

Późnoplejstoceński rozwój doliny Niemna w rejonie Grodna na Białorusi

Leszek Lindner¹, Aleksander Sańko²



L. Lindner

A. Sańko

Late Pleistocene evolution of the Niemen River valley near Grodno in Belarus. *Prz. Geol.*, 56: 73–80.

Abstract. Based on geological and paleobotanic data, the oldest valley system of the Niemen River is linked in the study area with a river located southward of Grodno, within a parallel valley from the Alexandrian (Mazovian) Interglacial. The foundations of the present-day, almost meridian course of the Niemen River valley, are connected with a system of post-glacial lakes from the Sozhian (Wartanian) Stadial of the Pripethian (Odranian) Glaciation, later filled with organic deposits of the Muravian (Eemian) Interglacial. Analysis of six sites with these deposits (Pyszki, Rumłówka, Poniemuń, Żukiewicze, Bohatyrowicze and Książewodce) indicates that they represent three lakes located at different altitudes. During the maximal range of the Dvinian (Main) Stadial of the Poozerian (Vistulian) Glaciation, the lakes were beyond the

range of the ice-sheet. At this time, the highest located deposits of the Poniemuń-Żukiewicze lake were covered by sander sediments, whereas the Bohatyrowicze-Książewodce and Pyszki-Rumłówka lakes that were located at lower levels, were covered by fluvio-periglacial deposits and varved clays of the Skidel ice-dammed lake. Retreat of the ice-sheet of the Dvinian Stadial, resulting in outflow of water from the Skidel ice-dammed lake through the area with the two lower interglacial lakes, triggered the formation of a system of the Niemen River supra-flood terraces above them. Accumulation of the highest of these terraces (VI), during the first phase of the Skidel lake outflow, marks the beginning of the present-day Niemen River valley formation that probably began in the younger phases of the Dvinian ice-sheet retreat. Further evolution of the valley is linked with the Late Glacial formation of the middle (III-V) supra-flood terraces and with the Holocene formation of the lower (II, I) supra-flood terraces.

Keywords: Belarus, Niemen River valley, Eemian Interglacial, Poozerian Glaciation, river terraces

Celem artykułu jest odtworzenie późnoplejstoceńskiego rozwoju doliny Niemna w rejonie Grodna (ryc. 1). Opisany fragment tej doliny powstał w wyniku rozcięcia przez Niemna środkowej części grodzieńskiej wysoczyzny polodowcowej (por. Karabanow, 1987). Wysoczyzna ta została utworzona przez łądólód skandynawski przede wszystkim podczas recesyjnych faz stadia łańsożskiego = warciańskiego zlodowacenia prypeci = odry, a jedynie w północno-wschodniej części została nadbudowana osadami glacialnymi zlodowacenia poozerskiego = wisły (m.in. Karabanow, 1987; Marks & Pavlovskaya, 2006).

W opinii autorów niniejszej pracy, późnoplejstoceńska lokalizacja opisywanego fragmentu doliny Niemna była związana głównie z wykorzystaniem przez rzekę obniżen morfologicznych w powierzchni łańsożskiej wysoczyzny polodowcowej. Obniżeniami tymi były przede wszystkim zbiorniki jeziorne z interglacjału murawińskiego = eemskiego, udokumentowane w sześciu dobrze opracowanych stanowiskach (Książewodce, Bohatyrowicze, Żukiewicze, Poniemuń, Rumłówka i Pyszki na ryc. 1). Stanowiska te od kilkudziesięciu lat są badane przez polskich i białoruskich geologów i geografów (m.in. Halicki & Sawicki, 1935; Halicki, 1948, 1951; Wozniaczuk, 1959; Gorecki, 1980; Karabanow, 1987; Pavlovskaya & Karabanov, 2002) oraz paleobotaników. Obraz florystyczny stanowiska Książewodce zawdzięczamy m.in. Szałabodzie (Litwiniuk & Szałaboda, 2000), a stanowiska Bohatyrowicze — Szafarowi (1926), Środoniowi (1950) oraz Szałabodzie (2001) i Jełowiczewej (2001). Stanowisko w Żukiewiczach było analizowane przez m.in. Środonia (1950), Ryłową i Chursewicz (1978) i Savchenko (w: Sanko i in., 2002a). Stanowiskiem w Poniemuniu początkowo interesowali się Szafer (1926), Dyakowska (1936) i Środoń (1950), a następnie m.in. Machnac (1971), Ryłowa i Chursewicz (1978), Jełowiczewa (1978, 2001) oraz Demidova i Khursevich (2001). Stanowisko Rumłówka zaś było badane przez m.in. Środonia (1950), Jełowiczewą (1978, 2001) oraz Yelovichevą w: Sanko i in., 2002b) i przez Marciniak (2005, 2007) oraz w: Lindner i in., 2007). Stanowisko w Pyszkach wstępnie opracował Szafer (1926), a następnie badała je Szałaboda (2001).

Poza cytowanymi opracowaniami niezwykle cennymi w naszych rozważaniach nad historią doliny Niemna były dziesiątki przekrojów geologicznych przez osady czwartorzędowe rejonu Grodna, zestawione przez Goreckiego (1980). Jeden z tych przekrojów został już wykorzystany w charakterystyce stanowiska Rumłówka (Sanko i in., 2002b; Lindner i in., 2007; Marciniak i in., 2007), a dwa kolejne zamieszczamy w niniejszej pracy (ryc. 2 i 3).

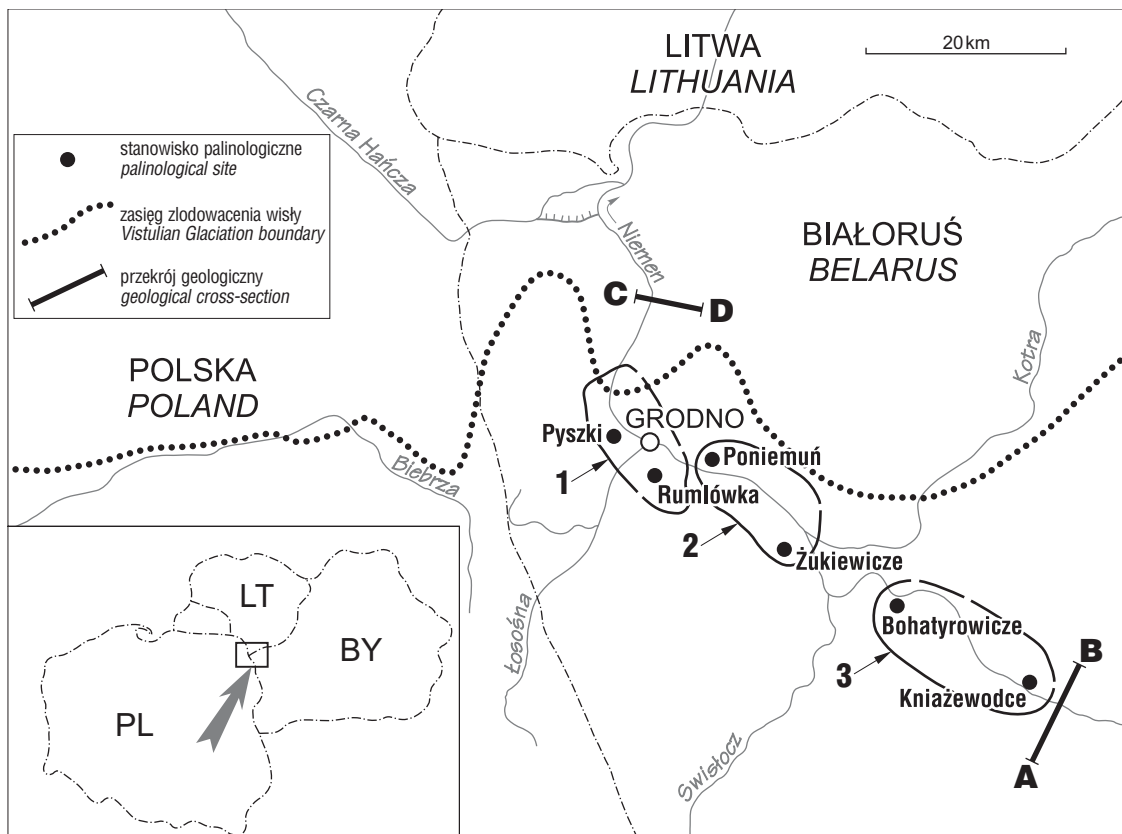
Środkowy plejstocen

Osady środkowego plejstocenu, obejmującego grupę zlodowaceń południowo- i środkowopolskich wraz z oddzielającymi je interglacjałami, obecnie są określane w Polsce mianem kompleksów — południowopolskiego i środkowopolskiego (por. Ber i in., 2007). Osady te zostaną scharakteryzowane jako tło rozwijających się procesów późnoplejstoceńskich. Charakterystyka Wysoczyzny Grodzieńskiej będzie obejmowała występowanie trzech najmłodszych poziomów glin lodowcowych oraz podścielających lub przykrywających je osadów międzylodowcowych (Gorecki, 1980).

Środkowa glina (br na ryc. 2 i 3), reprezentująca zlodowacenie berezynskie = sanu 2 (trzecie południowopolskie), odznacza się na opisywanym obszarze bardzo zmienną miąższością (od kilku do 40 m) i zawiera soczewki materiału piaszczystego. Głina ta występuje na wysokości od

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; l.lindner@uw.edu.pl

²Katedra Geografii Fizycznej, Białoruski Uniwersytet Pedagogiczny, ul. Sowieckaja 18, 20 00 10 Mińsk



Ryc. 1. Położenie opisywanego fragmentu doliny Niemna z zaznaczonym przypuszczalnym zasięgiem jezior z interglacjału murawińskiego = eemskiego (1–3) i zasięgiem zlodowacenia poozerskiego = wisły, według Karabanowa (1987) oraz Marksa i in. (2006), uproszczone

Fig. 1. Location of a fragment of the River Niemen Valley with estimated range of lakes from the Muravian = Eemian Interglacial (1–3) and range of the Poozerian (Vistulian) Glaciation (after Karabanow, 1987, and Marks et al., 2006, simplified)

0 do 95 m n.p.m. i, zdaniem badaczy białoruskich (m.in. Goreckiego, 1980; Karabanowa, 1987), jej tak różnicowane położenie jest wynikiem zaburzeń glaciektectonicznych. Gлина leży na piaskach i żwirach, zaliczanych przez Goreckiego (1980) do interglacjału białowieskiego (bl na ryc. 2 i 3), korelowanego z interglacjałem ferdynandowskim na obszarze Polski (m.in. Lindner & Yelovicheva, 1998; Lindner & Astapova, 2000). Osady te miejscami spoczywają na fragmentarycznie zachowanych glinach lodowcowych zlodowacenia jasełdińskiego = sanu 1 (yas na ryc. 3) lub na podłożu zbudowanym z margli górnej kredy.

W rejonie Książewodców (ryc. 2) na glinie lodowcowej zlodowacenia berezyńskiego = sanu 2 jest zachowana cienka warstwa piasków, a nad nimi warstwa łąw warwowych (8 m miąższości), zaliczonych przez Goreckiego (1980) jeszcze do tego zlodowacenia. Ponad łąwami występuje prawie 30-metrowej miąższości kompleks piaszczysto-żwirowo-mułkowy reprezentujący — zdaniem cytowanego autora — wielocykliczną serię rzeczną z interglacjału aleksandryjskiego = mazowieckiego (al na ryc. 2). Seria ta znajduje się na wysokości 60–95 m n.p.m. i jest najprawdopodobniej aluwium pra-Niemna. Jej kontynuacji należy upatrywać w rejonie Rumłówki (por. Sanko i in., 2002b; Lindner i in., 2007; Marciniak i in., 2007), gdzie występuje w nieco niższym położeniu (55–85 m n.p.m.). Również tutaj seria składa się z co najmniej dwucyklicznych aluwów pra-Niemna, który w czasie tego interglacjału nie płynął ku północy (jak obecnie), lecz kierował się

ku zachodowi, w stronę obecnego dorzecza Biebrzy (por. Lindner i in., 1982; Marks & Pavlovskaya, 2003).

Na północ od tak przebiegającej doliny pra-Niemna, na obszarze wysoczyzny polodowcowej zlodowacenia berezyńskiego = sanu 2, w czasie interglacjału aleksandryjskiego = mazowieckiego w obrębie jednego z ówczesnych jezior polodowcowych doszło do akumulacji osadów organicznych — znanych ze stanowiska Żydowszczyzna (Kołodziejny Row) i wielokrotnie opisywanych (m.in. Jaroń, 1933; Halicki, 1951; Machnac & Jakubowska, 1975; Yakubovskaya i in., 2002). Na badanym obszarze wszystkie wymienione osady są przykryte piaskiem ze żwirem stadiału dnierpu należącego do zlodowacenia prypeci (pr-dn na ryc. 2) lub trudnymi do rozdzielenia pod względem wieku osadami piaszczysto-mułkowo-żwirowymi mogącymi reprezentować po części zlodowacenie berezyńskie, po części zlodowacenie prypeci (pr + br na ryc. 3). Ponad nimi występuje najmłodsza w tym rejonie, cienka (do 12 m miąższości), nierozdzielona wiekowo glina lodowcowa stadiału dnierpu i stadiału sońskiego (pr-dn + sz na ryc. 3) lub glina stadiału sońskiego (pr-sz na ryc. 2). Gлина ta jest spotykana na całej powierzchni Wysoczyzny Grodzieńskiej (por. Karabanow, 1987).

Późny plejstocen

Zgodnie z dotychczas przyjmowanym podziałem plejstocenu (por. m.in. Bowen, 1978; Lindner i in., 1995; Wieliczkievicz i in., 2001) późny plejstocen obejmuje ostatni

interglacjał (murawiński = eemski) i ostatnie zlodowacenie (poozerskie = wisły); ostatnio na obszarze Polski jest on określany mianem kompleksu północnopolskiego (por. Ber i in., 2007). Znaczne zgrupowanie w tym rejonie stanowisk osadów jeziorno-bagiennych reprezentujących interglacjał murawiński = eemski opracowanych palinologicznie, pozwala zarówno na jego bardzo dobre scharakteryzowanie biostratygraficznie, jak i umożliwia odtworzenie liczby, zasięgu i genezy ówczesnych jezior w rejonie Grodna (ryc. 1 i 4). Próba taka była podejmowana przed laty przez badaczy polskich (m.in. Środoń, 1950; Halicki, 1951), jak również białoruskich (m.in. Wozniaczk, 1959; Gorecki, 1980; Karabanow, 1987), lecz dotychczas nie wypracowano jednolitego poglądu na ten temat. Badacze wypowiadali się — co najwyżej — o starorzecznym pochodzeniu niektórych z tych jezior.

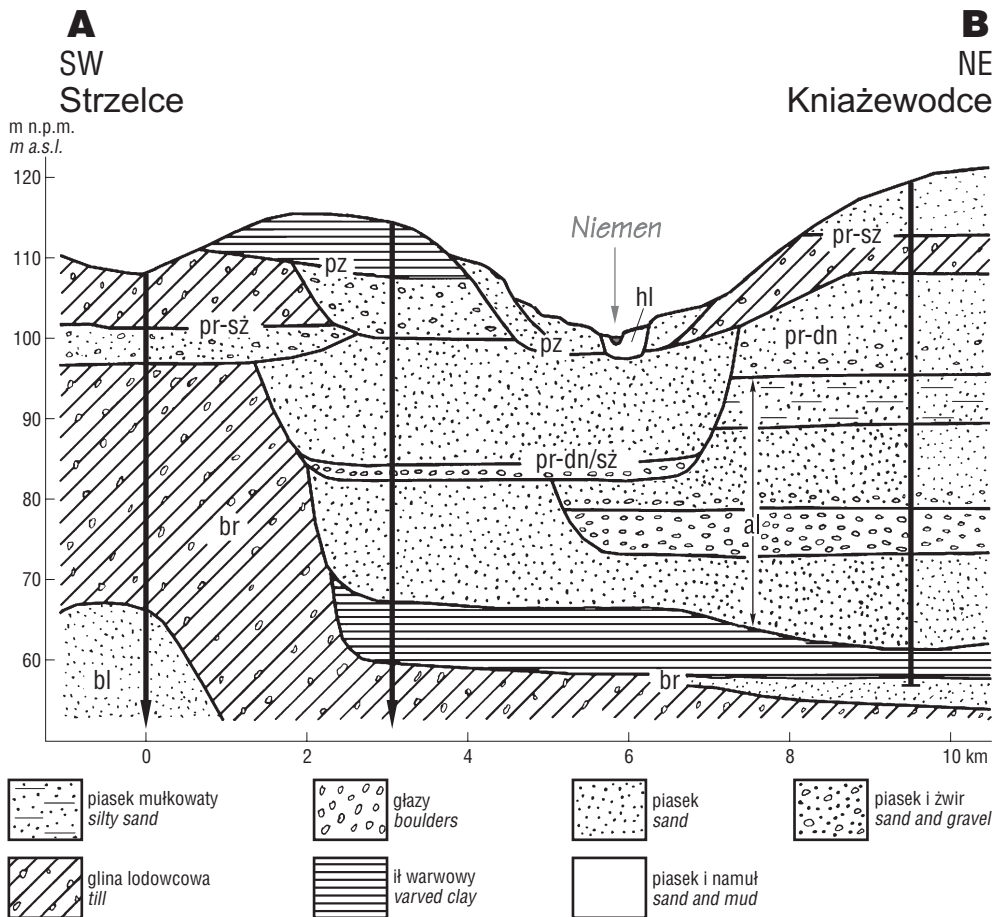
Autorzy niniejszej pracy, przystępując do sygnalizowanej we wstępie próby odtworzenia późnoglacialnego rozwoju doliny Niemna w rejonie Grodna, w pierwszej kolejności zestawili — na tle profilu podłużnego koryta tej

rzeki — uproszczone profile litologiczne sześciorzędnych osadów jeziorno-bagiennych interglacjału murawińskiego = eemskiego (mr na ryc. 4). W drugiej kolejności na każdym z tych profili wyróżniono w ich obrębie interglacialne fazy roślinne (od 1 do 10) według schematu przyjmowanego w białoruskich opracowaniach palinologicznych (m.in. Yelovicheva & Sanko, 1999; Jełowiczewa, 2001; Jełowiczewa w: Marciński i in., 2007).

Z zestawionych danych wynika, że w wypadku wszystkich sześciorzędnych osadów interglacjału murawińskiego = eemskiego (mr) spoczywają bezpośrednio na podłożu zbudowanym z osadów stadiału sożskiego = warty zlodowacenia prypeci = odry (pr-sz na ryc. 4). W wypadku Książewodców i Bohatyrowiczów podłożem tym jest glina lodowcowa, w wypadku Żukiewiczów mułki, a w Ponieuniu piasek mułkowany. W Rumlówce, w podłożu osadów murawińskich = eemskich występuje cienka warstwa piasku ze żwirem oraz stwierdzona niżej glina lodowcowa, a w Pyszkach piasek ze żwirem. W żadnym z wymienionych

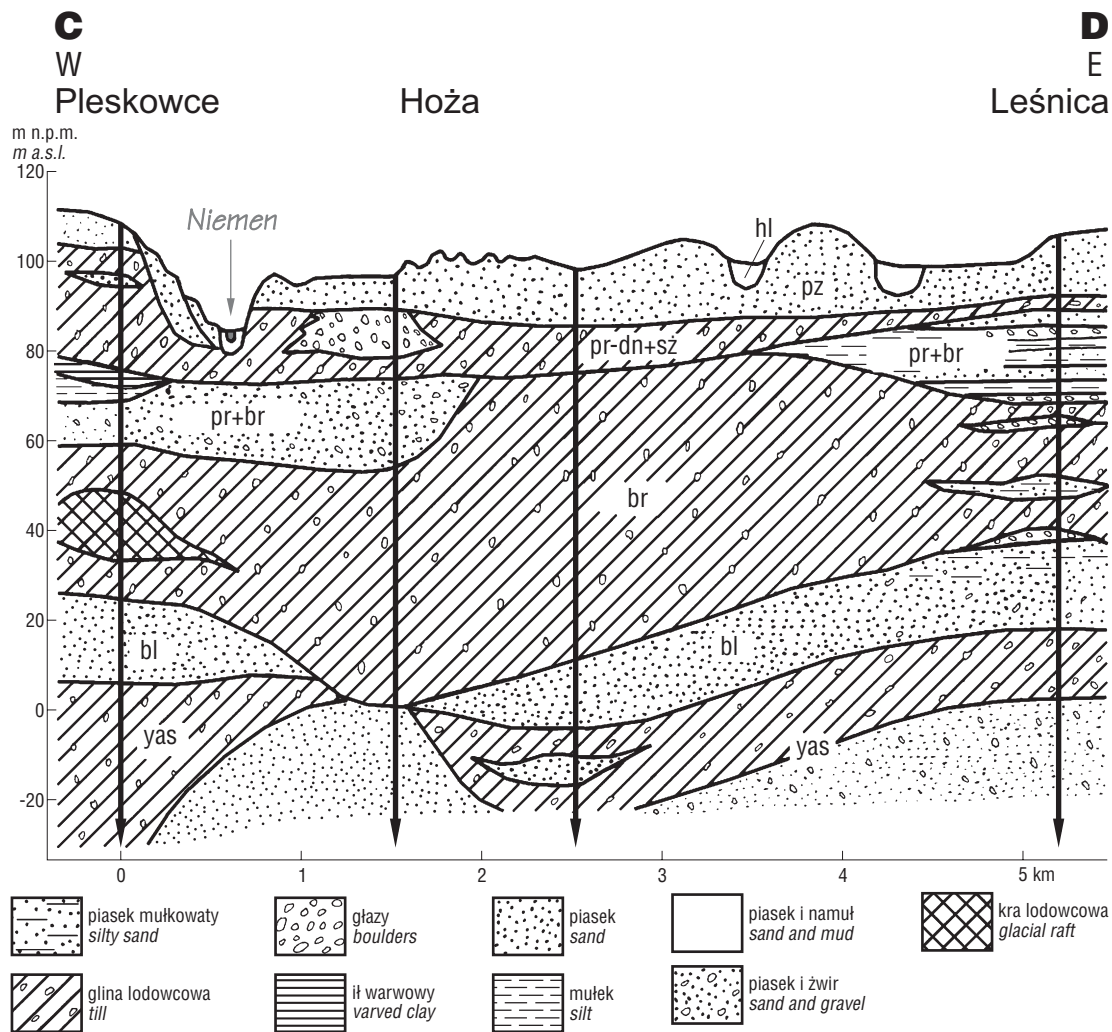
stanowisk pod osadami jeziorno-bagiennymi nie stwierdzono interglacialnych osadów rzecznych. Młodsze od tego interglacjału osady rzeczne z okresu zlodowacenia poozerskiego = wisły stwierdzono w Książewodcach, Bohatyrowiczach i Pyszkach, a w Rumlówce — osady rzeczne lub stokowe tego wieku. W profilach Żukiewiczów i Ponieuniu osady interglacjału murawińskiego = eemskiego są nadbudowane piaskiem ze żwirem i piaskiem, które autorzy wiążą z akumulacją glacialfluwalną stożków sandrowych od czoła lądolodu zlodowacenia poozerskiego = wisły.

Z analizy zarejestrowanych w wymienionych osadach jeziornych poszczególnych faz roślinnych interglacjału murawińskiego (1–10 na ryc. 4) wynika, że nie w każdym z sześciu stanowisk wszystkie fazy są zapisane w materiale pyłkowym. Sam początek interglacjału (mr 1 *Betula + Pinus + Picea*) dokumentuje zarówno stanowisko Żukiewiczów (Sawczenko & Ryłowa w: Sanko i in., 2002a) jak i stanowisko Pyski (Shalaboda w: Litviniuk i in., 2002). Optimum tego interglacjału, wyznaczone dwiema fazami roślinnymi



Ryc. 2. Przekrój geologiczny A–B przez osady czwartorzędowe w rejonie Strzelców-Książewodców (według Goreckiego, 1980, uproszczona); bl — interglacjał białowiecki (ferdynandowski); br — zlodowacenie berezyńskie (sanu 2); al — interglacjał aleksandryjski (mazowiecki); pr-dn — zlodowacenie prypeci (odry) — stadiał dnierpu (maksymalny); pr-dn/sz — zlodowacenie prypeci (odry) — stadiał soża (warty); pz — zlodowacenie poozerskie (wisły); hl — holocen

Fig. 2. Geological cross-section along the section line A–B through Quaternary deposits in the vicinity of Strzelce-Książewodce (after Gorecki, 1980, simplified); bl — Belovezhian (Ferdynandovian) Interglacial; br — Berezinian (Sanian 2) Glaciation; al — Alexandrian (Mazovian) Interglacial; pr-dn — Pripethian (Odranian) Glaciation — Dnieperian (maximal) Stadial; pr-dn/sz — Pripethian (Odranian) Glaciation — interstadial between Dnieperian (maximal) Stadial and Sozhian (Wartanian) Stadial; pr-sz — Pripethian (Odranian) Glaciation — Sozhian (Wartanian) Stadial; pz — Poozerian (Vistulian) Glaciation; hl — Holocene



Ryc. 3. Przekrój geologiczny C–D przez osady czwartorzędowe w rejonie Pleskowców-Hożej-Leśnicy (według Goreckiego, 1980, uproszczona); yas — zlodowacenie jasełdińskie (sanu 1); pr + br — zlodowacenie prypeci (odry) i zlodowacenie bereżyńskie (sanu 2); pr-dn + sz — zlodowacenie prypeci (odry) — stadiał dnjepru (maksymalny) i stadiał soża (warty); pozostałe oznaczenia wiekowe jak na ryc. 2

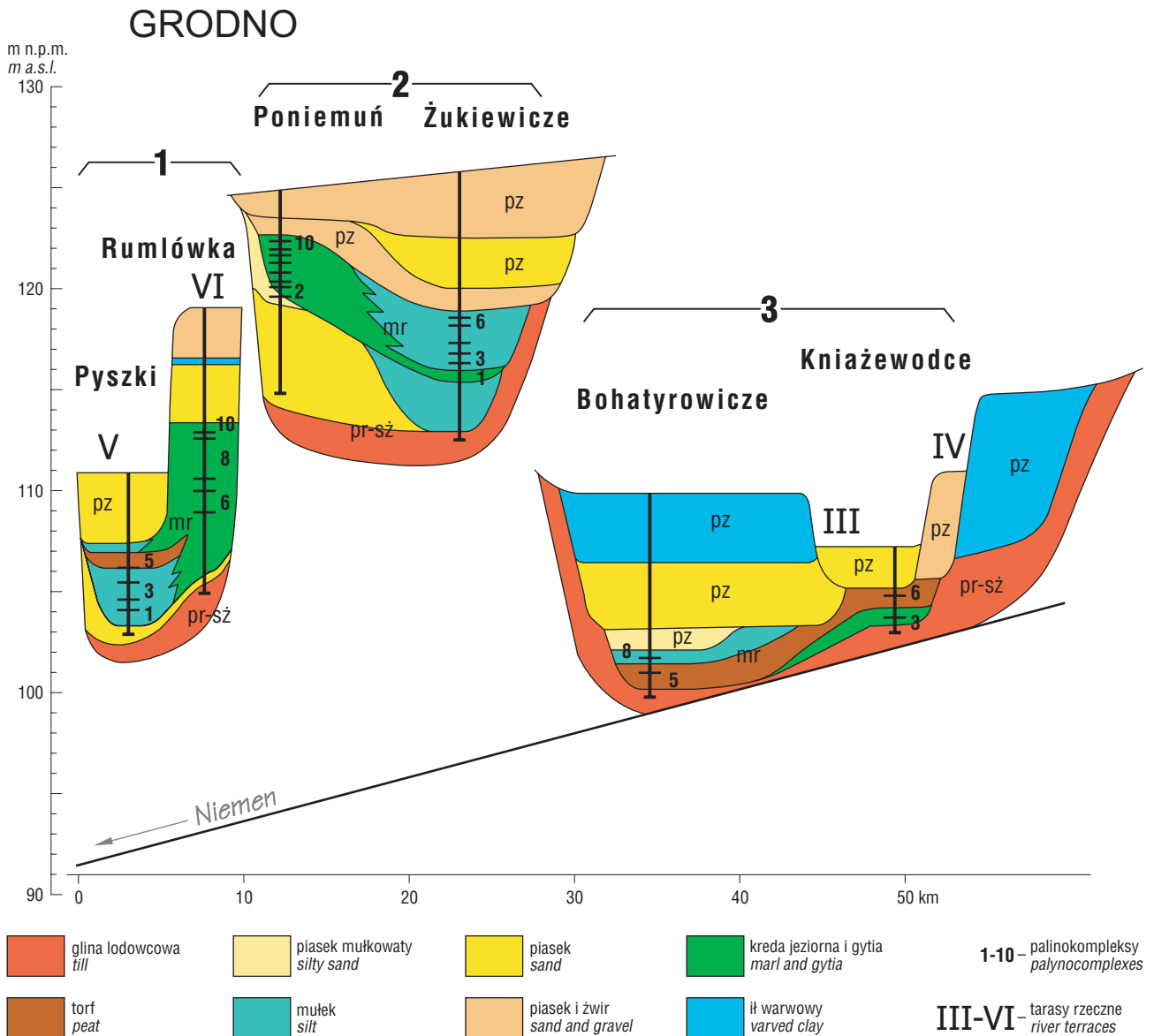
Fig. 3. Geological cross-section along the section line C–D through Quaternary deposits in the vicinity of Pleskowce-Hoża-Leśnica, after Gorecki (1980, simplified); yas — Yaseldinian (Sanian 1) Glaciation; pr + br Pripethian (Odranian) Glaciation and Berezinian (Sanian 2) Glaciation; pr-dn + sz — Pripethian (Odranian) Glaciation — Dnieperian (maximal) Stadial and Sozhian (Wartanian) Stadial; remain age designations as in Fig. 2

mi (mr 5 *Tilia* + *Alnus* + *Corylus* i mr 6 *Carpinus*), zachowane jest w całości lub w części we wszystkich analizowanych stanowiskach (ryc. 4), poczynając od Pyszek (Litwiniuk i in., 2002) i Rumłówki (Jełowiczewa, 2001), przez Poniemuń (Jełowiczewa, 2001) i Żukiewicze (Savchenko & Rylova, w: Sanko i in., 2002a) aż po Bohatyrowicze (Yelovicheva w: Sanko i in., 2002a) i Kniażewodce (Litwiniuk & Szałaboda, 2000). W większości badanych stanowisk brakuje, niestety, obrazu florystycznego poptymalnej części interglacjału murawińskiego = eemskiego. Jest on zachowany jedynie w Rumłówce (Yelovicheva w: Sanko i in., 2002b; Marciniak i in., 2007) i w Poniemuniu (Yelovicheva w: Pavlovskaya i in., 2002a), gdzie został udokumentowany dwoma najmłodszymi fazami roślinnymi (mr 9 *Betula* + *Quercus* + *Carpinus* i mr 10 *Betula* + *Pinus* + NAP).

Brak osadów reprezentujących schyłek interglacjału w stanowisku Żukiewicze należy — zdaniem autorów — wiązać z ich usunięciem przez wspomniany przepływ glacialny od czoła lądolodu w czasie zlodowacenia poozijskiego, a w wypadku Bohatyrowiczów — przez

przeptyw fluwioperyglacialny podczas starszej części zlodowacenia poozijskiego. Brak zaś osadów ze schyłku tego interglacjału w Pyszkach i Kniażewodcach jest wynikiem ich usunięcia przez wody ekstraglacialne w młodszej (późnoglacialnej) fazie zlodowacenia poozijskiego, odpowiedzialnej za utworzenie systemu środkowych tarasów nadzalewowych Niemna (V — 15–20 m n.p.rz., IV — 10–12 m n.p.rz. i III — 5–8 m n.p.rz.). Tarasy te są młodsze od osadów zastoiska skidelskiego, czyli iłów warwowych, w południowej części opisywanego obszaru (Bohatyrowicze), których akumulację należy wiązać z maksimum rozwoju lądolodu zlodowacenia poozijskiego = wisły (Pavlovskaya & Litwiniuk, 2002). Być może śladem tej akumulacji są także mułki tworzące cienką warstewkę w obrębie osadów VI tarasu nadzalewowego Niemna (20–25 m n.p.rz.) w stanowisku Rumłówka (ryc. 4).

Mając na uwadze całość przytoczonych danych, a zwłaszcza zróżnicowanie hipsometryczne położenia analizowanych interglacialnych osadów jeziornych, miejscami zaznaczające się ich późniejsze ścięcie erozyjne oraz przykrycie osadami tarasów nadzalewowych Niemna różnych



Ryc. 4. Sytuacja opisywanych stanowisk palinologicznych interglacjału murawińskiego = eemskiego (mr), reprezentujących trzy jeziora tego interglacjału (1–3), na tle profilu podłużnego koryta Niemna i jego tarasów nadzalewowych (III–VI), oznaczenia wiekowe jak na ryc. 2

Fig. 4. Location of palynologic sites of the Muravian = Eemian Interglacial (mr), representing three (1–3) lakes of this interglacial, with regard to the longitudinal profile of the Niemen River channel and its supra-flood terraces (III–VI), age designations as in Fig. 2

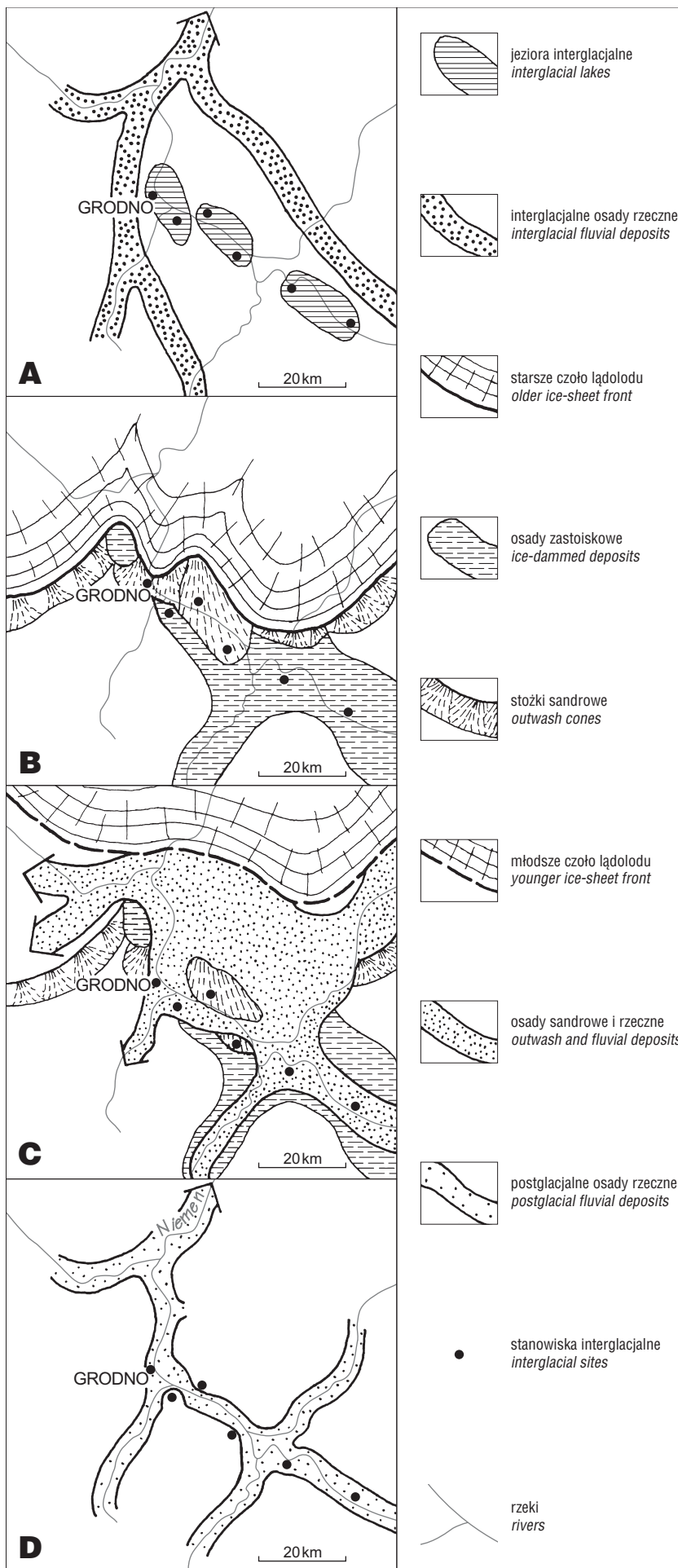
wysokości, autorzy uważają, że należy dopuścić możliwość, że reprezentują one trzy oddzielne, być może niekomunikujące się ze sobą jeziora interglacjału murawińskiego = eemskiego (1–3 na ryc. 1 i 4). Genezy żadnego z tych jezior nie należy łączyć z działalnością rzek, lecz trzeba uznać ich pochodzenie polodowcowe (wytopiskowe), związane z zanikiem brył martwego lodu w czasie stadiu sołzkiego zlodowacenia prypeci = odry. Również w osadach ze stanowisk Poniemuń (Ryłowa & Chursewicz, 1978; Demidova & Khursevich, 2001) i Rumlówka (Marciniak, 2005; Marciniak i in., 2007) nie stwierdzono występowania okrzemek pochodzenia rzeczno-

Rozwój paleogeograficzny

Przedstawione materiały są podstawą opisywanej w tym rozdziale próby odtworzenia późnoplejstocznego rozwoju doliny Niemna w opisywanym rejonie (ryc. 5 A–D). Uzyskane dane nie pozwalają potwierdzić opinii Karaba-

nowa (1987) o możliwości funkcjonowania tej doliny w jej obecnym przebiegu w okolicach Grodna podczas interglacjału murawińskiego = eemskiego. Zdaniem autorów, w czasie tego interglacjału w miejscu obecnej doliny koło Grodna funkcjonowały 3 omówione w poprzednich rozdziałach jeziora polodowcowe (ryc. 1 i 5A), a ówczesny pra-Niemen uformował dolinę kilka do kilkunastu kilometrów na wschód, co zdają się potwierdzać materiały geologiczne zestawione przez Goreckiego (1980). Około 20–30 km na północ od Grodna pra-Niemen łączył się w tym czasie z systemem dolinnym pra-Swisłoczy-Łosośny oraz z systemem dolinnym pra-Czarnej Hańczy (ryc. 5A). Trzy istniejące wówczas koło Grodna jeziora interglacjałne znajdowały się na wysoczyźnie, co najmniej kilkanaście metrów nad korytem wspomnianych rzek interglacjałnych.

Podczas zlodowacenia poozierskiego = wisły, gdy lądolód skandynawski zbliżał się do opisywanego rejonu z północy, w dolinach wymienionych rzek — a zwłaszcza w systemie dolinnym pra-Niemna (będącym już wówczas



Ryc. 5. Rozwój paleogeograficzny doliny Niemna w czasie interglacjału murawińskiego = eemskiego (A) oraz fazy maksymalnej (B), fazy recesyjnej (C) i faz późnoglacialnych (D) stadiału dwiny = głównego zlodowacenia poozerskiego = wisły

Fig. 5. Paleogeographic evolution of the Niemen River valley during the Muravian = Eemian Interglacial (A), maximal phase (B), recession phase (C) and late-glacial phases (D) of the Dvinian Stadial = main Poozerian Glaciation = Vistulian Glaciation

główną rzeką tego rejonu) — dochodziło do zabarykadowania ich wód. W czasie gdy lądolód osiągnął maksymalny zasięg, opierając się o ówczesne kulminacje Wysoczyzny Grodzieńskiej (ryc. 5B), wody te spowodowały utworzenie na jego przedpolu wspomnianego już zastoiska skidelskiego (Wozniaczk & Walczik, 1978; Pavlovskaya & Litviniuk, 2002). Wody zastoiska sięgały do wysokości co najmniej 120 m n.p.m. Zarówno osady piaszczyste z początkowych faz rozwoju tego zastoiska, jak i później akumulowane mułki i ropy przykrywały w tym czasie osady trzeciego (Bohatyrowicze-Kniażewodce) zbiornika jeziornego z interglacjału murawińskiego = eemskiego (ryc. 4, 5B), a być może także częściowo osady pierwszego (Pyszki-Rumlówka) zbiornika jeziornego tego interglacjału. Brak osadów zastoisowych i położenie stropu osadów interglacjalnych drugiego zbiornika jeziornego (Poniemuń-Żukiewiczze) na znacznej wysokości można wyjaśnić ówczesną paleogeografią rejonu Grodna (ryc. 5B).

Precyzyjniejsze określenie wieku zastoiska skidelskiego jest możliwe dzięki datowaniu metodą radiowęglą materii organicznej z jego osadów na $22\ 950 \pm 440$ lat BP i $18\ 730 \pm 1230$ lat BP (Pavlovskaya i in., 2002b; Marks & Pawłowska, 2006). Według badaczy białoruskich (Yelovicheva & Sanko, 1999) moment ten przypada na pełnię stadiału dwiny = głównego zlodowacenia poozerskiego = wisły. Należy tym samym sądzić, że zastoisko skidelskie mogło być w dużym stopniu równowie-

kowe z najmłodszą fazą rozwoju zastoiska warszawskiego w dolinie Wisły (por. Marks 2002, 2005). Z maksymalnym rozwojem łądolodu stadiału dwiny wiązała się jego transgresja na obszar północnej części Wysoczyzny Grodzieńskiej 2, 3 lobami (Karabanow, 1987). Największym z nich był lob wschodni, osiągający około 30 km szerokości i wyodrębniający się z masy łądolodu w strefie dorzecza pra-Niemna z interglacjału murawińskiego = eemskiego. Zdecydowanie mniejszymi rozmiarami odznaczał się lob środkowy, o szerokości do 10 km, częściowo wykorzystujący obniżenie po pierwszym (Pyski-Rumlówka) jeziorze interglacialnym (ryc. 5B). Trzeci, zachodni lob lodowcowy wkroczył na opisywany obszar jedynie wschodnią częścią; jego szerokość musiała przekraczać 30–40 km.

Rozwijający się w tym czasie odpływ wód proglałacjalnych w strefie bezpośrednio przylegającej do czoł wymienionych lobów łądolodu prowadził do formowania krótkich stożków sandrowych (ryc. 5B). W strefie obecnej doliny Niemna ich pozostałością są głównie osady piaszczysto-żwirowe, przykrywające osady drugiego (Poniewi-Żukiewiczze) jeziora interglacialnego (ryc. 4). Stopniowo postępujący zanik poszczególnych lobów łądolodu stadiału dwiny, wyrażony utworzeniem młodszego czoła kilkanaście kilometrów na północ od maksymalnego zasięgu, doprowadził do powstania na przedpolu tego łądolodu rozległego systemu pól sandrowych na północno-wschód od Grodna (ryc. 5C). W najbardziej północnej części opisywanego obszaru intensywność ówczesnego przepływu sandrowego doprowadziła nawet do rozmywania (usuwania) świeżo osadzonej gliny lodowcowej zlodowacenia pozierskiego = wisły (Pavlovskaya i in., 2002b). Przedłużeniem tego przepływu w kierunku zachodnim były wody roztopowe tworzące w tym czasie rozległą równinę sandrową między Grajewem i Augustowem i kierujące się dalej w stronę pradoliny Biebrzy-Narwi-Wisły (por. Marks & Pawłowska, 2006).

Na intensywność zachodzącego przepływu niewątpliwie miał wpływ ówczesny zanik podparcia lodowego zastoiska skidelskiego, którego wody — szukając gwałtownie odpływu — kierowały się ku północy wszystkimi możliwymi drogami, w tym wykorzystując strefę obniżen związanych z jeziorami interglacialnymi funkcjonującymi wcześniej w rejonie Grodna. Ekstraglałacjalny przepływ wód skierowany od południa doprowadził w pierwszej kolejności do utworzenia wysokiego (VI) tarasu piaszczysto-żwirowego w rejonie Rumlówki (ryc. 4), stanowiącego powierzchnię najwyższego, a tym samym najstarszego tarasu Niemna (Lindner i in., 2007; Marciniak i in., 2007).

Tak zostało zapoczątkowane funkcjonowanie doliny Niemna w jej obecnym położeniu. W dalszych etapach dolina rozwijała się dzięki rozcinaniu erozyjnemu zarówno osadów zastoiska skidelskiego, jak i osadów najwyższego (VI) tarasu Niemna oraz tworzeniu się środkowych (III–V) tarasów nadzalewowych (ryc. 4). Wiek tych tarasów należy wiązać z późnoglacialną częścią zlodowacenia pozierskiego = wisły (Wozniaczk & Walczik, 1978; Pavlovskaya i in., 2002b). Rozwój niższych tarasów nadzalewowych (II — 4–6 m n.p.m.; I — 2–3 m n.p.m.) — w świetle datowań radiowęglowych zachowanych w nich pni drzew ($6\ 420 \pm 60$ lat BP i $4\ 650 \pm 50$ lat BP) i analiz palinologicznych osadów zapewniających paleomeandry tych tarasów — należy wiązać z holocenem (Kalicki i in., 2000).

Uwagi końcowe

W rejonie Grodna zachowane są fragmenty kopalnej doliny Niemna (pra-Niemna) z okresu interglacjału aleksandryjskiego = mazowieckiego. Forma ta została utworzona w wyniku rozcięcia erozyjnego osadów zlodowacenia berezyńskiego = sanu 2 i zapełniona osadami piaszczysto-żwirowo-mułkowymi złożonymi w 2, 3 cyklach erozyjno-akumulacyjnych. Dolinę udało się odkryć dzięki wierceniom na południe od Grodna, na głębokości 10–20 m poniżej powierzchni terenu. Jest ona przykryta dwoma poziomami glin lodowcowych, które reprezentują dwa stadiały (dniepru i soża) zlodowacenia prypeci = odry. Dolina ma przebieg zbliżony do równoleżnikowego (prawie prostopadły do obecnego kierunku) i przedłuża się ku zachodowi, w stronę dorzecza Biebrzy na obszarze Polski.

Późnoplejstoceńska historia doliny Niemna (pra-Niemna) rozpoczyna się od jej murawińsko = eemskiego etapu. Dolina była ulokowana około 15–20 km na wschód od Grodna, gdzie aluwia są przykryte osadami limnoglacialnymi (zaporowego zastoiska skidelskiego) oraz utworami sandrowymi i lokalnie płatami gliny lodowcowej z okresu stadiału dwiny = głównego (maksymalnego) zlodowacenia poozierskiego = wisły. W dzisiejszym położeniu Niemen znajduje się od momentu spłynięcia ku północy wód zastoiska skidelskiego. Spływ tego zastoiska zachodził głównie dzięki wykorzystaniu obniżen związanych z trzema murawińskimi = eemskimi jeziorami; odpowiadają mu osady wysokiego (VI) tarasu nadzalewowego Niemna. Wiek tego tarasu należy wiązać z pierwszymi etapami zaniku łądolodu stadiału dwiny i korelować z utworzeniem na północ od Grodna rozległej równiny sandrowej przedłużającej się na obszar Polski.

Kontynuowanie tak zapoczątkowanego, późnoplejstoceńskiego formowania się doliny Niemna było związane z utworzeniem — w strefie współczesnej doliny — początkowo systemu średnich (III–V) tarasów nadzalewowych związanych z późnoglacialną częścią zlodowacenia pozierskiego = wisły, a następnie niskich (I–II) tarasów nadzalewowych wieku holocenijskiego.

Literatura

- BER A., LINDNER L. & MARKS L. 2007 — Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski. *Prz. Geol.*, 55, 2: 115–118.
- BOWEN D.Q. 1978 — Quaternary Geology; A stratigraphic framework for multidisciplinary work. Pergamon Press, Oxford.
- DEMIDOVA S. & KHURSEVICH G.K. 2001 — Diatom succession in the Muravian (Eemian) freshwater deposits at Ponemun (north-western Belarus). [In:] Economou-Amilli (ed) *Proc. 16th Intern. Diatom Symposium*, 25 August–1 September 2005, Athens & Aegean Islands. Amvrosiou Press, Athens: 445–450.
- DYAKOWSKA J. 1936 — Interglacjał w Poniewuniu pod Grodnem. *Starunia*, 14: 1–11.
- GORECKI G.I. 1980 — Osobienności paleopotamologii lednikowych obsłastiej (na primiere Bielorussskowo Poniewanija). *Nauka i Technika*, Minsk.
- HALICKI B. 1948 — Charakterystyka florystyczna interglacjałow dorzecza Niemna. *Wiad. Muz. Ziemi*, 4: 241–246.
- HALICKI B. 1951 — Podstawowe profile czwartorzędu w dorzeczu Niemna. *Acta Geol. Pol.*, 2, 1-2: 5–101.
- HALICKI B. & SAWICKI L. 1935 — Sprawozdanie z badań nad stratygrafią czwartorzędu w dolinie środkowego Niemna. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 43: 3–6.
- JARON B. 1933 — Analiza pyłkowa interglacjału z Żydowszczyzny koło Grodna. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 9: 147–183.

- JEŁOWICZEWA J.K. 1978 — Palinologiczeskoje obosnowanije murawinskowo wzrosta diatomitow wskrytych w rajonie g. Grodno. Mater. geolog. izucz. zemnoj kory Belorussii: 104–107.
- JEŁOWICZEWA J.K. 2001 — Ewolucja prirodnej sredy antropogena Belarussii (po palinologiczeskim dannym). BELSENS, Minsk.
- KALICKI T., LITWINIUK G., SAŃKO A.F., ZERNICKAJA W., KALKOWSKI W. & PAWLAWA I. 2000 — Podbarany. [W:] Matwiejew A.W., Anoszka J.I. & Zernickaja W.P. (red) „Problemy paleogeografii późnego plejstocenu i holocenu” Seminarium Białorusko-Polskie, Grodno, 26–29 września 2000. Mińsk: 116–123.
- KARABANOW A.K. 1987 — Grodnienskaja Wozwyszennost; strojenie, relief, etapy formirowanija. Nauka i Technika, Minsk.
- LINDNER L. & ASTAPOVA S.D. 2000 — The age and geological setting of Pleistocene glacial beds around the border between Poland and Belarus. *Geol. Quart.*, 44, 2: 187–197.
- LINDNER L., DZIERŻEK J., LAMPARSKI Z., MARKS L. & NITYCHORUK J. 1995 — Zarys stratygrafii czwartorzędu Polski; główne poziomy osadów glacialnych i interglacialnych oraz ich rozprzestrzenienie. *Prz. Geol.*, 43, 7: 586–591.
- LINDNER L., LAMPARSKI Z. & DĄBROWSKI S. 1982 — River valleys of the Mazovian Interglacial in eastern Central Europe. *Acta Geol. Pol.*, 32, 3-4: 179–190.
- LINDNER L., SAŃKO A., JEŁOWICZEWA J. & MARCINIĄK B. 2007 — Sytuacja geologiczna, palinologia i okrzemki w stanowisku osadów jeziornych interglacjalnego murawieńskiego (eemskiego) w Rumłowce koło Grodna. [W:] Molewski P. i in. (red.) Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia. XIV Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski. Ciecchocinek, 3–7.09.2007: 77–80.
- LINDNER L. & YELOVICHEVA Y.K. 1998 — First tentative correlation scheme of glacial and interglacial units in the Pleistocene of Poland and Belarus. *Quatern. Stud.*, 15: 27–35.
- LITWINIUK G., SHALABODA V. & PAVLOVSKAYA I. 2002 — Muravian (Eemian) Interglacial sediments at Pyshki. [In:] Pavlovskaya I. (ed) Field Symposium on Quaternary geology and geodynamics in Belarus, Grodno, 20–25 May 2002. Excursion Guide. Minsk: 54–57.
- LITWINIUK G. & SZALABODA W. 2000 — Kniażewodcy. [W:] Matwiejew A.W., Anoszka J.I. & Zernickaja W.P. (red) „Problemy paleogeografii późnego plejstocenu i holocenu” Seminarium Białorusko-Polskie, Grodno 26–29 września 2000. Mińsk: 113–116.
- MACHNACZ N.A. 1971 — Etapy razwija rastitelnosti Belarussii w antropogenie. Nauka i Technika, Minsk.
- MACHNACZ N.A. & JAKUBOWSKAJA T.W. 1975 — Ob iskopalnej florie i rastitelnosti Kołodieżnowo Rwa. [W:] Stratygrafia i paleogeografija antropogena. Nauka i Technika, Minsk: 21–47.
- MARCINIĄK B. 2005 — Sukcesja okrzemek w osadach jeziornych interglacjalnego eemskiego w Rumłowce koło Grodna (Białoruś) [W:] Morawska A. (oprac.) Sprawozdanie z działalności w 2005 roku. Inst. Nauk Geol. PAN, Warszawa: 23–24.
- MARCINIĄK B. 2007 — Diatomostratygrafia osadów jeziornych interglacjalnego eemskiego w Rumłowce koło Grodna (Białoruś). [W:] III Polska Konferencja Paleobotaniki Czwartorzędu, Szklarska Poręba (Karkonosze), 19–22 czerwca 2007: 22–23.
- MARCINIĄK B., JEŁOWICZEWA J., LINDNER L. & SAŃKO A. 2007 — Stanowisko osadów jeziornych interglacjalnego murawieńskiego (eemskiego) w Rumłowce koło Grodna, Białoruś. *Biul. Państw. Inst. Geol.*: 425: 75–86.
- MARKS L. 2002 — Last Glacial Maximum in Poland. *Quatern. Sci. Rev.*, 21: 103–110.
- MARKS L. 2005 — Pleistocene river system in the southern Peribaltic area as indication of interglacial sea level changes in the Baltic Basin. *Quatern. Intern.*, 130: 43–48.
- MARKS L., BER A., GOGOLEK W. & PIOTROWSKA K. (red.) 2006 — Mapa geologiczna Polski 1 : 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MARKS L. & PAVLOVSKAYA I.E. 2003 — The Holsteinian Interglacial river network of mid-eastern Poland and western Belarus. *Boreas*, 32: 337–346.
- MARKS L. & PAVLOVSKAYA I.E. 2006 — Correlation of the Saalian glacial limits in eastern Poland and western Belarus. *Quatern. Intern.*, 149: 87–93.
- MARKS L. & PAWŁOWSKA I. 2006 — Odpyły wód roztopowych w czasie zlodowacenia warty i wisły we wschodniej Polsce i na Białorusi. [W:] Morawski W. (red.) Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża: XIII Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski, Maróz, 4–8.09.2006: materiały konferencyjne. PIG, Warszawa: 104–105.
- PAVLOVSKAYA I., DAVYDIK K., LUCHINA G. & KOLKOVSKY V. 2002b — Evolution of the Neman valley recorded in Late Poozerian (Late Weichselian) sediments at Gozha. [In:] Pavlovskaya I. (ed) Field Symposium on Quaternary geology and geodynamics in Belarus, Grodno, 20–25 May 2002. Excursion Guide. Minsk: 6–8.
- PAVLOVSKAYA I. & KARABANOV A. 2002 — Geological outline of the Quaternary in the Middle Neman area. [In:] Pavlovskaya I. (ed) Field Symposium on Quaternary geology and geodynamics in Belarus, Grodno, 20–25 May 2002. Excursion Guide. Minsk: 6–8.
- PAVLOVSKAYA I. & LITWINIUK G. 2002 — Poozerian (Weichselian) glaciolacustrine sediments at Dubna and the evolution of the Skidel ice-dammed lake. [In:] Pavlovskaya I. (ed) Field Symposium on Quaternary geology and geodynamics in Belarus, Grodno, 20–25 May 2002. Excursion Guide. Minsk: 9–13.
- PAVLOVSKAYA I., YELOVICHEVA Y., MURASHKO L., KHURSEVICH G. & SZADKOWSKA M. 2002a — Muravian (Eemian) sediments at Poniemun as a key to definition of the last glaciation limit and evolution of the Neman valley. [In:] Pavlovskaya I. (ed) Field Symposium on Quaternary geology and geodynamics in Belarus, Grodno, 20–25 May 2002. Excursion Guide. Minsk: 39–45.
- RYŁOWA T.B. & CHURSEWICZ G.K. 1978 — Razwicie wadajomau i raslinnasci Grodna na pracjagu murawinskaga ledawikoja. Dasledawanni antropagenu Belarussii. Nauka i Technika, Minsk: 139–150.
- SANKO A., ANOSHO M., RYŁOVA S., SAVCHENKO I., VELICHKEVICH F., ASTAPOVA S., MOTUZKO A. & BADIAY V. 2002a — Upper Dnieper (Saalian) and Muravian (Eemian) sequence at Zhukevichi. [In:] Pavlovskaya I. (ed) Field Symposium on Quaternary geology and geodynamics in Belarus, Grodno, 20–25 May 2002. Excursion Guide. Minsk: 20–27.
- SANKO A., YELOVICHEVA Y., MOTUZKO A. & VELICHKEVICH F. 2002b — Muravian (Eemian) lacustrine deposits at Rumlovka. [In:] Pavlovskaya I. (ed) Field Symposium on Quaternary geology and geodynamics in Belarus, Grodno, 20–25 May 2002. Excursion Guide. Minsk: 46–52.
- SHALABODA V. 2001 — Characteristic features of Muravian (Eemian) pollen succession from various regions of Belarus. *Acta Palaeobot.*, 41, 1: 27–41.
- SZAFER W. 1926 — O florzce i klimacie okresu międzyzlodowcowego pod Grodnem. *Sprawozd. Kom. Fizjogr. PAU*, 60: 1–40.
- ŚRODOŃ A. 1950 — Rozwój roślinności pod Grodnem w czasie ostatniego interglacjalnego. *Acta Geol. Pol.*, 1, 4: 365–400.
- WIELICZKIEWICZ F.J., DERJUGO G.W., ZERNICKAJA W.P., ILKIEWICZ G.I., LEWICKAJA R.I., LITWINIUK G.I., MATWIEJEW A.W., NAZAROW W.I., SAŃKO A.F., RYŁOWA T.B., CHURSEWICZ G.K. & JAKUBOWSKAJA T.W. 2001 — Czwartorzędowa systema (kwarter). [W:] Machnac A.C. i in. (red.) Geologija Belarussii. Minsk: 325–386.
- WOZNIACZUK L.N. 1959 — Umowy zaleganija riss-würmskich odkladannjau u Grodnienskoj woblasti i sumeznych rajonach Litwy i Polssczy. *Wieści AN BSSR, Ser. fiz.-techn. nawuk*, 4: 108–126.
- WOZNIACZUK L.N. & WALCZIK M.A. 1978 — Morfologija, strojenje i istorija razwitiya doliny Nemana w plejstocenie i holocenie. Nauka i Technika, Minsk.
- YAKUBOVSKAYA T., ZERNITSKAYA V. & DZIUBEK A. 2002 — Alexandrian (Holsteinian) Interglacial deposits at Kolodezhny Rov and their relationship with glacial sediments. [In:] Pavlovskaya I. (ed) Field Symposium on Quaternary geology and geodynamics in Belarus, Grodno, 20–25 May 2002. Excursion Guide. Minsk: 28–35.
- YELOVICHEVA Y. & SANKO A. 1999 — Palynostratigraphy of the Poozerje Glaciation (Vistulian) in Belarus. *Geol. Quart.* 43, 2: 203–212.

Praca wpłynęła do redakcji 4.10.2007 r.
Po recenzji akceptowano do druku 21.11.2007 r.