OD ZLODOWACENIA ODRY / PRYPECI DO HOLOCENU. PALEOGEOGRAFIA POGRANICZA POLSKO-BIAŁORUSKIEGO POMIĘDZY BIAŁYMSTOKIEM A PIŃSKIEM

Tomasz KRZYWICKI

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: tkrz@pgi.gov.pl

Zlodowacenie Odry/Prypeci

Stadiał Odra/Dniepr

Liczne wcześniejsze prace prowadzą we wschodniej Polsce zasięg lądolodu Odry wzdłuż północnych krańców Wyżyny Lubelskiej (m.in. Różycki 1972, Mojski 2005). Wyniki niniejszej pracy sugerują jednak jego znacznie mniejszy zasięg, na badanym obszarze zbliżony zasięgowi lądolodu stadiału Warty/Soża.

Jak się wydaje, lądolód zlodowacenia Odry/Prypeci (MIS 6) na badanym obszarze sięgnął prawdopodobnie równoleżnikowego odcinka doliny Bugu (po polskiej stronie) i północnych krańców Polesia (po białoruskiej stronie). Gliny dolnego stadiału tego zlodowacenia (Odra/Dniepr) znane są z wierceń w Polsce okolicach Mielnika, Zabuża i Horoszek Dużych oraz bardziej ku N w okolicach Werpola i Milejczyc. Na Białorusi rozpoznano je na N od doliny Muchawca i bardziej ku N w rejonie Czepieli i Towarnej Góry.

Na Polesiu sandry położone w okolicach Masewicz na SE od Brześcia oraz podłużna równoleżnikowa duża „wyspa" zwana Zahorodziem, położona między Jasiołdą a Piną (na której leży Drohiczyn Poleski) mogły być najprawdopodobniej efektem piaszczystej akumulacji sandrowej tego stadiału. Na wspomnianej „wyspie" położone są wzgórza moren czołowych pochodzące zapewne z okresu stadiału Odra/Dniepr. Niektórzy geolodzy białoruscy (np. R.I. Levickaja) uważają te moreny za formy powstałe w recesyjnej fazie mozyrskiej stadiału Odra/Dniepr (Mahnach i in. 2001)[1]. Część tych moren jest zaburzonych glacitektonicznie.

Lodowcową „wyspą" z okresu tego stadiału, zbudowaną ze żwirów i piasków jest najprawdopodobniej opisany niżej ostaniec położony na E od Czernawczyc i Turny Wielkiej.

Stadiał Warta/Soż

Kolejne nasunięcie lądolodu zlodowacenia Odry/Prypeci nazywane stadiałem Warty/Soża było okresem znaczącym dla obszaru badań. Wielu autorów wcześniejszych opracowań Zaborski (1927), Szafer (1953), Galon i Roszkówna (1961), Mojski (1972), Nowak (1977), Baraniecka (1984, Falkowski i in. (1984 – 1985), Lindner (1988), Lindner i in. (1991), Marks, Pavlovskaja (2006) prowadzi po polskiej stronie linię jego maksymalnego zasięgu wzdłuż doliny Krzny (przez Białą Podlaską) lub na północ od niej. Po białoruskiej stronie wszystkie prace, prócz Gurskiego (1974) który rysuje zasięg lądolodu stadiału Soż wzdłuż Muchawca, pokazują zasięg za Matveevem (1990). Przebiega on od granicy polskiej wzdłuż doliny rzeki Leśnej Prawej ku SE i dalej ku E aż do okolic Berezy nad Jasiołdą.

Obecne badania weryfikują te poglądy. Wydaje się iż maksymalny zasięg lądolodu Warty/Soż przebiegał według poniższego opisu (fig. 1):

Na zachodzie lądolód sięgnął, zaznaczonego morenami czołowymi obszaru otaczającego Łosice. Dalej ku wschodowi dotarł lobem po okolice Kornicy, Konstantynowa i Serpelic. Tuż za Serpelicami w okolicach Borsuk i Gnojna czoło lądolodu „skręciło" zdecydowanie ku SE i sięgało dzisiejszego zachodniego brzegu doliny Bugu. Zaczął sie tworzyć lob lodowcowy o długości ok. 40 km, obejmujący część doliny Bugu aż po okolice Kodnia i ujściowy odcinek doliny Muchawca. W rejonie Mokran, Ne-

[1] Faza mozyrska w stratygrafii Czwartorzędu na Białorusi jest drugą po stolinskiej, a przed trzecią – czaczorską fazą recesyjną lądolodu stadiału Odry/Dnieper. Jego maksymalny zasięg przekracza granice Białorusi i sięga północnej granicy Wołynia na Ukrainie.

pli i Bohukał lądolód wykorzystał wcześniejsze misy wytopiskowe, być może z okresu stadiału Odra/Dniepr. Podczas maksymalnego zasięgu lądolodu Warty/Soża część wód proglacjalnych wypływająca z lądolodu w okolicach Nepli mogła odpływać dobrze dziś zarysowanym odcinkiem doliny Prakrzny ku SW.

Na E od Kodnia lob lądolodu przekroczył dolinę dzisiejszą Bugu i objął część Ziemi Brzeskiej aż po okolice Szebrynia, wsi położonej nad Muchawcem, prawym dopływem Bugu.

Na S, E i NE od Brześcia rozciąga się obszerny sandr stadiału Warty/Soża, przez który dziś płynie Muchawiec i biegnące do niego z Polesia liczne kanały. Sandr ten kontynuuje się dalej ku E, aż po okolice Rechitsa (Rzeczyca). Otacza również od południa „wyspę" Zahorodzie, zbudowaną prawdopodobnie z osadów wodnolodowcowych stadiału Odra/Dniepr. Na północ od Kobrynia, wśród sandru wychodzą na powierzchnię starsze gliny zwałowe (prawdopodobnie zlodowacenia Sanu 2). Podobnie jest w polskiej części, na południe od doliny Bugu, gdzie znaczne płaty starszych glin zwałowych wyłaniają się spod sandru. Taka sytuacja jest w okolicach Komarna, Janowa Podlaskiego i Lipnicy. Jednak znaczącą część powierzchni, położonej na południe od moren warciańskich pokrywają piaski wodnolodowcowe sandru stadiału Warty/Soż związane zarówno z maksymalnym zasięgiem jak i z recesją tego lądolodu. Dopiero w okolicach położonych jeszcze bardziej na S, koło Włodawy, zaczynają dominować osady jeziorne zlodowacenia Wisły/Poozieria.

Płynący z południa Prabug mógł w tym okresie jedynie stworzyć zastoisko przed czołem lodowego lobu. Jednak odpływ jego wód i wód proglacjalnych był możliwy ku wschodowi, dzisiejszą doliną Muchawca, by za Kobryniem rozlać się szeroko w jeziorzysko - zastoisko położone w obniżeniu na granicy z Polesiem Brzeskim. Być może już w okresie maksymalnego zasięgu lądolodu Warty/Soża istniał przepływ ze wspomnianego jeziorzyska do doliny Prypeci i dalej do Dniepru. Zastoisko zaistniało też w tym czasie w południowej części doliny Bugu, w okolicach Dubienki (Szwajgier, Dolecki 2005), skąd wody bużańskie przelewały się na wschód.

Podsumowując - podczas maksymalnego zasięgu lądolodu stadiału Warty/Soż część wód proglacjalnych odpływała na zachód doliną Krzny, a większa część ku wschodowi dolinami Muchawca, Piny i Prypeci. Trudno mówić o istnieniu w tym okresie pradoliny Krzny – Prypeci.

Doliny dzisiejszych rzek: Muchawca, Piny i Prypeci były drogą odpływu wód lodowcowych na wschód także w okresie zlodowacenia Wisły/Poozieria. Duże jeziorzysko na Polesiu Brzeskim istniało także w holocenie.

Wschodnią granicą opisywanego lobu było wyniesienie między dolinami Kamienki i Ryty dopływów Muchawca, a dalej ostaniec morenowy utworzonego przez lądolód prawdopodobnie w okresie stadiału Odra/Dniepr, wznoszący się do 20 m powyżej otaczających terenów na wschód od Czernawczyc i Turny Wielkiej. Lob „zanika" w okolicach na E od Widomli i dalej granica zasięgu lądolodu biegnie na E z lekkim odchyleniem ku N, przez wysokie wzgórza ciągnące się po południowej stronie doliny Leśnej Lewej. Na północ od zasięgu zostają Szczerbowo i Kukulczyce, miejscowości w których nawiercono osady interglacjału mazowieckiego bez przykrycia gliną lodowcową (sic!). Na S od jednego z tych wzgórz morenowych widoczna jest dawna dolina marginalna.

Za doliną Leśnej Lewej linię zasięgu znaczą moreny czołowe położone na południe od Linowa i na północ od Chojnik i Malecza. Wzdłuż moren po zewnętrznej stronie, a potem na S od nich, w obszarze sandru ciągnie się długa równoleżnikowa dolina marginalna.

Dalej zasięg Warty/Soża „przecina" w okolicy Berezy znaczącą szeroką dolinę ciągnącą się z WNW na ESE. Dolina ta jest dawną pradoliną, czy też bardzo szeroką doliną marginalną (dla potrzeb tego opracowania nazwijmy ją pradoliną Narwi – Jasiołdy), odprowadzającą wody kolejnej fazy (?) recesyjnej lądolodu Warty/Soża. Faza ta nazywana jest na Białorusi fazą lub stadiałem mohylewskim. Po polskiej stronie odpowiada ona tzw. ciągowi suraskiemu, prowadzącemu niewielkie moreny wzdłuż Narwi, po północnej stronie jej doliny (Kondracki, Pietkiewicz 1967) lub też morenom stadiału Mławy (Różycki 1972) przebiegającymi na NE od doliny rzeki Supraśl.



Fig. 1. Mapa geomorfologiczno - geologiczna

Za Berezą linia maksymalnego zasięgu prowadzi na E w stronę Rechitsa (Rzeczyca), po południowej stronie zostawiając Sokołów i Ogrodniki. W okolicach Rechitsa (Rzeczyca) wznoszą się znaczące wzgórza morenowe o wysokości względnej przekraczającej 30 m. Widać w nich miejscami zaburzenia glacitektoniczne. Tu też, najprawdopodobniej bardzo blisko czoła przyszłego lądolodu, w niewielkim zbiorniku jeziornym, w okresie interglacjału mazowieckiego/Alexandrian osadziły się znacznej miąższości osady jeziorne i torfy (patrz: Przewodnik wycieczek. Stanowisko Rechitsa (Rzeczyca)). Być może osady te zostały „in situ" wyniesione przez czoło lądolodu warciańskiego w rejon wyższych partii moreny Rechitsa. Nie są one zaburzone. Od rejonu Rechitsa (Rzeczyca) czoło lądolodu „wykręca" łukiem ku NW i dalej ku NE w stronę doliny Szczary, znacząc swój zasięg morenami czołowymi i krótkimi stożkami sandrowymi skierowanymi na południe.

Na S od tego rejonu rozciąga się obszerne obniżenie równiny jeziorno-rzecznej powstałej podobnie jak obniżenie na Polesiu Brzeskim, w okresie zlodowacenia Warty/Soża i funkcjonujące później w okresie zlodowacenia Wisły/Poozieria i holocenu. Leżą tu jeziora okolic Biełozierska i jezioro Wygonoszczańskie (Wygonowskie), przez które przebiega Kanał Ogińskiego, łączący dolinę Jasiołdy z doliną Szczary.

Recesja lądolodu stadiału Warty/Soża

Po okresie stagnacji w okresie maksymalnego zasięgu czaszy lodowej zlodowacenia Warty/Soża, nastąpił okres stopniowego wycofywania się lądolodu. W rzeźbie terenu do dziś widoczne są doliny marginalne, prowadzące wody roztopowe w okresach zmniejszania się opisywanego wyżej obszernego lobu, sięgającego po Kodeń, Terespol i Szebryń. Jedna z dolin przebiega od okolic na S od Stawów po okolice Żabinki, druga bardziej ku północy, od okolic Wysokiego po Trościanicę.

W rzeźbie strefy zaplecza maksymalnego zasięgu lądolodu stadiału Warty/Soża rysują się co najmniej cztery strefy moren czołowych.

Pierwsza (1) zaznaczona jest morenami leżącymi na W od Czernawczyc i na zachód od wsi Luta. Na południe od tej strefy przebiega pierwsza z opisanych dolin marginalnych, którą poprowadzono Kanał Motykalski.

Druga (2) strefa moren czołowych przebiega od okolic na N od Mielnika, na N od Wysokiego, na S od Dołbniewa i Barszczewa, na N od Leszni do okolic Widomli, gdzie łączy się z morenami maksymalnego zasięgu stadiału Warty/Soża. Na jej zapleczu, a na przedpolu kolejnej strefy morenowej ciągnie się opisywana wyżej druga dolina marginalna, rozpoczynająca się na W równoleżnikowym odcinkiem doliny Pulwy, a kończąca sie w okolicy Trościanicy.

Kolejna (3) strefa morenowa. „biegnie" od okolic Bystrego (na SE od Bociek) przez okolice Czeremchy, a po stronie białoruskiej – Karolina, Jasinowki, dalej przez wysoką morenę Towarnej Góry, okolice Prochodów i Dmitrowicz. Za doliną rzeki Leśnej Prawej ciąg ten łączy się z morenami strefy maksymalnego zasięgu. Zaplecze tej strefy to duża misa wytopiskowa pokryta torfami, pocięta dziś siecią kanałów, położona na wschód od wsi Kalenkowiczi. Za nią, po wschodniej stronie, widoczne są też dwie szerokie dawne rynny (zapewne przekształcone później w doliny odpływu wód roztopowych, przebiegające z NW na SE. Jedną (zachodnią) poprowadzono Kanał Hwojanski Row, drugą z polskiej strony płynie dziś rzeka Leśna Prawa.

Na północ od strefy (3) rozciąga się strefa czwarta (4), znakomicie wyrażona po stronie polskiej w okolicach Kleszczeli i Dobrowody, gorzej po stronie białoruskiej (Podburje, Kalenkowiczi, Kamieniuki, Puszcza Białowieska). Za Kamieniukami linia zasięgu biegnie ku NE i wyrażona jest dominującym wzgórzem o kierunku WNE – ESE. Prawdopodobnie tutaj nastąpiła lokalna transgresja niewielkiego lobu, który nasunął się pomiędzy dzisiejsze doliny Leśnej Prawej i Leśnej Lewej. Dwa wyraźne podłużne wzgórza skierowane w kierunku Kukulczyc i Gurin rozdzielone są głębokim obniżeniem, zapewne dawną rynną lodowcową. Pomiędzy wsią Guriny a Prużaną strefa (4) rozcięta jest dalszymi trzema obniżeniami, też zapewne dawnymi rynnami i później dolinami wód roztopowych. Strefa ta rozdziela na dwie części opisane wyżej obniżenie misy wytopiskowej (na wschód od wsi Kalenkowiczi), którego część północna leży na jej zapleczu.

Nieco dalej ku NE, też na zapleczu strefy (4), już na obszarze południowej części dzisiejszej Puszczy Białowieskiej, rozciąga się rozległa równina zastoiskowa przekształcona w późniejszym czasie (plejstocen nierozdzielony) w jeziorzysko z osadami jeziorno-deluwialnymi.

Na północ od równiny zastoiskowej od okolic Czerlonki w Puszczy Białowieskiej (w Polsce) po okolice Szereszewa na Białorusi, leży ciąg większych (plateau) i mniejszych form kemowych zbudowanych z warstwowanych horyzontalnie piasków i żwirów (Krzywicki, Pielach 2010) .

Na północ od czwartej (4) strefy moren czołowych w rzeźbie terenu widoczne są jeszcze dwie lub trzy strefy moren ograniczające od południa i północy pradolinę Narwi – Jasiołdy. Szczególnie widoczne są po polskiej stronie. To kolejne fazy postojowe związane z recesją.

Faza mohylewska/mogilevskij podgorizont

Faza mohylewskia jest faza recesyjną stadiału Warty/Soża[2]. Jest korelowana ze stadiałem Wkry lub Mławy (Różycki 1972).

Moreny czołowe fazy mohylewskiej rozciągają się łagodnym łukiem od miejsca, gdzie rzeka Swisłocz staje się granicą między Polską a Białorusią, poprzez okolice Porozowa i Różany po okolice na południe od Słonimia. Osiągają znaczne wysokości przekraczające 200 m n.p.m. (229 m n.p.m. koło Porozowa, 210 m n.p.m. na W od Słonimia).

Strefa ta przecięta jest kilkoma dawnymi rynnami oraz w trzech miejscach górnymi odcinkami rzek: Rosi, Zelwianki i Szczary, dopływów Niemna. Ich doliny są również śladami dawnych rynien lodowcowych, wykorzystanych po cofnięciu się lądolodu przez tworzące się i płynące na północ rzeki. Potwierdza to Fedenia (1988), dodając za Zusiem (1978), iż doliny te mają rozszerzenia i zwężenia, które być może należy wiązać z glacidepresjami (rozszerzenia) i etapami oscylacji lądolodu (zwężenia). Fedenia (1988) widzi na Poniemniu 5 kolejnych ciągów moren czołowych związanych z zanikaniem lądolodu fazy mohylewskiej.

Po polskiej stronie morenom fazy mohylewskiej odpowiadają moreny tzw. ciągu suraskiego (Kondracki, Pietkiewicz 1967). Na ich przedpolu, w okolicach na N od Hajnówki, stwierdzono (Kwiatkowski, Stepaniuk 2005) obszerne zbiorniki zastoiskowe (Lewkowo, Trywieża, Nowe Berezowo).

Jest duże prawdopodobieństwo, że opisana wcześniej (w podrozdziale Stadiał Warty/Soża) pradolina Narwi – Jasiołdy, którą płynie dziś ku NW i W rzeka Narew, a ku SE rzeka Jasiołda, przedzielona była w czasie fazy mohylewskiej działem wodnym. W jej zachodniej części wody płynęły ku W, formując pierwotną dolinę Narwi i kierując się do zlewiska atlantyckiego. Zapewne ich część przelewała się w okolicach Suraża dolinami dzisiejszych rzek Lizy i Nurca do doliny Bugu (Banaszuk i in. 2015). W części wschodniej wody płynęły ku ESE, do obszernej równiny jeziorno – rzecznej ciągnącej się ku E szerokim pasem aż po dolinę Dniepru (tworzącą północną część Polesia białoruskiego) i dalej ku basenowi czarnomorskiemu.

Interglacjał eemski/Muravian

W okresie interglacjału eemskiego/Muravian na badanym obszarze dominowała rzeźba polodowcowa pozostawiona przez lądolód Warty/Soża. Rzeźba ta, szczególnie na Polesiu Brzeskim, była bliska obecnej. W wielu miejscach były to piaszczyste równiny sandrowe, na północy i w rejonie Kamieńca morenowe wysoczyzny z pozostałymi po lądolodzie formami. Na południu rozciągała się równina aluwialno-jeziorna. Taka równina ciągnęła się też na północy, w dolinie Narwi (Matveev 2002a). Nieliczne, prawdopodobnie niewielkie zbiorniki jeziorne istniały zarówno na sandrze, jak i w rejonie wysoczyznowym.

Na całym Polesiu białoruskim znane jest ok. 100 stanowisk jeziornych organicznych osadów eemskich, w tym ok. 30 zbadanych jest palinologicznie. Osady te rozpoznano zarówno w skarpach dolin rzecznych jak i w otworach wiertniczych (Krotous 1990). W rejonie badań, po stronie białoruskiej znajdowano je (Hrachanik i in. 2013; Krotous 1990), m.in. w rejonie Małoryty (Radeż, Zburaż, Mo-

[2] Według **A.V. Matveeva (**2002b) stadiał Soż dzieli się na 5 faz recesyjnych (od najstarszej do najmłodszej): Sławgorodską, Starodorożską, Mogilewską, Oszmiańską i Pleszczanicką

krany, Borki); na S od Kobrynia w Diwinie i nad Kanałem Diwinskim, Na E od Brześcia w Starym Siele i w rejonie Prużany (Wielikoje Sieło – położone najwyżej 170,3 m n.p.m., Zamosze, Koljaduiczi, Semencza). Ich miąższości wynoszą od 0,1 – 1,6 m. Litologicznie to piaski pylaste (5 stanowisk), torf (3 stanowiska), gytia (1 stanowisko) oraz torf i szczątki roślinne (1 stanowisko). Autorzy nie piszą o osadach pokrywających interglacjał eemski/Muravian. Są to często jeziorno-rzeczne osady z okresu zlodowacenia Wisły/Poozierian i/lub piaszczyste osady peryglacjalne z tego okresu lub holoceńskie (Krotous 1990).

Najnowsza praca białoruska dotycząca interglacjału eemskiego/Muravian (Demidova 2013) przynosi dwa nowe stanowiska położone na północy regionu: w Zelwie i koło Słonimia (Czepielewo). Osady te zawierają okrzemki. W Zelwie leżą pod piaskami sandrowymi na gł. 8,2 m. Mają miąższość 19,3 m. Są to iły, piaski i namuły gliniaste i ilaste oraz torfy - ze szczątkami roślin. W Czepielewie osady organiczne nawiercone w dolinie Praszczary leżą na głębokości 28,5 – 35,0 m. Są to warstwowane mułki węglanowe.

Po polskiej stronie osady tego okresu znane są z wiercenia w Horoszkach Dużych (Granoszewski 2003) oraz ze stanowisk w Grannem i Hołodnicy (Albrycht i in. 1997), a także z okolic Bociek (Boćki, Choroszczewo i Milejczyce). W tych ostatnich miejscach są to mułki organiczne oraz torfy. Leżą one na głębokości 4,69 - 7,3 m. Przykryte są osadami jeziornymi z okresu zlodowacenia Wisły/Poozieria (Boratyn 2007).

Znacznie mniejsza ilość zbiorników eemskich rozpoznana na południowym Podlasiu oraz po stronie białoruskiej na Poniemniu, Przedpolesiu Zachodnim i Polesiu Brzeskim (Kondracki 1998), niż na północnym Podlasiu (Kupryjanowicz 2005) i nad Niemnem w rejonie Grodna (Rylova, Hurcewicz 1978) wskazuje, iż na badanym obszarze jeziora nie były tak liczne, jak na północy. Może wiązać się to z typem deglacjacji, która w badanym obszarze miała przebieg frontalny, a nie arealny (który prowadziłby do bardziej zróżnicowanej morfologii rzeźby).

Osady aluwialne tego okresu rozpoznano w cokole pierwszego tarasu nadzalewowego Bugu (Bogdasarov 2011). W końcu ciepłego okresu wzmożona erozja Bugu zaczęła niszczyć strefę moren warciańskich, zagradzających odpływ ku północy (Szwajgier, Dolecki 2005).

Zlodowacenie Wisły/Poozieria

W okresie ostatniego zlodowacenia, którego lądolód nie sięgnął obszaru badań, dominowały procesy erozji, akumulacji i denudacji. Miały miejsce też procesy związane z peryglacjalnym przekształcaniem rzeźby z okresu zlodowaceń środkowopolskich (wieczna zmarzlina, soliflukcja). Klimat peryglacjalny sprzyjał też rozwojowi dolinek denudacyjnych i tworzeniu się deluwiów.

W tym okresie powstał środkowy odcinek doliny Bugu, który przełamał się przez moreny warciańskie pod Mielnikiem. W dolinie Bugu vistuliański taras nadzalewowy położony 4,5 – 10,5 m n. p. rzeki(Bierezowicz, Hołub 2007) zajmuje duże powierzchnie, szczególnie po południowo-zachodniej stronie doliny, występując w postaci mniejszych lub większych ostańców. Na tarasie tym położony jest m.in. Terespol.

Jak piszą Hrachanik i in. (2013), w tym czasie zachodziła intensywna akumulacja w dolinach rzecznych Bugu, Muchawca i Leśnej. Krotous (1990) wspomina o roli ruchów izostatycznych w działalności erozyjnej rzek, lecz nie rozwija tego tematu.

Dzisiejsze tarasy nadzalewowe doliny Narwi (2 – 7 m n. p. rzeki) na równoleżnikowym odcinku pomiędzy Surażem a Siemianówką są śladem działalności rzeki w okresie zlodowacenia Wisły/Poozieria (Kwiatkowski, Stepaniuk 2005). Rzeka uformowała wtedy dolinę, wykorzystując wcześniejsze obniżenia, powstałe w czasie odpływu wód roztopowych w fazie (stadiale) mohylewskim zlodowacenia Warty/Soża. Wiek tarasów potwierdzają datowania C14 namułów organicznych (Kwiatkowski, Stepaniuk 2005).

W okresie pomiędzy stadiałem środkowym a górnym (głównym) zlodowacenia Wisły/Poozieria i w stadiale głównym w dolinie Prypeci, na S od „wyspy" zwanej Zahorodziem, zaczęły się tworzyć tarasy rzeczne. Wyższe pochodzą ze stadiału środkowego-górnego vistulianu, niższe z okresu górne-

go vistulianu (stadiał główny) (Gurskij 1990.) Szerokość współczesnego tarasu nadzalewowego górnej Prypeci z okresu zlodowacenia Wisły/Poozieria sięga 18 km (Krotous 1990).

W okresie zlodowacenia Wisły/Poozieria funkcjonowały opisane w podrozdziałe Stadiał Warty/Soża dwa duże zbiorniki jeziorno-rzeczne położone w południowej (basen górnej Prypeci) i wschodniej (basen górnej Szczary) części obszaru (Goreckij 1983; Krotous 1990). Ich piaszczysto-mułkowate osady występują na powierzchni lub pod przykryciem holoceńskich torfów. Wydziela się kilka poziomów dawnych dużych jezior. Do tej pory w rzeźbie widoczne są zarysy dawnych linii brzegowych (Krotous 1990).

Znacznie mniejsze, lecz wyraźne zbiorniki jeziorne ukształtowały się w międzyrzeczu Muchawca i Ryty (Krotous 1990), obniżeniach pradoliny Narwi-Jasiołdy, na północ od opisywanych wcześniej kemów leżących w okolicy Szereszewa, na północ od Towarnej Góry i w Niecce Gródecko-Michałowskiej.

Zbiorniki jeziorne istniejące od czasów interglacjału eemskiego/Muravian zapełniały się drobnoziarnistym materiałem deluwialnym, powstałym dzięki procesom denudacji oraz gytią, a także sapropelem, iłami i iłami ze szczątkami organicznymi. Płytsze zbiorniki zaczęły zarastać torfem.

W okresie schyłku zlodowacenia Wisły/Poozieria, w warunkach klimatu peryglacjalnego i silnych wiatrów zachodnich zaczęły się kształtować pokrywy eoliczne z wydmami parabolicznymi. Szczególnie widoczne są one w obszarze południowego zbiornika jeziorno-rzecznego (okolice Diwina), w dolinie Narwi i Bugu, a także w okolicach Serpelic, Kleszczeli, Czeremchy i Nurca oraz na północ od Kamieńca.

Holocen

W wielu obniżeniach, istniejących jeszcze od czasu interglacjału eemskiego/Muravian i zlodowacenia Wisły/Poozieria w okresie holocenu nadal następowała akumulacja. Osadzały się nie tylko namuły piaszczyste i torfiaste, ale też w zarastających zbiornikach tworzyły się torfy (od okresu preborealnego). Kontynuowała się akumulacja mineralno-organiczna w dużych zagłębieniach.

Jeziorność Polesia białoruskiego na początku holocenu Krotous (1990) ocenia na 5-7%. Średnia głębokość jezior wynosiła tam wtedy 5-7 m (do 15 m max), w obniżeniach krasowych i termokrasowych była większa (Krotous 1990). Ostatecznie ukształtowały się doliny głównych rzek: Narwi, Bugu, Muchawca, Jasiołdy, Piny, Szczary, Zelwianki, Rosi oraz Niemna, w których zaczęły się kształtować tarasy zalewowe, a w stokach dolin wąwozy.

Literatura

ALBRYCHT. A., BIŃKA K., BRZEZINA R., DYJOR K., NITYCHORUK J., PAWLOWSKAJA I., 1997 – Uwagi o nowych stanowiskach interglacjalnych na tle stratygrafii i młodszego Czwartorzędu południowego Podlasia. Przegl. *Geol.,* 45, 6: 629- 633.

BANASZUK H., MICUN K., BANASZUK P., 2015 – Dolina Narwi na Nizinie Północnopodlaskiej. Białystok.

BARANIECKA M.D., 1984 – Zlodowacenie środkowopolskie. W: J. E. Mojski i S. Sokołowski (red.) Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia 3b. Kenozoik. Czwartorzęd, 154-195 . Wyd. Geol. Warszawa

BIEREZOWICZ E., HOŁUB B., 2007 – Aspekty geomorfologiczne w kształtowaniu się i funkcjonowaniu krajobrazu kulturowego doliny Bugu w okolicach Drohiczyna. Doliny rzeczne Przyroda – Krajobraz – Człowiek. Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego t. VII, Sosnowiec

BOGDASAROV M.A., 2011 – Geologija i mineragenija chetvertichnych otlozhenij territorii Podlasko-Brestskoj Wpadiny, BrGU im. Puszkina, Brest

BORATYN J., 2007 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Boćki (458). Państw. Inst. Geol. Warszawa

DEMIDOVA S.V., 2013 – Diatomovaja flora muravinskogo mezhlednikovja Belarusi. Minsk

FALKOWSKI E., FALKOWSKI T., GRANACKI W., KARABOSZ J., KRAUŻLIS K., 1984 /1985 – Kształtowanie się rzeźby woj. bialskopodlaskiego i ocena możliwości uzyskania surowców budowlanych. W: Rocznik Miedzyrzecki XVI-XVII:56-80 TPN w Międzyrzecu Podlaskim

FEDENIA V.M., 1988 – Krajevyje obrazovanija Slonimskoj Wozvyshennosti. In: Litologija, geochimija i stratygrafia kontynentalnyh kainozoiskih otlozhenij Belorussiji. Minsk „Nauka i technika".
GALON R., ROSZKÓWNA L., 1961 – Extens of the Scandinavian Glaciations and their Recession Stages of the Territory of Poland in the Light of an Analisys of the Marginal Forms of Inland Ice. Prz. Geogr. T.33,3
GORECKIJ G.I., 2002 – mapa Chacvjarcichnyja adkłady. In: Gieolagichnaja budowa i resursy nietrav. Nacyjanalny Atłas Belarusi, Minsk
GORECKIJ G.I., (red.), 1983 – Geołogicheskaja Karta Chetvertichnyh Otlozhenij Bełorussskoj SSR, Moskwa
GURSKIJ B.N., 1974 – Nizhnij i sriednij antropogen Bielorussii. Minsk.
GURSKIJ B.N., (red), 1990 – Geomorfologicheskaja Karta Bełorusskoj SSR, Moskwa
GRANOSZEWSKI W., 2003 – Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoszki Duże, Eastern Poland: Paleobotanical study. Acta Paleobot., 4:1-95
HRACHANIK M.F., MATVEEV A.V., BAHDASARAU M.A., 2015 — Relief teritorii Podlasko-Brestskoj Wpadiny. BrGU im. Puszkina, Brest.
KONDRACKI J., 1998 – Geografia regionalna Polski, PWN Warszawa
KROTOUS E.A., 1990 – Paleogeografia antropogena bełarusskogo Polesia. Minsk. Nawuka i Technika.
KRZYWICKI T., PIELACH. M., 2010 – Białowieski Park Narodowy. Mapa geologiczno – turystyczna 1:25 000. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa
KUPRYJANOWICZ M., 2005 – Roślinność i klimat północnego Podlasia w czasie interglacjału eemskiego oraz wczesnego i środkowego vistulianu; Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU, t. III
KWIATKOWSKI W., STEPANIUK M., 2005 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1:50000. Ark. Narew (381). PIG , Warszawa.
LINDNER L., 1988 – Zlodowacenie Odry na Wyżynie Małopolskiej. Prace Naukowe UŚ 914:67-76
LINDNER L., MARUSZCZAK H., PALIENKO V.P., WOJTANOWICZ J., 1991 – Extent and hronology of stadial advances of the Saalian ice sweet between the Odra and Dniepr rivers. Ann. UMCS, Sect. B, 46:139-153
MAHNACH A.S., GARECKIJ R.G., MATVEEV A.V. (eds), 2001 – Geologija Belarusi, Minsk
MATVEEV A.V., 2002a - Mapa Muravinskaje Mizhledavikouje. In. Reljef i geamarfalogija. Nacyjanalny Atlas Belarusi, Minsk
MATVEEV A.V., 2002 — Mapa Geamarfalagichnaje Rajanavanne. In: Relief i geamarfalogija. Nacyjanalny Atłas Bełarusi, Mińsk
MATVEEV A.V., 1990 – Istorija formirovanija antropogena Belorussiji. Minsk
MARKS L. PAVLOVSKAJA I., 2006 - Correlation of the Saalin glacial limits In eastern Poland and western Belarus. Quatern. Inter., 149: 87-93
MOJSKI J. E., 1972 – Nizina Podlaska. W: R. Galon (red.) Geomorfologia Polski t.2, PWN Warszawa
MOJSKI J.E., 2005 – Ziemie polskie w czwartorzędzie . Zarys morfogenezy. PIG Warszawa
NOWAK J., 1977 – Specyficzna budowa geologiczna form polodowcowych zależnych od podłoża. W: Zagadnienia Czwartorzędu. Stud. Geol. Pol. ,52:347-360
RÓŻYCKI S.Z., 1972 – Plejstocen Polski Środkowej. PWN Warszawa
RYLOVA T.B., HURCEVICH G.K., 1978 - Razwicje wadajomav i raslinnasti vakolic Grodna na pracjagu muravinskaga mizhledavikovja. In: Desladavanni antrapagenu Belarusi. Minsk „Nauka i Technika"
SZAFER W., 1953 – Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. Rocz. Pol. Tow. Geol., t. 22, z. 1, Kraków
SZWAJGIER W., DOLECKI L., 2005 – Plejstoceńskie tarasy doliny Bugu na odcinku poleskim. Mat. XII konferencji Stratygrafia plejstocenu Polski. Zwierzyniec, 31 sierpnia – 3 września 2005. PIG Warszawa
ZABORSKI B., 1927 – Studia na morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. Przegl. Geogr. t. 7
ZUS M.J., 1978 – Glacjamarfalagichnaja osablivasti Navagrudskaga Uzvyshcha. Dasledavanni antrapagenu Belarusi. Minsk