

## NOWE SPOJRZENIE NA DYNAMIKĘ ŁĄDOŁODU WARTY W STREFIE MARGINALNEJ NA MIĘDZYRZECZU KRZNY I BUGU (WSCHODNIA POLSKA)

### ZARYS TREŚCI

Artykuł prezentuje najnowsze wyniki badań prowadzonych nad genezą rzeźby glacialnej i dynamiką strefy marginalnej łądolodu warty w słabo dotychczas rozpoznanym obszarze międzyrzecza Krzny i Bugu we wschodniej Polsce. Zaprezentowany model odbiega znacząco od dotychczasowych poglądów, przyjmujących stan równowagi dynamicznej na linii maksymalnego zasięgu, a następnie recesję arealną. W świetle szczegółowych badań osadów glacialnych z wykorzystaniem analizy litofacialnej, łądolód warty charakteryzował się zróżnicowaną dynamiką lobów lodowcowych, tak w fazie transgresji, jak i recesji. Jak wskazuje porównanie z najnowszymi wynikami badań między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem, pogląd o istnieniu lokalnych lobów w strefie marginalnej łądolodu warty i ich zróżnicowanej (silnie uwarunkowanej morfologią i litologią podłoża przewarciańskiego) dynamice jest aktualny również w środkowej Polsce.

**Słowa kluczowe:** rzeźba glacialna, łądolód warty, międzyrzecze Krzny i Bugu, wschodnia Polska

### WPROWADZENIE

Warciańska rzeźba glacialna w Polsce od dawna była przedmiotem zainteresowania geomorfologów i geologów czwartorzędu (m.in. Kielhack 1919; Sawicki 1922; Zaborski 1927; Woldstedt 1929). Po drugiej wojnie światowej, jako szczególnie znaczące należy przypomnieć opracowania rekonstruujące genezę oraz warunki kształtowania warciańskiego krajobrazu glacialnego obszarów położonych na zachód od Wisły, w środkowej Polsce (por. Różycki 1967; Baraniecka i in. 1969), a od lat siedemdziesiątych także w regionie łódzkim (por. Klajnert 2004). Znacznie mniej prac prezentowało szczegółowe rekonstrukcje rzeźby, jak i dynamiki łądolodu warty we wschodniej Polsce. Zarys historii badań na wschód od Wi-

śły, z podkreśleniem międzyrzecza Krzny i Bugu, przedstawiono poniżej.

Niniejszy artykuł podsumowuje wyniki badań przeprowadzonych w latach 2007–2012 w strefie marginalnej łądolodu warty, w słabo wcześniej rozpoznanych lobach Liwca, Tocznej i Klukówki (Godlewska 2014). Zidentyfikowane cechy strefy marginalnej (małe loby) i przyczyny, które miały wpływ na przebieg i zróżnicowanie procesów glacialnych podczas transgresji i recesji łądolodu warty na międzyrzeczu Krzny i Bugu porównano z najnowszymi poglądami na temat strefy marginalnej łądolodu warty w południowo-wschodniej części regionu łódzkiego, szczególnie z wynikami badań cech tzw. lobu Pilicy-Luciaży, którego rekonstrukcja stanowi główny temat 103 tomu *Acta Geographica Lodziensia*.

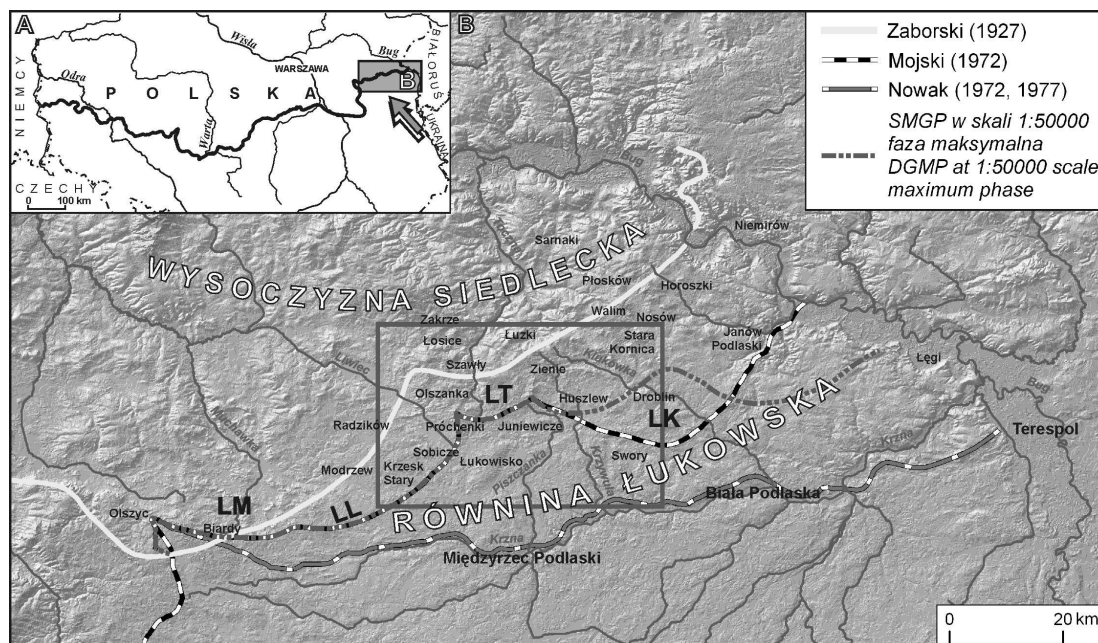
### ZARYS HISTORII BADAŃ

W historii badań glacialnych na wschód od Wisły, różnie kreślono linię maksymalnego zasięgu łądolodu warty na obszarze międzyrzecza Krzny i Bugu (rys. 1). Powstały również od-

mienne koncepcje rozwoju jego strefy marginalnej, różniące się stopniem rozpoznania geologiczno-geomorfologicznego (*vide* także Terpiłowski 1996).

---

\* Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Zakład Geologii i Paleogeografii, Al. Kraśnicka 2c,d, 20-718 Lublin, e-mail: anna.godlewska@poczta.umcs.lublin.pl



Rys. 1. Zasięg lądolodu warty: A – w Polsce (Marks i in. 2006); B – na międzyrzeczu Krzny i Bugu; nazwy lobów za Mojskim (1972), uzupełnione przez Terpiłowskiego (2000)

LM – lob Muchawki, LL – lob Liwca, LT – lob Tocznej, LK – lob Klukówki; ramką oznaczono obszar szczegółowych badań

Extent of the younger Saalian ice-sheet: A – in Poland (after Marks et al. 2006); B – in the interfluvium of the Krzna and Bug rivers; names of lobes after Mojski (1972), supplemented by Terpiłowski (2000)

LM – Muchawka Lobe; LL – Liwiec Lobe, LT – Toczna Lobe, LK – Klukówka Lobe; study area marked by a frame

Najstarsze opracowania przeglądowe prezentowały wyniki wielkoobszarowego kartowania geomorfologicznego, które wyjaśniało genezę rzeźby glacialnej głównie w oparciu o układ przestrzenny i wyrazistość morfologiczną form rzeźby, rzadziej o analizę geologiczną pojedynczych, często przypadkowych, odsłonieć.

Według Zaborskiego (1927), lądolód warty w stadium podlaskim osiągnął maksymalny zasięg wzdłuż subrównoleżnikowego ciągu form polodowcowych między Olszycem a Walimem, tj. w przybliżeniu przebiegający wzdłuż granicy między mezoregionami: Wysoczyzny Siedleckiej i Równiny Łukowskiej (Kondracki 2004). Rozwój rzeźby tłumaczył on postojem lądolodu, na co miały wskazywać: ciąg moren czołowych oraz równiny sandrowe lewobrzeżnych dopływów Krzny, kierujące wody roztopowe do pradoliny Łukowsko-Pińskiej.

Znacznie większy na południe, aż po okolice Janowa Podlaskiego, zasięg lądolodu warty o charakterze lobowym (wzdłuż lobów: Liwca i Klukówki) zaprezentował Mojski (1972). Sugerował on również dwuetapowy rozwój strefy marginalnej, tj. podczas ich postoju (o którym świadczy ciąg moren czołowych na linii Olszyc–Juniewiczze–Janów Podlaski oraz sandry Krzny, Krzywuli i Klukówki), a następnie arealnego

zaniku (na co wskazują zagłębienia wytopiskowe Muchawki, Liwca, Piszczanki i Klukówki wraz z zespołem form szczelinowych i przetainowych).

Zdaniem Nowak (1973, 1977), lądolód warty sięgnął jeszcze dalej na południe, tj. aż po dolinę Krzny, nieznacznie przekraczając ją w okolicach Terespola. W świetle rekonesansowych badań do Mapy geologicznej Polski w skali 1: 200 000, zasięg ten przebiegał w przybliżeniu wzdłuż granicy między makroregionami: Niziny Południowopodlaskiej i Polesia Zachodniego, a rozwój rzeźby tego terenu tłumaczony był transgresją podczas tzw. fazy łosickiej. Dowodem na to miały być spiętrzone moreny czołowe w okolicach miejscowości Horoski, a ich powstanie uwarunkowane poprzeczną barierą kredowo-trzeciorzędową zrębu łukowskiego. Po jego przekroczeniu lądolód „rozlał się” na znaczną przestrzeń, aż po dolinę Krzny, osiągając przy tym małą miąższość, ulegając spękanom i rozpadowi, czego wynikiem są dominujące w krajobrazie strefy marginalnej: moreny martwego lodu, kemy, ozy i zagłębienia wytopiskowe. Natomiast, linie dawnych spękań wykorzystane zostały przez odpływ wód roztopowych, czego wyrazem są rozległe sandry i odwadniające je lewobrzeżne dopływy Krzny (Piszczanka, Krzywula, Klukówka).

Powyższe koncepcje stały się przedmiotem polemiki podjętej przez Falkowskiego i in. (1988) oraz Nitychoruka (1995).

Falkowski i in. (1988) zakwestionowali warciańską genezę rzeźby międzyrzecza Krzny i Bugu, wykluczając również pradoliną genezę doliny Krzny, natomiast rzeźbę niniejszego terenu powiązali oni z deglacją arealną, wynikającą z różnej miąższości lodu na wyniesieniach i w obniżeniach obszaru. Świadectwem tego miały być „kemy pogrzebane”, „poziomy równinno-akumulacyjne” oraz zagłębienia wytopiskowe, wykorzystywane obecnie przez rzeki, m.in. Bug, Krznię, Czyżówkę, Leśną czy Klukówkę.

Tymczasem Nitychoruk (1995) nie wypowiedział się w kwestii wieku rzeźby niniejszego obszaru, a zatem i w kwestii zasięgu lądolodu warciańskiego. Genezę rzeźby międzyrzecza wiązał on z glaciostatycznymi ruchami podłoża. Wskutek obciążenia lądolodem nastąpiło odnowienie ruchów pionowych w rowach tektonicznych (Łosic, Janowa Podlaskiego, Międzyrzecza Podlaskiego i Białej Podlaskiej), w których następstwie dochodziło do glacitektonicznych zaburzeń osadów przez zalegające w nich bryły lodowe. Natomiast, w obrębie zrębów tektonicznych dochodziło do spękań, powstawania szczelin lodowych i postępującej wzdłuż nich ablacji powierzchniowej.

Najnowsze opracowania przedstawiają szczegółowe rozpoznanie geologiczne międzyrzecza Krzny i Bugu. W jego skład weszły równolegle przebiegające: 1) kartowanie geologiczne na potrzeby opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000 (Brzezina 2000; Dyjor, Brzezina 2000; Albrycht 2004a); 2) analizy sedymentologiczne osadów glacyogenicznych (Terpiłowski 2000, 2001) oraz 3) analizy petrograficzne glin lodowcowych (Lisicki 2003).

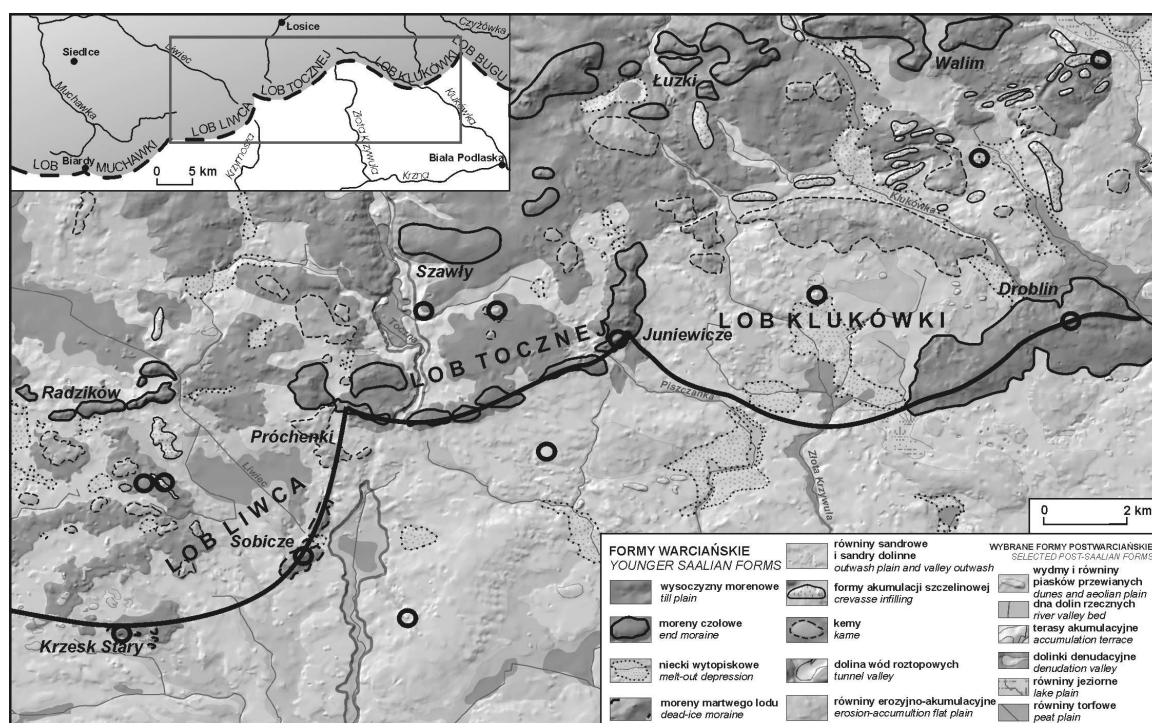
Dla rozpoznania zasięgu strefy marginalnej lądolodu warciańskiego na międzyrzeczu Krzny i Bugu istotną rolę odegrało kartowanie geologiczne, w tym głębokie wiercenia badawcze w miejscowościach: Zakrze i Płosków koło Sarnak (Albrycht 2004a). Na ich podstawie stwierdzono dwudzielność serii warciańskich osadów glacyogenicznych, w tym dwóch pokładów gliny zwałowej. W połączeniu z analizą rzeźby terenu dało to podstawę do wyznaczenia dwóch faz nasunięcia lądolodu: maksymalnej (I faza) na linii Próchenki–Juniewiczze–Droblin oraz postmaksymalnej (II faza) na linii Radzików–Szawły–Łuzki–Walim (rys. 1B; Albrycht i in. 2000). Według wyżej zaprezentowanych poglądów, wcześniej strefę

marginalną lądolodu warciańskiego lokowano zarówno w pozycji I fazy (maksymalnej) – por. Mojski (1972), jak i II fazy (postmaksymalnej) – por. Zaborski (1927), Lindner (1988).

Zgodnie z najnowszym obrazem, wynikającym z kartowania geologiczno-geomorfologicznego, zasięg maksymalny lądolodu warciańskiego kreślony jest w obrębie trzech lobów lodowcowych (rys. 2): Liwca, Tocznej i Klukówki wzdłuż: a) moren martwego lodu na linii Krzesk Stary–Próchenki oraz moren czołowych akumulacyjnych na linii: Próchenki–Juniewiczze–Droblin wraz z odpływem sandrowym na linii Łukowisko–Swory oraz b) płatami wysoczyzn morenowych płaskich wraz z odpływem sandrowym na linii Nosów–Horoszki Duże–Niemirów. Zaplecze strefy marginalnej stanowią przede wszystkim: a) kemy (m.in. w okolicach Modrzewia, Olszanki, Zieni, Starej Kornicy); b) formy akumulacji szczelinowej (m.in. w okolicach Izdebek oraz na linii Zienie–Stara Kornica); c) zagłębienia wytopiskowe (m.in. w okolicach Huszlewa). Wymienione formy przedpola i zaplecza stały się podstawą przyjęcia rozwoju strefy marginalnej lądolodu w dwóch etapach, tj. podczas jego postępu, a następnie arealnego zaniku.

Badania petrograficzne frakcji drobnoziarnistej (średnica 5–10 mm) glin lodowcowych potwierdziły litotyp gliny warciańskiej W<sub>2</sub> (1,4–0,8–1,4) o lobowym zasięgu (Lisicki 2003). Za zbieżnością zasięgu gliny warciańskiej z wyrazistym ciągiem wzniesień strefy marginalnej lądolodu warciańskiego o charakterze lobowym, zbliżonym do zasięgu Mojskiego (1972), opowiedzieli się Marks i Pavlovskaya (2006).

Szczegółowe badania sedymentologiczne dla rozpoznania zasięgu i dynamiki strefy marginalnej lądolodu warciańskiego przeprowadził Terpiłowski (2000, 2001). Przy zastosowaniu analizy litofacjalnej, autor dokonał wyróżnienia lobów: Muchawki i Liwca, wzdłuż zasięgu kreślonego przez Mojskiego (1972), oraz lobu Bugu wzdłuż zasięgu w przybliżeniu kreślonego przez Lindnera (1988). Ponadto, dokonał on identyfikacji środowisk depozycyjnych i na jej podstawie – genezy form glacyogenicznych lobu Muchawki. Jego rozwój powiązał on z dwoma stanami dynamicznymi lądolodu: 1) stacjonarnego, znaczonego przez grupę stożków sandrowych (końcowych i recesyjnych) i zespoły stożkowo-ozowe oraz 2) podlegającego zanikowi arealnemu, o czym świadczą obecność kemów, teras kemowych i równin glacyfluwalnych. Była to jedyna tak szczegółowa praca rekonstruująca rzeźbę polodowcową najbardziej zachodniej części międzyrzecza Krzny i Bugu.



Rys. 2. Szkic geomorfologiczny obszaru badań na podstawie Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Krzesk (Brzezina 2000), Swory (Dyjur, Brzezina 2000), Sarnaki (Albrycht 2004a)

kółkami oznaczono badane odsłonięcia

Geomorphological sketch of the research area based on the Detailed Geological Map of Poland 1:50 000, Krzesk sheet (Brzezina 2000), Swory sheet (Dyjur, Brzezina 2000), Sarnaki sheet (Albrycht 2004a)

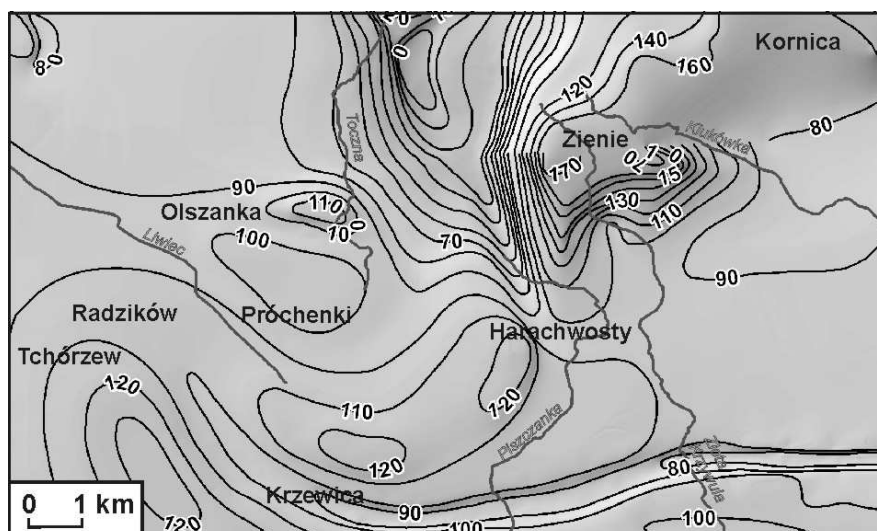
examined outcrops marked by circles

## OBSZAR BADAŃ

Szczegółowe badania przeprowadzono w środkowym odcinku strefy marginalnej lądolodu warty na międzyrzeczu Krzny i Bugu we wschodniej Polsce (rys. 1), tj. w obrębie form marginalnych lobów: Liwca, Tocznej i Klukówki. Lokuje się on pomiędzy opracowanym sedimentologicznie lobem Muchawki (*vide* Terpiłowski 2001), a lobem Bugu, którego badania są utrudnione w związku z położeniem transgranicznym. Obszar obejmuje fragment pasa subrównoleżnikowych wałów i pagórków, stanowiącego granicę mezoregionów fizycznogeograficznych: Równiny Łukowskiej i Wysoczyzny Siedleckiej (wg Kondraczkiego 2004). Ich północną granicę wyznacza ciąg moren czołowych akumulacyjnych i spiętrzonych z II fazy nasunięcia lądolodu warty na linii Radzików–Szawły–Łuzki–Walim (rys. 2).

Obszar badań zlokalizowany jest w lubelsko-podlaskiej części południowo-zachodniego skłonu prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, w obrębie jej mniejszej jednostki – prekarbońskiego zrębu łukowskiego (Żelichowski

1972). Dobrze rozpoznana budowa geologiczna tego obszaru obejmuje osady prekambryjskie, paleozoiczne i mezozoiczne o niepełnym profilu stratygraficznym, zalegające na głębokości od 750 m p.p.m. do 25 m n.p.m. (Żelichowski, Kozłowski 1983). Natomiast, ciągła, zwarta pokrywa osadowa obejmuje osady paleogeńskie i neogeńskie (o zróżnicowanej miąższości 10–70 m). Istotną jej cechą jest urozmaicone morfologicznie podłoże, zbudowane z szeregu garbów (Tchórzewa, Próchenek, Harachwostów, Zienie-Kornica), układających się na linii SW–NE z kulminacjami do 100–170 m n.p.m. (rys. 3). Rozdzielają je poprzecznie głębokie (30–120 m), kopalne doliny/depresje glacytektoniczne (Radzików–Krzesk, pra-Liwca, Harachwosty–Łosice), których dna zalegają na wysokości 0–100 m n.p.m. Tak morfologicznie urozmaicone podłoże lokalnie, w rejonie przedczwartorzędowego garbu Zienie-Kornica, odsłania na powierzchni osady mezozoiczne i paleogeńskie (Brzezina 2000; Dyjur, Brzezina 2000; Albrycht 2004a, b).



Rys. 3. Ukształtowanie powierzchni podłoża podczwartorzędowego obszaru badań

(por. rys. 2); na podstawie Szkiców podłoża w Objaśnieniach do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusze: Krzesk (Brzezina 2000), Swory (Dyjor, Brzezina 2000), Sarnaki (Albrycht 2004a)

#### Topography of pre-Quaternary substratum of the study area

(compare with Fig. 2); on the basis of Sketches of substratum in Explanations to Detailed Geological Map of Poland 1:50 000, Krzesk sheet (Brzezina 2000), Swory sheet (Dyjor, Brzezina 2000), Sarnaki sheet (Albrycht 2004a)

Pokrywa osadów czwartorzędowych jest na ogół zwarta. Największa miąższość osadów czwartorzędowych (do około 180 m) występuje w kopalnych dolinach i w depresji glaciektonicznej (na linii Tchorzew–Krzewica, pra-Liwiec, Harachwosty–Łosice). Osady warciańskie podścielone są osadami preglacjalnymi oraz glacialnymi ze zlodowaceń nidy, sanu 1, sanu 2, odry, a także interglacjalnymi z interglacjalów podlaskiego, ferdynandowskiego, mazowieckiego i lubelskiego. Osiągają one miąższość do 80 m. Osady warciańskie tworzą na ogół zwartą pokrywę o miąższości od 5 do 15 m. Osady powierzchniowe reprezentowane są przez: 1) gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe, 2) piaski i żwiry: wodnolodowcowe, moren czołowych, moren martwego lodu oraz akumulacji szczelinowej; 3) piaski, żwiry i mułki kemów oraz 4) piaski, żwiry i gliny wytopiskowe. Osady warciańskie nadbudowane są osadami postwarciańskimi o miąższości 7 m, pochodzącymi z: vistulianu – występują głównie w dolinach rzecznych (Kratówki, Liwca, Krzymoszy, Tocznej, Piszczanki, Złotej Krzywuli, Klukówki, Kałuży); przełomu vistulianu/holocenu – lokują się w obszarach pozadolinnych oraz z holocenu – pojawiają się w zagłębieniach okresowo przepływowych i bezodpływowych (Brzezina 2000; Dyjor, Brzezina 2000; Albrycht 2004a, b).

Osady warciańskie strefy marginalnej lądolodu warty budują formy krawędzi lodowej oraz jej przedpola i zaplecza (rys. 2). Do form krawędzi lodowej należy subrównoleżnikowy ciąg moren czołowych końcowych i moren martwego lodu na linii Krzesk Stary–Sobicze–Próchenki–Juniewiczze–Droblin, o wysokości bezwzględnej do 180 m n.p.m. Na przedpolu ciągu form krawędzi lodowej rozciąga się równina sandrowa o wysokości bezwzględnej 150–165 m n.p.m. Jej powierzchnia jest pochylona ku południowi i podzielona na szereg dolin lewobrzeżnych dopływów Krzny, tj. Krzymoszy, Piszczanki, Złotej Krzywuli. Zaplecze ciągu form krawędzi lodowej stanowi zróżnicowany zespół form glacialnych, o wysokości bezwzględnej 150–175 m n.p.m. Główne jego elementy mają orientację subrównoleżnikową lub subpołudnikową (równoległą lub poprzeczną do ciągu form krawędzi lodowej). Orientację subrównoleżnikową posiadają garby wysoczyzn morenowych, ciągi kemów lub form szczelinowych, sandry dolinne oraz niecka wytopiskowa Złotej Krzywuli, natomiast subpołudnikową – równiny erozyjno-akumulacyjne wód roztopowych, ciąg form szczelinowych górnego Liwca, niecki wytopiskowe Klukówki, Kałuży i Czyżówki oraz dolina wód roztopowych Tocznej.

## METODY BADAWCZE

W celu rekonstrukcji dynamiki lądolodu warty na międzyrzeczu Krzny i Bugu zastosowano procedurę analizy litofacjalnej, przyjmowaną w badaniach stref glacialmarginalnych (*vide* Kasprzak, Kozarski 1984; Brodzikowski 1992), zgodnie z którą przeprowadzono: a) rozpoznanie sytuacji morfologicznej i geologicznej warciańskich osadów glacialogenicznych oraz b) szczegółowe studia sedimentologiczne – analizę litofacjalną *sensu stricto* oraz mezostrukturalną warciańskich osadów glacialogenicznych w reprezentatywnych stanowiskach badawczych.

W celu rozpoznania sytuacji morfologicznej warciańskich osadów glacialogenicznych w lobach lodowcowych, na podkładzie Mapy topograficznej Polski w skali 1: 25 000 wykonano numeryczne modele terenu (NMT) i wykreślono mapę morfolineamentów, którą wykorzystano do rekonstrukcji kierunków nasunięcia poszczególnych lobów wzdłuż form podłużnych oraz ich postojów wzdłuż form poprzecznych.

Dla rozpoznania sytuacji geologicznej warciańskich osadów glacialogenicznych dokonano

inwentaryzacji 28 odsłoneń oraz wykorzystano materiały publikowane i archiwalne Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, arkuszy: Krzesk (Brzezina 2000), Swory (Dy-jor, Brzezina 2000) oraz Sarnaki (Albrycht 2004a). Na ich podstawie wytypowano 13 stanowisk badawczych (rys. 2). Rozpoznane w ich obrębie przewodnie cechy osadów glacialmarginalnych (litologia, deformacje) pozwoliły na reambulację powierzchniowego obrazu geologicznego badanego obszaru. Dokonano wydzielenia diagnostycznych dla interpretacji paleośrodowiskowej i paleogeograficznej osadów glacialogenicznych, tj.: diamikton glacialny, żwiry i piaski zaburzone glacitektonicznie, żwiry i piaski glacialfluwalne, piaski i żwiry glacialfluwalne, mułki i/lub piaski glacialimniczne, piaski diamiktonowe. Zasięg przestrzenny poszczególnych jednostek litogenetycznych określono w oparciu o ich morfologię oraz analizę archiwalnych wierceń.

## DYNAMIKA LĄDOŁODU WARTY W STREFIE MARGINALNEJ NA MIĘDZYRZECZU KRZNY I BUGU

W wyniku przeprowadzonej szczegółowej analizy morfologicznej, litofacjalnej i strukturalnej osadów glacialmarginalnych lobów Liwca, Tocznej i Klukówki, powiązano je z typami form glacialmarginalnych (rys. 4), a te kolejno z trzema stanami dynamicznymi lodu: transgredującego, na co wskazują wysoczyzny morenowe oraz moreny pchnięte; stacjonarnego, o czym świadczą moreny czołowe akumulacyjne, pagórki po wałach lodowo-morenowych i równiny sandrowe; martwego – na co wskazują kemy i terasy kemowe.

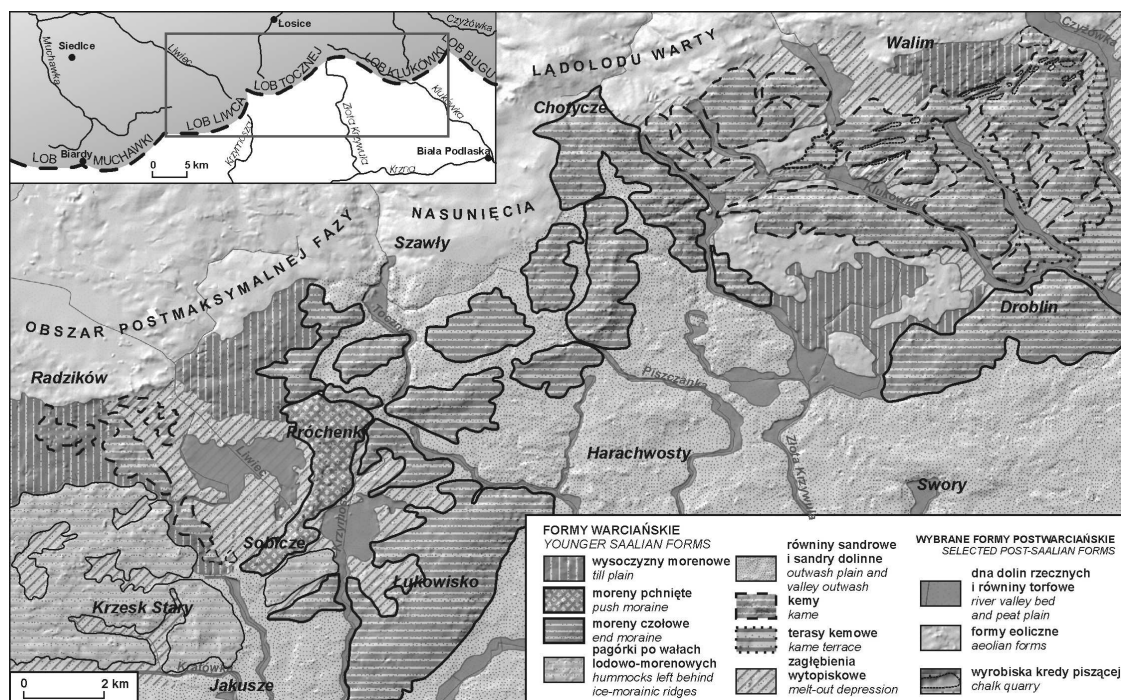
Interpretacja genetyczna form rzeźby strefy marginalnej lądolodu warty na międzyrzeczu Krzny i Bugu oraz ich rozkład przestrzenny wskazują na różną dynamikę lobów lodowcowych (rys. 5), tj.:

- strefa marginalna lobu Liwca kształtowana była przez lód transgresywny oraz podlegający recesji frontalnej i arealnej;
- strefa marginalna lobu Tocznej kształtowana była przez lód podlegający recesji frontalnej;

- strefa marginalna lobu Klukówki kształtowana była przez lód transgresywny, stacjonarny oraz podlegający recesji arealnej.

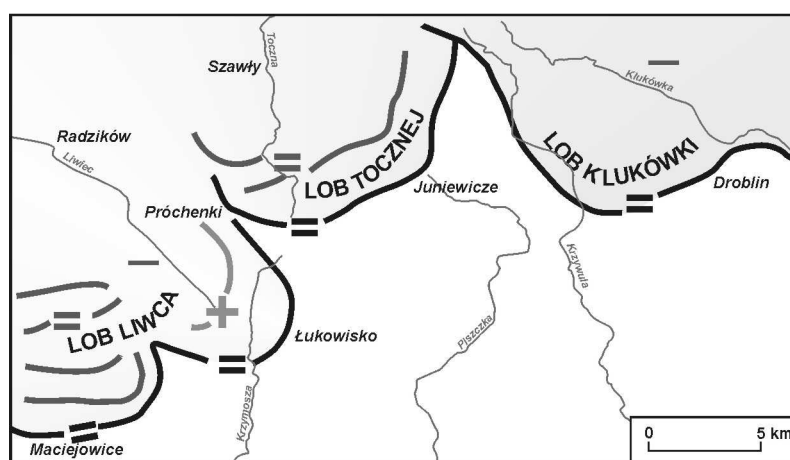
Zrekonstruowany obraz zdarzeń glacialogenicznych w strefach marginalnych lobów Liwca, Tocznej i Klukówki pozwolił na określenie prawidłowości dla okresu transgresji i recesji lądolodu warty na międzyrzeczu Krzny i Bugu.

Odtworzone warunki paleośrodowiskowe form z transgresji lądolodu pozwalają na dwie generalne konkluzje. Subrównoleżnikowy układ moren końcowych na linii Maciejowice–Juniewiczze–Droblin (rys. 5) oraz generalnie poprzeczne do nich ukierunkowanie dłuższych osi klastów w glinach bazalnych, wskazuje transgresję lądolodu w poszczególnych lobach w kierunku SE. Natomiast, wzajemne „zachodzenie” ciągów moren końcowych na granicy lobów lodowcowych, przy jednoczesnym braku wykształconych stref interlobowych (*sensu* Punkari 1997), wskazuje na diachroniczność nasunięcia lądolodu warty. Najszybciej nasuwał się on w lobie Liwca,



Rys. 4. Szkic geomorfologiczny na podstawie Godlewskiej (2014)

Geomorphological sketch according to Godlewska (2014)



Rys. 5. Stany dynamiczne lobów Liwca, Tocznej i Klukówki lądolodu warty na międzyrzeczu Krzny i Bugu według Godlewskiej (2014)

„=” – recesja frontalna, „+” – awans, „-” – recesja arealna

Dynamic states of the the Liwiec, Toczna and Klukówka lobes of the younger Saalian ice-sheet in the interfluvium of the Krzna and Bug rivers according to Godlewska (2014)

„=” – frontal recession, „+” – advance, „-” – areal recession

następnie w lobie Tocznej, a najwolniej w lobie Klukówki. Zróżnicowanie prędkości nasunięcia czoła w lądolodach plejstoceniowych było często tłumaczone różną morfologią podłoża podlodowego (sąsiedztwo barier orograficznych i zgodnych z kierunkiem nasunięcia obniżen dolinnych) (por. m.in. Krzyszkowski, Zieliński 2002; Do-

browolski, Terpiłowski 2006; Godlewska, Terpiłowski 2012). W strefie marginalnej lądolodu warty na międzyrzeczu Krzny i Bugu, obecność zgodnej z kierunkiem nasunięcia lobu Liwca kopanej doliny pra-Liwca, sprzyjającej najszybszemu „płynięciu” lodu oraz obecność na drodze nasunięcia lobu Klukówki bariery orogra-



ficznej w postaci złuskiwanego garbu kredowo-paleogeńskiego, hamującego ruch lobu, wskazują na istotną rolę morfologii podłoża w różnicowaniu się prędkości przemieszczania się lądolodu warty.

Zrekonstruowane warunki paleośrodowiskowe form z recesji lądolodu, tj. obecność zróżnicowanych morfodynamicznie form recesyjnych: stacjonarnej krawędzi lodowej (moreny czołowe, pagórki po wałach lodowo-morenowych, sandry) oraz martwego lodu (kemy i terasy kemowe), wskazują dwa odmienne typy recesji: frontalnej i arealnej. Ponadto, rozkład przestrzenny form deglacjacji frontalnej i arealnej dowodzi zróżnicowanej dynamiki lodu w poszczególnych lobach.

Dwa odmienne typy akumulacyjnych form krawędzi lodowej w strefie marginalnej lobu Liwca (pagórki po wałach lodowo-morenowych) i Tocznej (moreny czołowe akumulacyjne i sandry) wskazują na różny mechanizm i tempo cofania krawędzi lodowej. Recesja lobu Liwca poprzez wyodrębnienie z jego aktywnego czoła wałów lodowo-morenowych zachodziła wolniej niż lobu Tocznej, w którym następowało „klasyczne” (dla tradycyjnie pojmowanej recesji frontalnej) cofanie się krawędzi lodowej. Mogło to wynikać z większej efektywności depozycji supraglacialnej w strefie krawędzi lodowej lobu Liwca, prowadzącej do konserwacji trzonów lodowych.

Dwa odmienne typy genetyczne form krawędzi lodowej w strefie marginalnej lobu Liwca, tj. ciąg moren pchniętych w pre-warciańskiej dolinie Liwca i ciągi pagórków po wałach lodowo-morenowych w obszarze pozadolinnym, dowodzą lokalnej dyferencjacji dynamiki lądolodu w trakcie recesji, znaczonej ponownym awansem w pre-warciańskiej dolinie Liwca.

Powszechna obecność kemów i teras kemowych w strefie glacialmarginalnej lobu Klu-

kówki oraz ograniczona jedynie do wąskiego, subpołudnikowego pasa w strefie glacialmarginalnej lobu Liwca, a także brak ich w strefie glacialmarginalnej lobu Tocznej, dowodzi wyraźnego, lokalnego zróżnicowania obszarów objętych deglacją arealną. Obszar międzyrzecza Krzny i Bugu nie był więc zajęty wyłącznie przez lód martwy, jak to przyjmowali Falkowski i in. (1988) oraz Nitychoruk (1995). Nie był to także, jak to sugeruje się w świetle najnowszych badań geologiczno-geomorfologicznych (Brzezina 2000; Dyjor, Brzezina 2000; Terpiłowski 2001; Albrycht 2004a, b), obszar, w którym po postoju lądolodu na linii maksymalnego zasięgu przechodził on w stan lodu martwego.

Obecność w strefie glacialmarginalnej lobu Klukówki, w wyższych pozycjach hipsometrycznych kemów glacialimnicznych, a w niższych – glacialfluwialnych teras kemowych, jest świadectwem powszechnie przyjmowanego stopniowego rozpadu lądolodu: inicjalnego z sedimentacją ograniczoną do izolowanych „zbiorników” – kemy oraz zaawansowanego z lokalnym przepływem wód – terasy kemowe (por. Baraniecka 1969; Musiał 1992; Gruszka, Terpiłowski 2015). Ponadto, duża wyrazistość morfologiczna kemów i miększe serie budujących je osadów dowodzą wysokiej efektywności depozycji supraglacialnej w inicjalnej fazie martwego lodu. Sprzyjała temu struktura lodu odziedziczona z okresu transgresji lądolodu, a w szczególności ich wzbogacenie w materiał mineralny wskutek kompresji na dolodowo nachylonych stokach podłoża. Na podobne uwarunkowania formowania kemów wskazywał m.in. Terpiłowski (2007, 2008).

#### STREFA MARGINALNA LĄDOŁODU WARTY W CENTRALNEJ I WSCHODNIEJ POLSCE – ANALIZA PORÓWNAWCZA

Zaprezentowane wyniki badań ze strefy marginalnej lądolodu warty we wschodniej Polsce nawiązują do licznych, również i najnowszych wyników badań nad jego zasięgiem i dynamiką w środkowej Polsce, tj. w regionie łódzkim. Dotyczy to w szczególności lobowego kształtu czoła i zróżnicowanej dynamiki lądolodu oraz wpływu podłoża na tę dynamikę.

Podobieństwo odcinka wschodniego do zasięgu lądolodu warty w obszarze łódzkim wyraża się czołem o wybitnie lobowym kształcie. Potwierdzają to liczne opracowania, w których maksymalny

zasięg lądolodu kreślony był wzdłuż zachodniego lobu Widawki oraz wschodniego lobu Rawki, z obecnością charakterystycznego, ekstraglacialnego obszaru, rozciągającego się na SE od Łodzi (por. Różycki 1967; Klatkova 1972). Lobowy kształt czoła potwierdza również reinterpretowany, w miarę postępu badań, znacznie większy na południe zasięg lobu Rawki (m.in. Baraniecka i in. 1969; Rdzany 1997, 2009; Kłajnert 2004). Poglądy te uwzględniono na przeglądowej Mapie geologicznej Polski w skali 1:500 000 (por. Marks i in. 2006). Najnowsza



hipoteza zasięgu lobu Pilicy-Luciaży do linii Wzgórz Radomszczańskich i Garbu Przedborskiego oraz konfluencji tego lobu z lobem Widawki wzdłuż osi garbu łódzkiego znacznie rozbudowuje obraz strefy marginalnej lądolodu warty w SE części regionu łódzkiego (Turkowska 2006; Wachecka-Kotkowska 2015).

Dynamika strefy marginalnej lądolodu warty w środkowej Polsce była zróżnicowana, podobnie jak w Polsce wschodniej. Wielkoobszarowe loby lodowcowe wyróżniane w opisach przeglądowych, np. lob południowowielkopolski, dzieliły się na mniejsze loby regionalne jak np. Prośny, Warty i Widawki, a te z kolei na jeszcze mniejsze loby lokalne – Grabi, Neru, itd. (Turkowska 1993, 2006). Zanik lądolodu warty w środkowej Polsce był zatem porównywalny do tego w Polsce wschodniej. Obszar regionu łódzkiego nie podlegał wyłącznie deglacji arealnej, jak to wcześniej przyjmowano (por. Klajnert 1978; Rdzany 1997). Ponadto, rekonstrukcje paleogeograficzne rzeźby i sedymentologiczne osadów wykazały wystąpienie krótkich etapów uaktywnienia lóbów lodowcowych podczas zaniku lądolodu (por. Turkowska 1993; Rdzany

2009; Wachecka-Kotkowska 2015). Wskazuje to na podobieństwo z ponownym awansem lądolodu warty w lobie Liwca.

Podział na loby, jak i dynamika lądolodu warty w regionie łódzkim uwarunkowane były konfiguracją podłoża pre-warciańskiego. Łód awansujący po podłożu o niższych wysokościach i niekiedy odlodowym pochyleniu był bardziej miękki, aktywniejszy i mający zdolność do znacznie szerszego rozprzestrzenienia, aż do naturalnego wygaśnięcia. Natomiast, poprzeczne bariery podłoża i ich dolodowe nachylenie powodowały, że nasuwający się lądolód stawał się słabszy i wolniejszy, a jego ruch ustawał w sposób nagły i wymuszony. Takie poglądy przedstawiane od dawna w skali regionalnej (Klatkowska 1972; Krzemiński 1974; Klajnert 1978; Rdzany 1997, 2009; Turkowska 2006), zostały ostatnio potwierdzone w obszarze na południowy wschód od Łodzi, w tzw. lobie Pilicy-Luciaży (*vide* Wachecka-Kotkowska 2015). Wpisują się w nie również wyniki badań nad dynamiką transgresji i recesji lądolodu warty w lobach Liwca i Klukówki we wschodniej Polsce.

## WNIOSKI

Kompleksowe studia zespołu form glacialnych lobu Liwca, Tocznej i Klukówki lądolodu warty we wschodniej Polsce, z zastosowaniem analiz: morfologicznej, sedymentologicznej oraz mezostrukturalnej osadów glacialnych, pozwalają na sformułowanie głównych wniosków:

1. Transgresja lądolodu na linię maksymalnego zasięgu (Maciejowice–Łukowisko–Juniewice–Droblin) następowała z NW i była diachroniczna, tj. kolejno nasuwały się: lob Liwca → lob Tocznej → lob Klukówki.

2. Zanik lądolodu był zarówno frontalny, jak i arealny. Tempo recesji frontalnej lądolodu było przestrzennie zróżnicowane, a zanik arealny lądolodu zachodził w dwóch fazach – inicjalnej i zaawansowanej.

3. Zaprezentowany model dynamiki strefy marginalnej lądolodu warty na międzyrzeczu Krzny i Bugu znacznie odbiega od proponowanych wcześniej koncepcji i rekonstrukcji tej dynamiki. Jak udowodniono, nie był to lądolód wyłącznie w stanie równowagi dynamicznej na linii maksymalnego zasięgu, a następnie podlegający zanikowi powierzchniowemu. Był to lądolód o zróżnicowanej dynamice, tak w fazie transgresji, jak i recesji. Tak zróżnicowana dynamika lądolodu warty we wschodniej Polsce jest porównywalna do tej w innych częściach Polski, m.in. w regionie łódzkim. Na zróżnicowanie tej dynamiki znaczący wpływ miała konfiguracja podłoża prewarciańskiego.

## LITERATURA

Albrycht A., R. Brzezina, S. Terpiłowski. 2000. Zasięgi lądolodu warciańskiego w górnej części dorzecza Tocznej (Wysoczyzna Siedlecka). W *Stratygrafia czwartorzędu i zanik lądolodu na Pojezierzu Kaszubskim*. VII

Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Łączyń, 4-8 września 2000, 53. Gdańsk: Państwowy Instytut Geologiczny.

- Albrycht A. 2004a. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Sarnaki wraz z objaśnieniami. Warszawa: Wydawnictwo PIG.
- Albrycht A. 2004b. Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia warty w okolicy Kornicy (Wysoczyzna Siedlecka). W *Zlodowacenie warty w Polsce*, 135-152. Lublin: Wydawnictwo UMCS.
- Baraniecka M.D. 1969. „Klasyfikacja form kemo-wych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji”. *Kwartalnik Geologiczny* 2, 50: 442-458.
- Baraniecka M.D., Z. Sarnacka, S. Skompski. 1969. „Stratigraphy of sediments and palaeomorphology of the marginal zone of the Warta stadial”. *Geographia Polonica* 17: 55-72.
- Brodzikowski K. 1992. Paleogeograficzne podstawy badań glacialimicznych środowisk sedymentacyjnych. W *Materiały Letniej Szkoły Sedymentologicznej*, 57-88. Murzynowo.
- Brzezina R. 2000. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Krzesk wraz z objaśnieniami. Warszawa: Wydawnictwo PIG.
- Dobrowolski R., S. Terpiłowski. 2006. „Influence of palaeokarst morphology on the formation of ice-pushed ridges: a case study from Rejewiec, eastern Poland”. *Boreas* 35: 213-221.
- Dyjur K., R. Brzezina. 2000. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Swory wraz z objaśnieniami. Warszawa: Wydawnictwo PIG.
- Falkowski E., J. Falkowski, W. Granacki, J. Karabon, K. Krauzlis. 1988. „Morfogeneza sieci rzecznej woj. białkopodlaskiego w nawiązaniu do prawdopodobnego przebiegu deglacjacji”. *Przegląd Geologiczny* 36, 11: 619-630.
- Godlewska A. 2014. Dynamika lądolodu warty w strefie marginalnej na międzyrzeczu Krzny i Bugu w świetle analizy litofacialnej. Lublin: Wydawnictwo UMCS.
- Godlewska A., S. Terpiłowski. 2012. „Transverse supraglacially-derived crevasse infillings in a Pleistocene ice sheet margin zone (eastern Poland): genesis and sedimentary record”. *Geomorphology* 161-162: 73-81.
- Gruszka B., S. Terpiłowski. 2015. “Sedimentary Record of the Younger Saalian Ice Margin Stagnation in Eastern Poland: Development of a Regular Pattern of Glaciolacustrine Kames”. *Geografiska Annaler*, series A, 97 (2): 279-298.
- Kasprzak L., S. Kozarski. 1984. „Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce”. *Zeszyty Naukowe UAM* 29.
- Kielhack K. 1919. „Endmoränen in Niederschlesien”. *Jb. Preuss. Geol. Landesanstalt* 39, 1: 41-57.
- Klajnert Z. 1978. Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geographica Lodziensia* 38.
- Klajnert Z. 2004. Cechy morfologiczne i geologiczne strefy brzeżnej lądolodu zlodowacenia warty na Wyżynie Łódzkiej. W *Zlodowacenie warty w Polsce*, 51-69. Lublin: Wydawnictwo UMCS.
- Klatkova H. 1972. Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geographica Lodziensia* 28.
- Kondracki J. 2004. Geografia regionalna Polski. Warszawa: Wydawnictwo PWN.
- Krzemiński T. 1974. „Geneza młodoplejstoczeńskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej warty”. *Acta Geographica Lodziensia* 33.
- Krzyszczkowski D., T. Zieliński. 2002. „The Pleistocene end moraine fans: controls on their sedimentation and location”. *Sedimentary Geology* 149: 73-92.
- Lindner L. 1988. „Zarys stratygrafii plejstocenu rejonu Białej Podlaskiej wraz z próbą korelacji z przyległymi obszarami Związku Radzieckiego”. *Przegląd Geologiczny* 11: 637-637.
- Lisicki S. 2003. „Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły”. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 177.
- Marks L., I. Pavlovskaya. 2006. „Correlation of the Saalian glacial limits in eastern Poland and western Belarus”. *Quaternary International* 149: 87-93.
- Marks L., A. Ber, W. Gogołek, K. Piotrowska. 2006. Mapa geologiczna Polski w skali 1:500 000. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- Mojski J.E. 1972. Nizina Podlaska. W *Geomorfologia Polski, t. 2 – Niż Polski*, 318-363. Warszawa: PWN.
- Musiał A. 1992. Studium rzeźby glacialnej północnego Podlasia. *Rozprawy UW* 403.
- Nitychoruk J. 1995. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego Podlasia. Międzyrzec Podlaski: Wydawnictwo Towarzystwa Przyjaciół Międzyrzecza Podlaskiego.
- Nowak J. 1973. Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Biała Podlaska. Warszawa: Wydawnictwo Geologiczne.
- Nowak J. 1977. „Specyficzna budowa geologiczna form polodowcowych zależnych od podłoża (okolice Łosic na Podlasiu)”. *Studia Geologica Polonica* 52: 347-360.
- Punkari M. 1997. „Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of the Scandinavian Ice Sheet”. *Quaternary Science Reviews* 16: 741-753.
- Rdzany Z. 1997. Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku ląd-

- dolodu warciańskiego. *Acta Geographica Lodziensia* 73.
- Rdzany Z. 2009. Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- Różycki S.Z. 1967. Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Warszawa: PWN.
- Sawicki L. 1922. „Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej”. *Rozprawy PAU* 61, III, 21.
- Terpiłowski S. 1996. „Strefa marginalna maksymalnego zasięgu lądolodu warciańskiego we wschodniej części międzyrzecza Wisły i Bugu”. *Acta Geographica Lodziensia* 71: 233-241.
- Terpiłowski S. 2000. Osady, struktury, deformacje i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej. Warsztaty Terenowe, Lublin–Mielnik, 24-29 wrzesień 2000. Lublin: Wydawnictwo UMCS.
- Terpiłowski S. 2001. Strefa marginalna lądolodu warciańskiego na Wysoczyźnie Siedleckiej w świetle analizy litofacjalnej. Lublin: Wydawnictwo UMCS.
- Terpiłowski S. 2007. „Genesis of transverse kame trains in eastern Poland”. *Sedimentary Geology* 193: 59-69.
- Terpiłowski S. 2008. Kemy jako wskaźnik deglacjacji Niziny Podlaskiej podczas zlodowacenia warty. Lublin: Wydawnictwo UMCS.
- Turkowska K. 1993. „Zapis procesów warciańskich w podłożu doliny górnego Neru”. *Acta Geographica Lodziensia* 65: 239-263.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- Wachecka-Kotkowska L. 2015. Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem w czwartorzędzie. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- Woldstedt P. 1929. Das Eiszeitalter – grundlinien einer geologie des diluviums. Verlag von Ferdinand enke, Stuttgart.
- Zaborski B. 1927. „Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich”. *Przegląd Geograficzny* 7.
- Żelichowski A.M. 1972. „Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem”. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 263.
- Żelichowski A.M., S. Kozłowski. 1983. Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Warszawa: Wydawnictwo Instytutu Geologicznego.

## NEW APPROACH TO DYNAMICS OF YOUNGER SAALIAN ICE-SHEET (WARTHE) IN THE MARGINAL ZONE IN THE INTERFLUVE OF THE KRZNA AND BUG RIVERS (EASTERN POLAND)

### SUMMARY

**Abstract.** The paper presents the latest results of research on genesis of glacial relief and dynamics of the younger Saalian ice sheet in the marginal zone in poorly recognized area of the interfluve of the Krzna and Bug rivers in eastern Poland. The presented model is significantly different from those interpretations of the relief genesis in this area, presenting ice-margin stabilization stage and then areal recession. In the light of detailed morphological, geological and structural research, the younger Saalian ice sheet was characterized by differentiated dynamics of ice lobes, both during transgression and recession. A comparison with the latest results of research on area between Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz, the notion on presence of regional lobes in the marginal zone of the younger Saalian ice sheet and their differentiated (conditioned by morphology and lithology of pre-Saalian substrate) dynamics is also actual in central Poland.

**Key words:** glacial relief, younger Saalian ice-sheet, the Krzna and Bug rivers interfluve, eastern Poland

The glacial relief in Poland, glaciated by the younger Saalian ice sheet, was for a long time a subject of interest of geomorphologists and Quaternary geologists. Numerous elaborations, reconstructing genesis and conditions of glacial landscape formation, including dynamics of the ice front, concerned mainly its central part, i.e. in the west of the Vistula river. A poorer recognized eastern part, i.e. in the east of the Vistula river, was significantly poorer elaborated in reconstructing in detail glacial relief and dynamics of the younger Saalian ice

sheet in the marginal zone of the Krzna and Bug interfluve.

The paper shortly sums results of research on the genesis of glacial relief in the Krzna and Bug river interfluve led in 2007–2012 period in eastern Poland. The main aim of this study was to reconstruct the dynamics of the younger Saalian ice-sheet in the marginal zone in the Krzna and Bug interfluve. The results were compared with the latest views on marginal zone of the younger Saalian ice-sheet in central Poland.

In the reconstruction of dynamics of the Liwiec, Toczna and Klukówka lobes of the younger Saalian ice-sheet in the Krzna and Bug interfluvium there was followed a procedure accepted for sedimentological investigations of glacimarginal zones. The investigations following this procedure included: identification of geological and geomorphological situation of the younger Saalian glacial deposits; detailed sedimentological studies of the younger Saalian glacial deposits in the representative research sites; lithofacies and mesostructural analyses of the younger Saalian glacial deposits in the representative research sites.

Based on the morphological and geological analyses of the younger Saalian deposits and also genetic interpretation of glacimarginal forms and their spatial distribution, a different dynamics of the ice lobes was indicated, i.e.: 1) the ice margin of the Liwiec lobe was formed by transgressive ice and undergoing frontal and

areal recession; 2) the ice margin of the Toczna lobe was formed by the ice undergoing frontal recession; 3) the ice margin of the Klukówka lobe was formed by transgressive, stationary ice and underwent areal recession.

The presented model of dynamics of the younger Saalian ice sheet in the marginal part in the Krzna and Bug interfluvium differs considerably from the latest original concepts and reconstructions of its dynamics. This ice sheet was characterized not exclusively by dynamic equilibrium at its maximum extent line, and then not only areal deglaciation occurred. It was the ice sheet of strongly diverse dynamics, both in the transgression and recession phase, and it was considerably influenced by the morphology and locally also lithology of the pre-younger Saalian substratum. The presented marginal zone of the younger Saalian ice-sheet in eastern Poland is comparable to other part, especially in central Poland.