет назад). После бореального похолодания происходит быстрое потепление – наступает температурный максимум голоцена, который отмечается около 5 500 лет назад повышением летних и зимних температур на 1–2°C и понижением количества осадков на 25 мм по сравнению с современными значениями. Изменения климата сказались на почвообразовательных процессах, тесно связанных с составом и строением подстилающих отложений. В районах с преобладанием песков развивались в основном подзолистые почвы, на суглинистых и лессовидных отложениях – дерново-подзолистые, дерново-карбонатные, на обводненных участках – дерново-подзолистые, глеевые и заболоченные почвы. С понижением уровней озер в начале периода связано усиление процессов заболачивания древних озерных котловин. В большинстве случаев озерные отложения атлантического периода представлены смешанными, тонко- и грубо-детритовыми сапропелями, различными илами. Процессы накопления известкового типа осадков продолжались в местах распространения карбонатных отложений, причем в их составе существенно возросла роль органического вещества. В середине периода повышение влажности климата и понижение температур способствовали не только подъему уровней озер, но и усилению процессов заболачивания междуречий.

Суббореал (5 000–2 700 лет назад). В течение суббореала происходили частые колебания климата, как в сторону похолодания, так и потепления. В начале периода отмечается падение температур января на 1–2°C, июля на величину не более 1°C ниже современных, а количество осадков превышало современные на 25–50 мм. Климатические колебания способствовали активизации эрозионных процессов. В начале периода произошло повышение уровней озер на большей части региона. В осадках возросла роль терригенного материала, накапливались кремнеземистые сапропели, опесчаненные карбонатные сапропели и илы. В середине суббореального этапа температуры июля и января в среднем были на 0,5–1,0°C выше, а количество осадков на 25 мм ниже современных. На завершающем этапе суббореала отмечается похолодание климата с понижением июльских и январских температур на 1°C и уменьшением осадков на 50 мм относительно современных значений. Усиливаются эрозионные и делювиальные процессы. Повышается обводненность торфяных массивов с образованием озерных окон, отмечается слияние изолированных болот в болотные системы, особенно в пределах низин.

Субатлантика (2 700 лет назад – ныне). Согласно палеоклиматическим реконструкциям, в начале периода увеличилось количество осадков, температура июля повысилась на 1°C выше современных значений, а января – до уровня современной. Средняя часть периода была довольно теплой и влажной. Однако отмечается понижение июльских температур до современных, а январских – на 1°C ниже современных значений. Ко-



личество осадков превышало современное на 50 мм. Усилились процессы заболачивания озерных котловин. Повышенное содержание органического вещества (до 60–80 %) указывает на возрастание эвтрофикации водоемов. С середины периода начинается этап активизации эрозионных процессов в речных долинах. Интенсификация седиментации была обусловлена повышением влажности климата и увеличением антропогенного влияния. Похолодание климата, увеличение влажности и распашка территории способствовали усилению линейной эрозии и склоновых процессов. Наиболее ярко плоскостной смыв фиксируется в разрезе аллювиальных осадков на рубеже последнего тысячелетия. В озерах происходило резкое, не характерное для предшествующей истории накопление глинистого материала с примесью органики, а также кремнеземистых и органических сапропелей, органических и опесчаненных илов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология Беларуси / под ред. А.С. Махнач, Р.Г. Горецкого, А.В. Матвеева. – Мн. : ИГН НАН Беларуси, 2001. – 815 с.
2. Четвертичный период (квартер) / Ф.Ю. Величkevич, В.П. Зерницкая, Э.А. Крутоус и др. // Палеогеография кайнозоя Беларуси / Под ред. А.В. Матвеева. – Мн. : ИГН НАН Беларуси, 2002. – С. 75–143.
3. Гречаник, Н.Ф. Основные эпохи и этапы развития рельефа на территории Подляско-Брестской впадины / Н.Ф. Гречаник // Веснік Брэсцкага ўн-та. – 2006. – № 3 (27). – С. 100–110.
4. Вознячук, Л.Н. Основные стратиграфические подразделения четвертичных отложений / Л.М. Вознячук // Материалы по стратиграфии Беларуси. – Мн., 1981. – С. 138–151.
5. Махнач, Н.А. Палинологическая характеристика древнейших отложений антропогена Белоруссии / Н.А. Махнач // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. – Мн., 1977. – С. 215–234.
6. Горецкий, Г.И. О критериях определения границы между неогеном и антропогеном / Г.И. Горецкий // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. – Мн., 1977. – С. 8–55.
7. Костко, А.А. Роль ледника в формировании субантропогеновой поверхности Белоруссии / А.А. Костко // Тектоника и проблемы формирования осадочного чехла Белоруссии. – Мн., 1975. – С. 74–80.
8. Матвеев, А.В. История формирования рельефа Белоруссии / А.В. Матвеев. – Мн. : Навука і тэхніка, 1990. – 144 с.
9. Горецкий, Г.И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра / Г.И. Горецкий. – М., 1970. – 144 с.
10. Кузнецов, В.А. Геохимия аллювиального литогенеза / В.А. Кузнецов. – Мн., 1973. – 157 с.
11. Неотектоника и полезные ископаемые Белорусского Полесья / А.В. Матвеев, Э.А. Левков, Л.Ф. Ажгиревич и др. – Мн. : Наука и техника, 1984. – 134 с.
12. Гурский, Б.Н. Нижний и средний антропоген Белоруссии / Б.Н. Гурский. – Мн. : Наука и техника, 1974. – 144 с.
13. Цапенко, М.М. Антропогеновые отложения Белоруссии / М.М. Цапенко, Н.А. Махнач. – Мн. : Изд-во АН БССР, 1959. – 225 с.
14. Грузман, Г.Г. Характер распространения и особенности формирования лихвинских диатомовых пород северной Волыни / Г.Г. Грузман, Г.К. Хурсевич,



В.Л. Шалабода // Материалы геологического изучения земной коры Белоруссии. – Мн., 1978. – С. 119–123.

15. Матвеев, А.В. Ледниковая формация антропогена Белоруссии / А.В. Матвеев. – Мн. : Наука и техника, 1976. – 160 с.

16. Горецкий, Г.И. Особенности палеопотамологии ледниковых областей / Г.И. Горецкий. – Мн., 1980. – 134 с.

17. Крутоус, Э.А. Палеогеография антропогена Белорусского Полесья / Э.А. Крутоус. – Мн. : Навука і тэхніка, 1990. – 143 с.

18. Мандер, Е.П. Антропогеновые отложения и развитие рельефа Белоруссии / Е.П. Мандер. – Мн. : Наука и техника, 1979. – 123 с.

19. Mojski, J.E. Europa w plejstocene: ewolucja środowiska przyrodniczego / J.E. Mojski. – Warszawa, 1993. – 121 s.

20. Якушко, О.Ф. География озер Белоруссии / О.Ф. Якушко. – Мн. : Вышэйшая школа, 1967. – 213 с.

21. Тутковский, П.А. Полесская безвалунная область, ее особенности и причины возникновения / П.А. Тутковский // Зап. Киевского об-ва естествоиспытателей. – 1903. – Т. 18. – Вып. 1. – С. 9–20.

22. Соболев, Д.Н. Геоморфогенез Северо-Польской и Белорусско-Литовской низменности и областей с нею сопредельных. Геоморфологический очерк / Д.Н. Соболев. – ВГФ, БелНИГРИ, 1948. – 195 с.

23. Лявіцкая, Р.І. Аб мяжы маскоўская (сожскага) ледавіка і яго краявых утварэннях / Р.І. Лявіцкая, В.Г. Пасюкевіч // Новае ў геалогіі антрапагену Беларусі. – Мн., 1979. – С. 102–105.

24. Вознячук, Л.Н. Морфология, строение и история развития долины Немана в неоплейстоцене и голоцене / Л.Н. Вознячук, М.А. Вальчик. – Мн., 1978. – 136 с.

25. Богдасаров, А.А. Минералогические особенности белорусских халцедонов / А.А. Богдасаров, М.А. Богдасаров // Кварц. Кремнезем : Мат. докл. семин. – Сыктывкар, 2004. – С. 198–199.

26. 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.

M.A. Bogdasarov, N.F. Grechanik. The Basic Stages of Formation of Quaternary Deposits on the Territory of Podlessko-Brest Depression

In the article on the basis of paleogeographic reconstruction the main stages of the formation of Quaternary deposits on the territory of Podlessko-Brest depression are described. The basic factors of overburden formations are considered in detail. The analysis of factors of formations of relief and of paleogeographical reconstruction have allowed to allocate the general features of relief development and to specify the major role of the glacial covers repeatedly interfered on this territory in a Quaternary.

Рукапіс паступіў у рэдкалегію 20.10.2011 г.