

Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej

Anna GODLEWSKA

*Mechanizm kształtowania strefy marginalnej lobu Tocznej
lądolodu warciańskiego (Nizina Podlaska)*

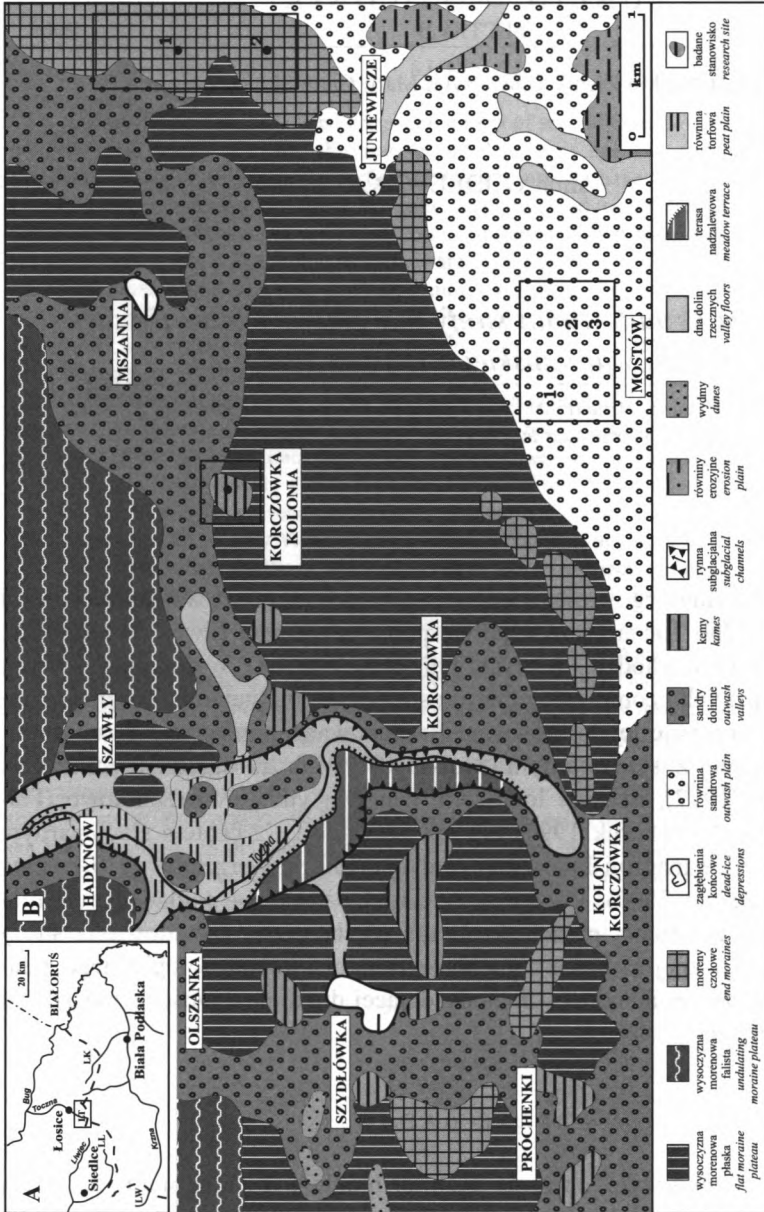
Mechanism of marginal zone formation of the Toczna lobe
of the Warthanian ice sheet (the Podlasie Lowland)

WSTĘP

Podczas maksymalnego zasięgu lądolodu warciańskiego we wschodniej części Niziny Podlaskiej lob Tocznej rozciągał się pomiędzy lobem Liwca na zachodzie i lobem Klukówki na wschodzie (Albrycht i in. 2000; ryc. 1A). W dotychczasowych studiach geologicznych/geomorfologicznych strefy marginalnej lobu Tocznej przyjmowano różne koncepcje jej formowania. Proponowano powiązanie form marginalnych lobu Tocznej z: stacjonarnym (Mojski 1972) lub transgredującym czołem lądolodu (Nowak 1977), masami lodowymi zanikającymi powierzchniowo (Falkowski i in. 1988; Nitychoruk 1994) lub też początkowo z czołem stacjonarnym lądolodu, a następnie masami lodowymi zanikającymi powierzchniowo (Brzezina 2000; Dyjor, Brzezina 2000). Przedstawione rozbieżności w poglądach skłoniły mnie do podjęcia ponownej próby określenia mechanizmu kształtowania strefy marginalnej lobu Tocznej na bazie najnowszego obrazu geomorfologicznego z zastosowaniem analizy litofacjalnej – metody dającej duże możliwości wnioskowań paleogeograficznych.

OBSZAR BADAŃ

Zgodnie z najnowszym obrazem geomorfologicznym marginalnymi *sensu stricto* elementami rzeźby lobu Tocznej są (Brzezina 2000; Dyjor, Brzezina 2000; ryc. 1B): w strefie przedpola – moreny czołowe akumulacyjne układające się w subrównoleżnikowy ciąg na linii Próchenki–Kolonia Korczówka–Juniewiczze i „zakorzeniona” w nim równina sandrowa, zaś w strefie zaplecza – południkowa

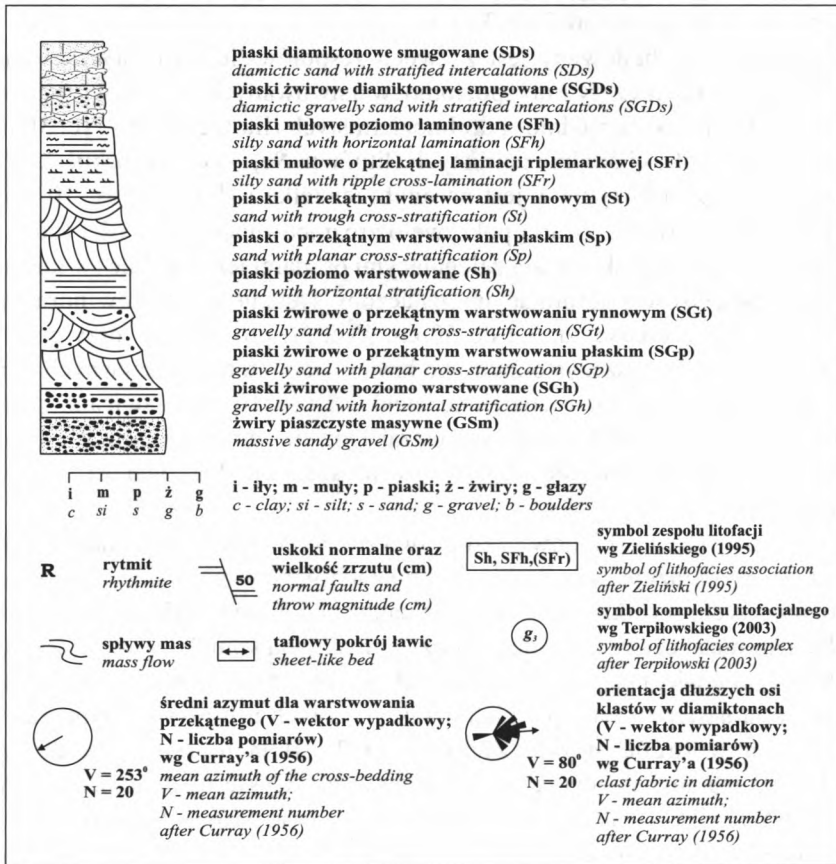


Ryc. 1. Strefa marginalna lobu Tocznej lądolodu warciańskiego. A – położenie na tle zasięgu lądolodu warciańskiego we wschodniej części Niziny Podlaskiej wg Mojskiego (1972): LW – Lob Liwca, LT – Lob Tocznej, LK – Lob Klukowski; B – lokalizacja stanowisk badawczych na tle szkicu geomorfologicznego wg Brzeziny (2000) i Dyjora, Brzezina (2000), uzupełnionego Marginal zone of the Toczna lobe of the Warthian ice sheet. A – location against a background of the maximum extent of the Warthian ice sheet in the eastern part of the Podlasie Lowland after Mojski (1972): LW – Wilga lobe, LT – Toczna lobe, LT – Liwiec lobe, LK – Klukówka lobe; B – location of research sites against the background of geomorphological sketch after Brzezina (2000) and Dyjora, Brzezina (2000), supplemented

ryna subglacialna Tocznej i przylegające do niej płyty wysoczyzny morenowej, których kulminację stanowią subrównoleźnikowo układające się ciągi kemów. Wśród tego zespołu form marginalnych elementem młodszym jest dolinny szlak sandrowy Tocznej i jej bezimiennych dopływów (spod Mszannej i Olszanki) z okresu postmaksymalnego nasunięcia warciańskich mas lodowych i postępu ich czoła na linii Hadynów–Szawły.

ANALIZA LITOFACJALNA OSADÓW GLACIGENICZNYCH

Analizę litofacjalną objęto najpełniejsze sukcesje osadów zróżnicowanych genetycznie form marginalnych łobu Tocznej: moreny czołowej akumulacyjnej w stanowisku Juniewiczze, równiny sandrowej w stanowisku Mostów oraz kemu w stanowisku Korczówka Kolonia (ryc. 1B). Pełny rejestr udokumentowanych cech pierwotnych oraz postsedymentacyjnych osadów prezentuje ryc. 2.



Ryc. 2. Objasnienia do profili sedimentologicznych
Legend to sedimentary logs

OSADY MORENY CZOŁOWEJ AKUMULACYJNEJ
– STANOWISKO JUNIEWICZE

Morena czołowa w Juniewiczach to skrajnie wschodnie i zarazem najbardziej okazałe ogniwo ciągu czołowomorenowego lobu Toczonej (ryc. 1B). Jest to subpołudnikowy wał o falistej linii grzbietowej, o długości około 2,5 km, szerokości około 800 m i wysokości do 15 m. Odslonięcia zlokalizowane są w kulminacjach dwóch sąsiednich wyniosłości wału.

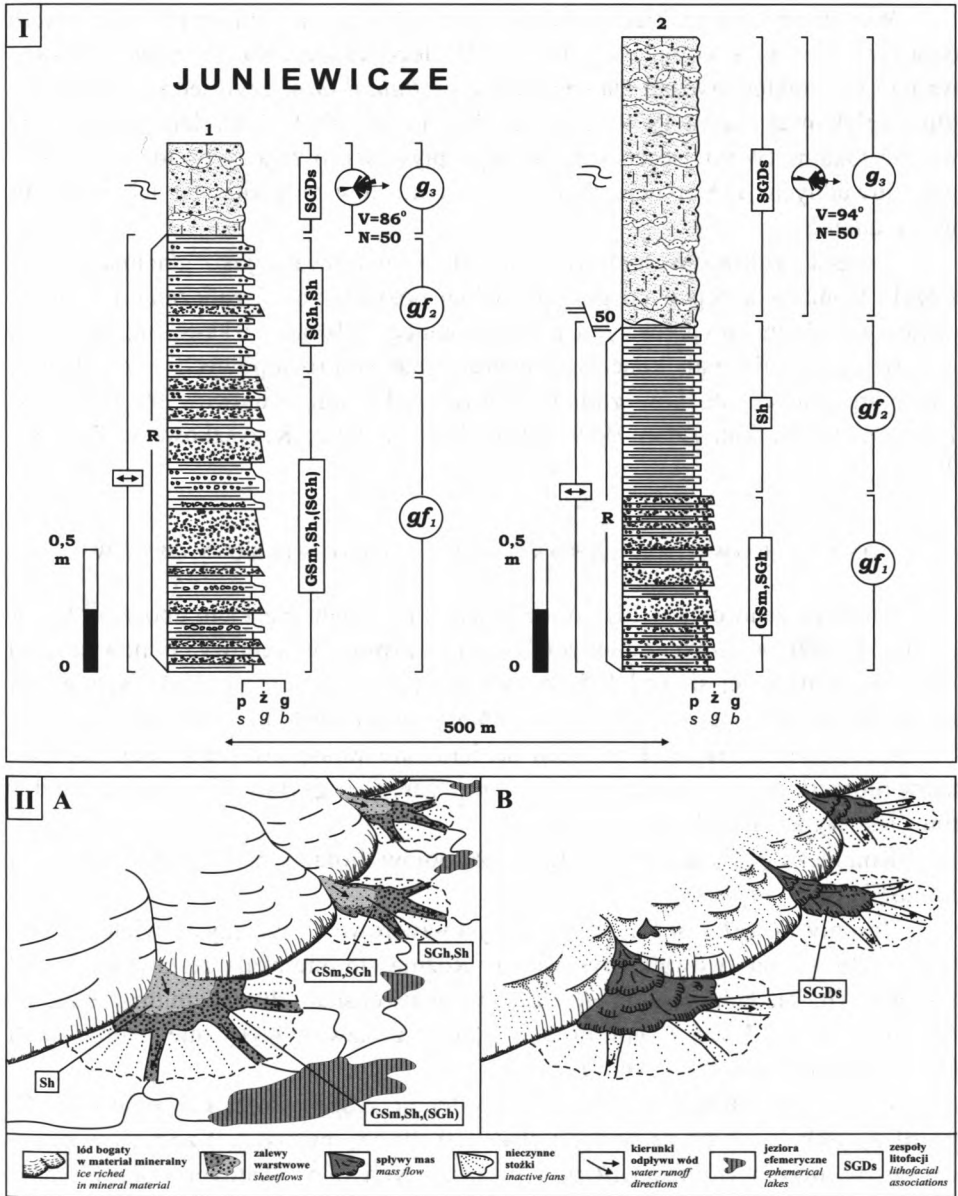
Litologia. W obu odslonięciach osady należą do trzech kompleksów litofajalnych: gf_1 , gf_2 , g_3 (ryc. 3I), w pionowej sukcesji $gf_1 \rightarrow gf_2 \rightarrow g_3$.

Kompleks gf_1 składa się z dwóch zespołów litofacji: $GSm, Sh, (SGh)$ oraz GSm, SGh (ryc. 3I). Są to najczęściej rytmy: żwirów piaszczystych masywnych (litofacja GSm) i piasków średnioziarnistych poziomo warstwowanych (litofacja Sh) – ryc. 3I, profil 1 oraz żwirów piaszczystych masywnych (litofacja GSm) i piasków żwirowych poziomo warstwowanych (litofacja SGh) – ryc. 3I, profil 2. Miąższość rytmów jest niewielka – waha się od 7 do 30 cm.

Kompleks gf_2 zbudowany jest z dwóch zespołów litofacji: SGh, Sh oraz Sh (ryc. 3I). Są to również rytmy poziomo warstwowanych: piasków żwirowych (litofacja SGh) i piasków średnio- i drobnoziarnistych (litofacja Sh) – ryc. 3I, profil 1 oraz piasków grubo- i średnioziarnistych (litofacja Sh) – ryc. 3I, profil 2. W obu przypadkach miąższość rytmów jest na ogół niewielka i zbliżona (ok. 10 cm).

Kompleks g_3 tworzy zwartą pokrywę o zróżnicowanej miąższości (od 0,5 do 1 m) – ryc. 3I. Jego kontakt z niżej zalegającymi osadami jest lokalnie (w miejscach największej miąższości) deformacyjny, znaczony systemem uskoków normalnych o upadzie ku E i wielkości zrzutu do 50 cm (ryc. 3I, profil 2). Tworzy go zespół litofacji $SGDs$, czyli piaszczysto-żwirowe ławice diamiktonów masywnych o miąższości do 20 cm, lokalnie rozdzielone cienkimi (do 10 cm) ławicami piasków średnio- i drobnoziarnistych o słabo zaznaczającym się warstwowaniu. Występujące w nim klasty charakteryzują się znacznym rozproszeniem dłuższych osi z przewagą ku E (ryc. 3I).

Interpretacja. Pionowe następstwo zróżnicowanych teksturalnie kompleksów $gf_1 \rightarrow gf_2$ obrazuje depozycję w warunkach generalnie malejącej energetyki wód roztopowych, wynikającej z redukcji tempa ablacji mas lodowych (ryc. 3IIA). Wspólne natomiast cechy jednostek depozycyjnych obu kompleksów, tj.: wyłącznie tafłowy pokrój ławic, masywna struktura lub poziome warstwowanie, wskazują, że ich depozycja następowała z płytkich, nadkrytycznych przepływów typu zalewów warstwowych w strefie stożka (Zieliński 1992). Była to rytmiczna depozycja w cyklach wezbrań i opadania wód roztopowych. Cykle te dokumentują rytmy litofacji: $GSm \rightarrow Sh$ i $GSm \rightarrow SGh$ kompleksu gf_1 oraz $SGh \rightarrow Sh$ i gruboziarniste frakcje $Sh \rightarrow$ drobnoziarniste frakcje Sh kompleksu gf_2 . Mała miąższość rytmów sugeruje krótkookresowe cykle wzmożonego i osłabionego tempa ablacji mas lodowych.



Ryc. 3. Stanowisko Juniewiczze – morena czołowa akumulacyjna. I – profile sedymentologiczne osadów glaciogenicznych, objaśnienia jak na ryc. 2; II – model paleośrodowiskowy: A – faza sedymentacji glaciofluwialnej, B – faza depozycji ze spływu mas

Juniewiczze site – accumulation end moraine. I – sedimentological profiles of glaciogenic deposits, explanations as in Fig. 2; II – palaeoenvironmental model: A – phase of glaciofluvial sedimentation, B – phase of mass flow deposition

Wyraźnym wskaźnikiem redukcji tempa ablacji mas lodowych i charakteru depozycji stożka jest kompleks g_3 (ryc. 3IIB). Jego tekstura oraz przejawy warstwowania są charakterystyczne dla spływów typu *fluidal flow*, czyli jednej z kategorii gliny spływowej (Lowe 1979; Zieliński, Van Loon 1996). Z ich depozycją należy wiązać lokalne (w miejscach koncentracji spływów), przejawy osiadania osadów glacyfluwialnych. Preferencja dłuższych osi klastów wskazuje na ich transport w kierunku E.

Morena czołowa w Juniewiczach była akumulowana jako glacymarginalny stożek. Dominacja depozycji glacyfluwialnej pozwala na jej zaliczenie do moren czołowych akumulacyjnych typu glacyfluwialnego (Ruszczyńska-Szenajch 1982), zaś styl depozycji i mała koncentracja strumienia wód roztopowych – do kategorii glacymarginalnych stożków zdominowanych zalewami warstwowymi (Zieliński 1992; Zieliński, Van Loon 1999; Krzyszkowski 2002; Krzyszkowski, Zieliński 2002).

OSADY RÓWNINY SANDROWEJ – STANOWISKO MOSTÓW

Równina sandrowa w Mostowie to jeden z szeregu płaskich, obocznie łączących się stożków „zakorzenionych” w ciąg czołowomorenowy, o powierzchni łagodnie obniżającej się (od 165 do 160 m n.p.m.) ku SE (ryc. 1B). Odslonięcia zlokalizowane są w proksymalnej i dystalnej części wachlarza sandrowego.

Litologia. W odslonięciach stwierdzono występowanie dwóch kompleksów litofacji: gf_2 i g_3 , w następstwie pionowym $gf_2 \rightarrow g_3$ (ryc. 4I). Granica między nimi jest wyraźna, sedymentacyjna.

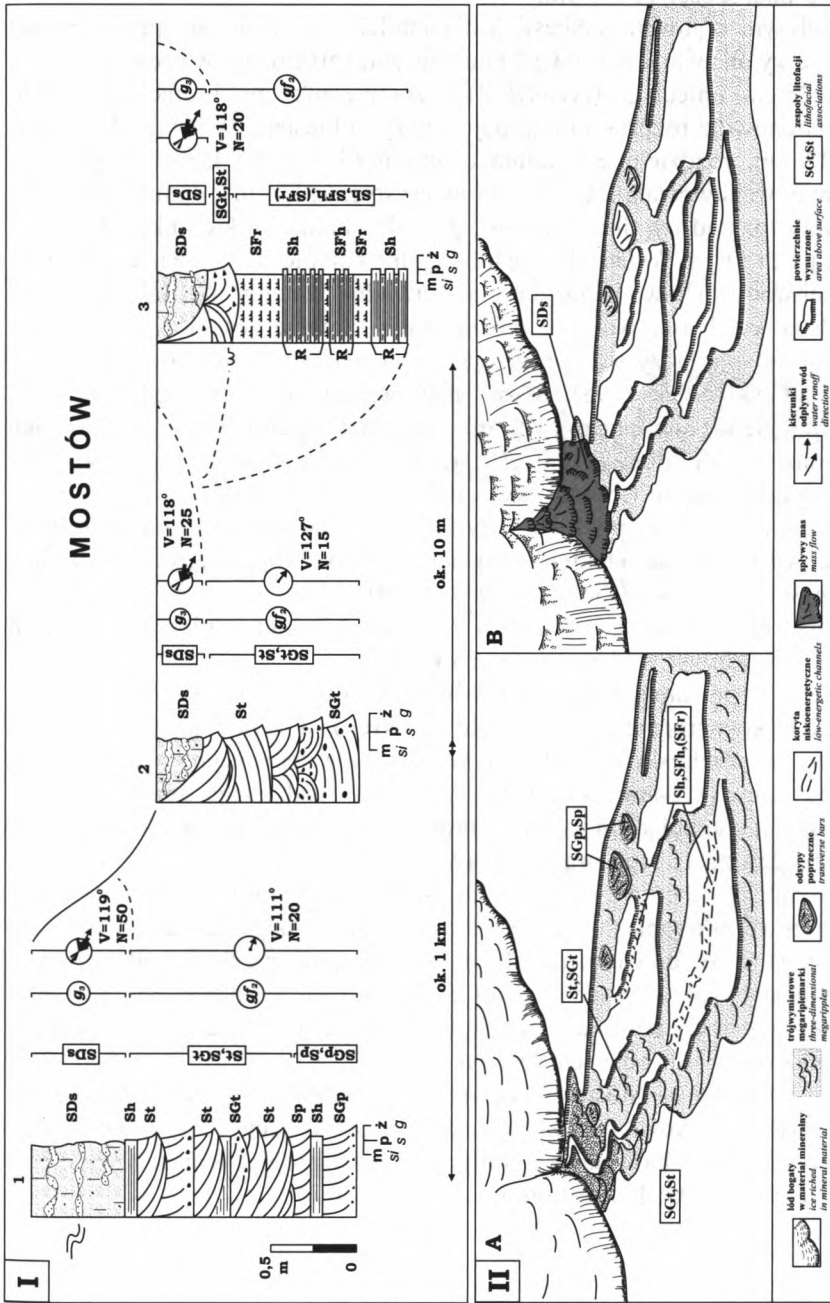
Kompleks gf_2 składa się z czterech zespołów litofacji: SGt, St ; St, SGt ; SGp, Sp i $Sh, SFh, (SFr)$ – ryc. 4I.

Zespoły SGt, St i St, SGt to piaszczysto-żwirowe i piaszczyste wielozestawy o przekątnym warstwowaniu rynnowym. Różnią się one skalą zestawów. Zespół litofacji SGt, St składa się głównie z zestawów dużej skali (40–60 cm miąższości) – ryc. 4I, profil 2 i 3, zaś zespół litofacji St, SGt z zestawów wyłącznie średniej skali (10–20 cm miąższości) – ryc. 4I, profil 1.

Z zespołem litofacji St, SGt współwystępuje zespół litofacji SGp, Sp (ryc. 4I, profil 1). Składa się on ze średniej skali (20–30 cm miąższości) zestawów piaszczysto-żwirowych (litofacja SGp) i piaszczystych o przekątnym warstwowaniu tabularnym (litofacja Sp).

Wspólną cechą zespołów litofacji SGt, St i St, SGt oraz SGp, Sp jest zapadanie lamin generalnie ku SE.

Wśród zespołu litofacji SGt, St występuje, w formie pakietów o soczewkowatym pokroju, zespół litofacji $Sh, SFh, (SFr)$ – ryc. 4I, profil 3. Dominują w nim rytmy piasków drobnoziarnistych i mułowych o poziomej laminacji (litofacja Sh i SFh), w ławicach o miąższości 20–30 cm. Drugorzędny udział wykazują wielo-



Ryc. 4. Stanowisko Mostów – równina sandrowa. I – profile sedimentologiczne osadów glacygenicznych, objaśnienia jak na ryc. 2; II – model paleosrodowiskowy: A – faza sedimentacji glacyfluwialnej, B – faza depozycji ze spływu mas Mostów site – outwash plain. I – sedimentological profiles of glaciogenic deposits, explanations as in Fig. 2; II – paleoenvironmental model: A – phase of glaciofluvial sedimentation, B – phase of mass flow deposition

zestawy piasków mułowych o przekątnej laminacji riplemarkowej (litofacja *SFr*), w ławicach o miąższości 10–30 cm.

Najmłodszym ogniwem sukcesji jest kompleks g_3 . W części proksymalnej wachlarza tworzy on zwartą pokrywę o miąższości do 50 cm, zaś w części dystalnej – cienką (do 25 cm) i nieciągłą (ryc. 4I). Reprezentuje go zespół litofacji *SDs*. Są to piaski diamiktonowe z rozproszonymi pojedynczymi klastami w ławicach o miąższości do 15 cm, rozdzielone lokalnie cienkimi (do 5 cm) ławicami piasków o niewyraźnym warstwowaniu. Cechą charakterystyczną klastów diamiktonów jest wachlarzowaty rozkład ich dłuższych osi, przy dominującym kierunku SE.

I n t e r p r e t a c j a. Wykształcenie litofacjalne kompleksu gf_2 świadczy o zróżnicowanej subśrodowiskowo depozycji glacyfluwialnej osadów. Warunki depozycji w głębokich korytach roztokowych dokumentują litofacje zespołów *SGt, St* oraz *St, SGt*. Ich powstanie łączy się z migracją trójwymiarowych megariplemarków – ryc. 4IIA (Zieliński 1993, 1998). Różna skala zestawów litofacji odzwierciedla zróżnicowanie głębokości przepływu, tj. o większej głębokości – w korytach głównych (dużej skali litofacje zespołu *SGt, St*), oraz o mniejszej głębokości – w korytach drugorzędnych (średniej skali litofacje zespołu *St, SGt*).

Zapisać depozycji w płytkich korytach roztokowych są litofacje zespołu *SGp, Sp* (ryc. 4IIA). Są one efektem agradacji odsypów poprzecznych w strefach spadku nośności przepływu (Zieliński 1993, 1998).

Wspólną cechą depozycji glacyfluwialnej w głębokich i płytkich korytach roztokowych był odpływ wód roztopowych ku SE.

Forma występowania oraz wykształcenie litofacji zespołu *Sh, SFh, (SFr)* wskazuje na niskoenergetyczną depozycję w okresowo zamierających korytach roztokowych (por. Zieliński 1993, 1998). Dominowała depozycja z płytkich przepływów typu zalewów warstwowych (litofacja *Sh*), rozdzielana depozycją z zawiesiny w niemal stagnujących wodach (litofacja *SFh*). Jedynie okresowo dochodziło do depozycji ze słabego prądowania wód (litofacja *SFr*).

Istotną zmianę procesów depozycyjnych, w końcowym okresie formowania równiny sandrowej, dokumentuje diamiktonowy kompleks g_3 . Świadczy on o redepozycji na zmarłej powierzchni aluwialnej wstępnie przemytej gliny supraglacialnej w postaci spływów typu *fluidal flow* (por. genezę podobnie wykształconego kompleksu g_3 w stanowisku Juniewiczze). Dominujący kierunek dłuższych osi klastów diamiktonów dowodzi ich depozycji ku SE.

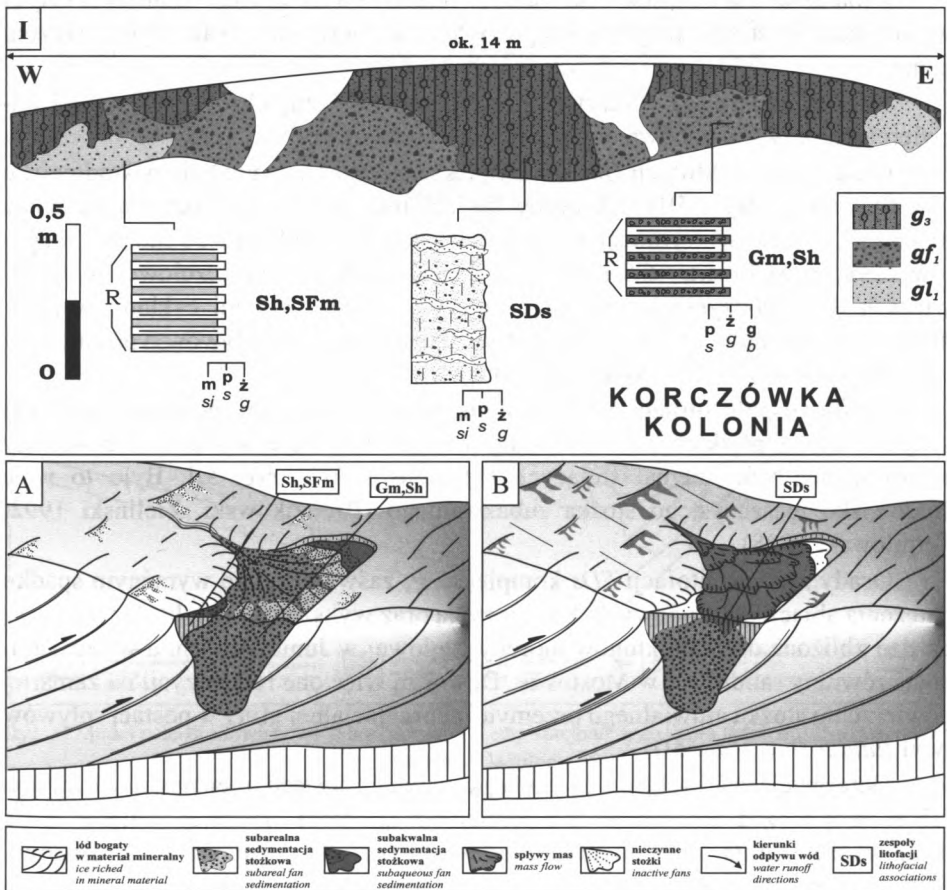
Stożek sandrowy w Mostowie powstał w następstwie przestrzennie zróżnicowanej subśrodowiskowo depozycji osadów w piaskodennej rzece roztkowej. Były to więc warunki odpowiadające formowaniu się proglacialnych równin aluwialnych (Zieliński 1993; Krzyszkowski, Zieliński 2002).

OSADY KEMÓW – STANOWISKO KORCZÓWKA KOLONIA

Kem w Korczówce Kolonii należy do wschodniego skrzydła ciągu kemowego na linii Szydłówka – Korczówka – Mszanna, układającego się równoległe do moren czołowych. Jest to izolowany pagórek, górujący 5 m ponad powierzchnię połego nabrzmienia wysoczyzny morenowej na wysokości 165–170 m n.p.m. (ryc. 1B). Odsłonięcie zlokalizowane jest w kulminacji kemu.

L i t o l o g i a. Sukcesję osadów tworzą trzy kompleksy litofacjalne: gf_1 , gl_1 , g_3 , w następstwie pionowym $gf_1 \rightarrow gl_1 \rightarrow g_3$ (ryc. 5I).

Kompleks gf_1 buduje trzon kemu. Tworzy go zespół litofacji Gm, Sh w postaci rytmu taflowych ławic: żwirów piaszczystych masywnych (litofacja Gm) o miąż-



Ryc. 5. Stanowisko Korczówka Kolonia – kem. I – obraz ściany odsłonięcia i szczegółowe profile sedymentologiczne, objaśnienia jak na ryc. 2; II – model paleośrodowiskowy: A – końcowa faza sedymentacji glaciofluwialnej, B – faza depozycji ze splwy mas

Korczówka Kolonia site – kame. I – view of exposure wall and detailed sedimentological profiles, explanations as in Fig. 2; II – palaeoenvironmental model: A – final phase of glaciofluvial sedimentation, B – phase of mass flow deposition

szości do 30 cm i piasków średnio- i gruboziarnistych (litofacja *Sh*) o miąższości do 15 cm.

Kompleks *gl₁* nadbudowuje osady kompleksu *gf₁*. Jest to zespół litofacji *Sh*, *SFm*. Tworzy go rytm, którego bardziej miąższe (do 15 cm) człony dolne budują piaski drobnoziarniste poziomo laminowane (litofacje *Sh*), zaś cieńsze (do 5 cm) człony górne – piaski mułowe masywne (litofacje *SFm*).

Kompleks *g₃* stanowi zwartą pokrywę o zmiennej (0,2–1 m) miąższości. Składa się on z zespołu litofacji *SDs*. Są to ławice piasków diamiktonowych masywnych z rozproszonymi klastami o miąższości do 30 cm, rozdzielone miejscami ławicami piasków lekko warstwowanych o miąższości do 20 cm.

Zaburzona jest cała sukcesja osadów. Jest to ugięcie ławic w centralnej części wyrobiska oraz strome (do 40°) ich pochylenie w kierunku W i E, czyli obrzeżom kemu.

Interpretacja. Wykształcenie litofacjalne kompleksów *gf₁*, *gl₁*, *g₃* odzwierciedla trzy zróżnicowane środowiska depozycyjne.

Osady zespołu litofacji *Gm,Sh* kompleksu *gf₁* deponowane były w środowisku glacialfluwalnym (ryc. 5II). Ich cechy litofacjalne, tj. taflowy pokrój ławic, mała miąższość zestawów i rytmiczne następstwo, są bardzo zbliżone do litofacji zespołów *GSm,Sh,(SGh)* oraz *GSm,SGh* budujących trzon moreny czołowej w Juniewiczach. Ich depozycję łączyć więc należy z krótkotrwałymi cyklami wezbraniowo-opadowymi wód w warunkach płytkich, szybkich przepływów typu zalewów warstwowych w obrębie stożka aluwialnego.

Osady zespołu litofacji *Sh,SFm* kompleksu *gl₁* powstały podczas cyklicznej sedymentacji z płytkich zalewów warstwowych (litofacje *Sh*) oraz z zawiesiny w warunkach wód niemal stojących (litofacje *SFh*) – ryc. 5II. Było to więc środowisko piaszczystego stożka subakwalnego (Brodzikowski, Zieliński 1992; Terpiłowski 2008).

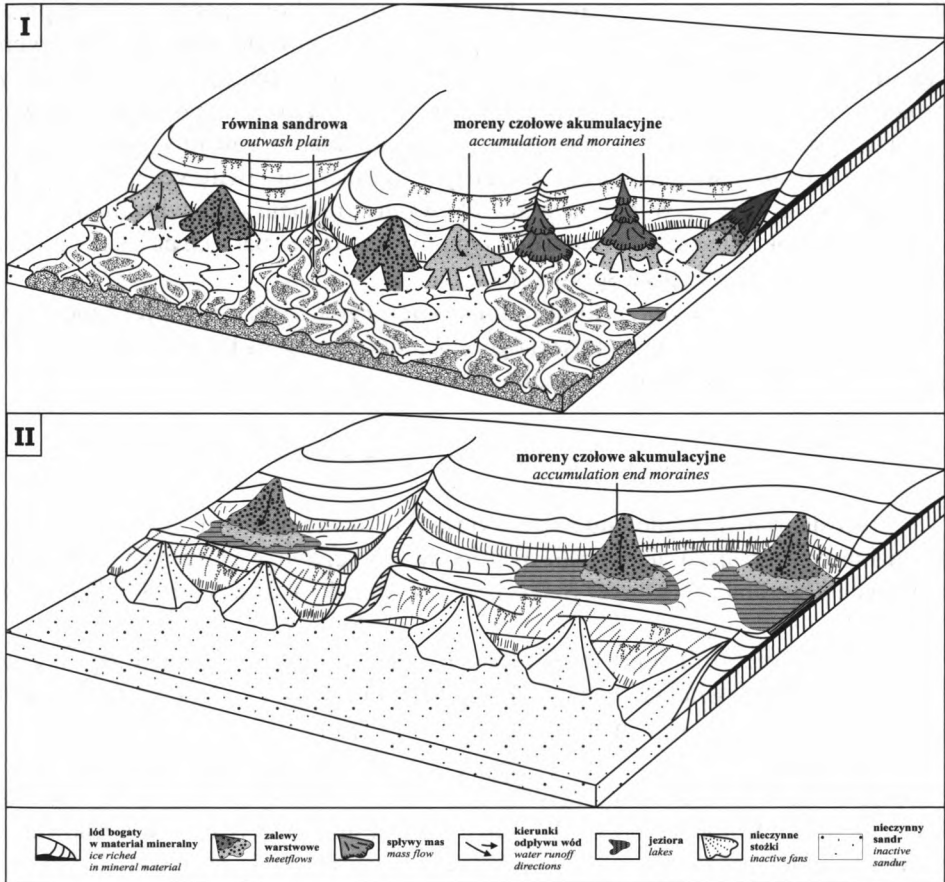
Osady zespołu litofacji *SDs* kompleksu *g₃* zaświadcza o wyraźnym spadku natężenia ablacji mas lodowych. Swą pozycją oraz wykształceniem litofacjalnym są bardzo zbliżone do diamiktonów moreny czołowej w Juniewiczach, a w szczególności równiny sandrowej w Mostowie. Dowodzą więc one redepozycji na zamarłej powierzchni stożka aluwialnego przemytej supraglacialnej gliny w postaci spływów typu *fludal flow* (ryc. 5II).

Deformacje całej sukcesji osadowej kemu mają postsedymentacyjny charakter. Ich rozwój można utożsamiać z wytopieniem „podłogi” lodowej (ugięcie ławic osadów) oraz utratą ścian podparcia lodowego (strome zapadanie ławic osadów). Sugerują tym samym depozycję osadów w przetainie lodowej (obniżeniu powstałym wskutek odgórnego wytapiania lodu) niesięgającej podłoża, czyli w warunkach supraglacialnych (m.in. Karczewski 1971; Klatkova 1972).

Kem w Korczówce Kolonii akumulowany był w przetainie lodowej, przeważnie jako wysokoenergetyczny stożek glacialfluwalny, czyli porównywalnie jak morena czołowa w Juniewiczach.

MODEL ROZWOJU STREFY MARGINALNEJ

Analiza litofacialna osadów form strefy marginalnej łobu Tocznej pozwala na ich powiązanie z procesami depozycyjnymi łądolu: 1) z czołem stacjonarnym, a następnie 2) podlegającym recesji frontalnej (ryc. 6).



Ryc. 6. Model paleośrodowiskowy łobu Tocznej. I – etap stacjonarnego czoła łądolu; II – etap recesji frontalnej łądolu

Palaeoenvironmental model of the Toczna lobe. I – phase of stationary ice sheet front; II – phase of frontal retreat

ETAP STACJONARNEGO CZOŁA ŁĄDOŁODU

Stacjonowanie brzeżnych części mas lodowych wynika z ich zrównoważonego bilansu (Flint 1971), przejawiającego się wypukłym profilem czoła z odchyleniami ku górze płaszczyznami ślizgu, bogatymi w materiał mineralny. Jego redepozycja w strefie marginalnej następuje z powierzchni supraglacialnej lub z wnętrza mas

lodowych drenowanych subglacjalnie (Krzyszowski, Zieliński 2002; Kasprzak 2003).

W strefie marginalnej lobu Tocznej procesy depozycyjne, charakterystyczne dla stanu równowagi dynamicznej mas lodowych, odzwierciedliły się formowaniem: łukowato układających się wałów moren czołowych akumulacyjnych na linii Próchenki–Kolonja Korczówka–Juniewicze oraz zakorzenionych w nich płaskich wachlarzy równiny sandrowej. Powstały one głównie wskutek depozycji glacifluwalnej w warunkach różnego drenażu mas lodowych, tj. (ryc. 6I): moreny czołowe – u ujść strumieni supraglacjalnych i stożkowej depozycji żwirowej i piaszczystej z zalewów warstwowych, zaś wachlarze równiny sandrowej – u wylotu kanałów subglacjalnych i depozycji piaszczysto-żwirowej, piaszczystej i piaszczysto-mułowej w korytach roztokowych strumieni ablacyjnych. Jedynie w końcowym okresie kształtowania obu typu form na ich zamaryłych powierzchniach dochodziło do depozycji ze spływu mas.

Zrekonstruowany obraz formowania moren czołowych i równiny sandrowej uzasadnia pogląd o obecności aktywnego, stacjonarnego czoła lobu Tocznej (Mojski 1972; Brzezina 2000; Dyjor, Brzezina 2000).

ETAP RECESJI FRONTALNEJ ŁĄDOLODU

Recesja frontalna łądolodu może wyrażać się równomiernym cofaniem się jego czoła lub powtarzającą się w głąb mas lodowych separacją brzeżnych partii mas lodowych (Kozarski, Szupryczyński 1973; Kasprzak, Kozarski 1984; Kasprzak 1988, 2003).

W warunkach frontalnej recesji lobu Tocznej, w efekcie separacji jego brzeżnych części od aktywnej krawędzi lodowej, formowane były kemy (ryc. 6II). Takiej interpretacji dowodzą następujące argumenty:

1. Zaangażowanie kemów w ciąg przebiegający na linii Szydłówka–Korczówka–Mszanna, czyli równoległy do łuku moren czołowych akumulacyjnych na linii Próchenki–Kolonja Korczówka–Juniewicze jest świadectwem ich formowania na linii separacji brzeżnych części mas lodowych od aktywnej krawędzi lodowej.

2. Obecność struktur deformacyjnych wśród osadów kemów, związanych z wytapianiem podłogi lodowej, jest zapisem typowej dla linii separacji mas lodowych intensywnej ablacji powierzchniowej.

3. Wykształcenie osadów kemów, a w szczególności dominacja w budowie żwirowo-piaszczystego, glacifluwalnego ogniwa oraz stożkowy styl sedymentacji odzwierciedla ich związek z wysokoenergetyczną redepozycją osadów z czoła aktywnego łądolodu.

Powiązanie kemów z frontalnym zanikiem lobu Tocznej nie jest zgodne z koncepcją arealnego zaniku mas lodowych według Brzeziny (2000) oraz Dyjora i Brzeziny (2000). Co więcej, kłóci się z tradycyjnym pojmowaniem genezy kemów tj. powstałych podczas deglacji arealnej (m.in. Niewiarowski 1959; Bartkowski

1968; Mojski 1969; Musiał 1992). Badane formy wymagają więc reinterpretacji genetycznej – tj. zaliczenia do moren czołowych. Takiej samej reinterpretacji dokonał Terpiłowski (2008) dla podobnie wykształconych kemów w fazie postmaksymalnej lobu Tocznej lądolodu warciańskiego.

WNIOSKI

W dotychczasowych studiach strefy marginalnej lobu Tocznej jej kształtowanie wiązano z: stacjonarnym lub transgredującym czołem lądolodu, masami lodowymi zanikającymi powierzchniowo, lub też początkowo z czołem stacjonarnym lądolodu, a następnie masami lodowymi zanikającymi powierzchniowo. Zastosowanie analizy litofacialnej w przeprowadzonych badaniach pozwoliło na sformułowanie następujących wniosków:

1. Morfologia, układ przestrzenny form oraz cechy litologiczne osadów strefy marginalnej lobu Tocznej są wyrazem ich rozwoju w dwóch etapach.

W pierwszym etapie nastąpiła stabilizacja czoła lądolodu na linii jego maksymalnego zasięgu: Próchenki–Kolonia Korczówka–Juniewiczze. Zaznaczyła się ona kształtowaniem: a) moren czołowych akumulacyjnych – glacimarginalnych stożków napływowych zdominowanych zalewami warstwowymi oraz b) równin sandrowych – równin aluwialnych rzek roztokowych o różnej energetyce przepływów korytowych.

W drugim etapie doszło do separacji brzeżnych partii mas lodowych i wykształcenia na ich zapleczu strefy aktywnego czoła lądolodu na linii Szydłówka–Korczówka–Mszanna. Zaznaczyła się ona powstaniem ciągu moren czołowych recesyjnych – glacimarginalnych stożków, zdominowanych zalewami warstwowymi w obrębie linijnie układających się przetań lodowych, między aktywnym czołem lądolodu i wałem lodowo-morenowym.

2. Powstanie w pierwszym etapie rozwoju strefy marginalnej lobu Tocznej zespołu form (ciąg moren końcowych i równiny sandrowej) potwierdza jedynie pogląd o równowadze dynamicznej mas lodowych podczas ich maksymalnego rozprzestrzenienia.

3. Ukształtowany w drugim etapie rozwoju strefy marginalnej lobu Tocznej ciąg moren recesyjnych świadczy o znacznej dynamice mas lodowych podczas zaniku – recesji frontalnej, a nie arealnej.

Na tle dotychczasowego rozpoznania strefy marginalnej lądolodu warciańskiego we wschodniej części Niziny Podlaskiej, udokumentowana recesja frontalna lobu Tocznej w zasadniczy sposób wyróżnia go od sąsiednich lobów Liwca i Klukówki, które po fazie stabilizacji czoła podlegały recesji arealnej (Mojski 1972; Terpiłowski 2001; Albrycht 2004).

LITERATURA

- Albrycht A., 2004: Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia warty w okolicy Kornicy (Wysoczyzna Siedlecka). [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie warty w Polsce*. Wyd. UMCS, Lublin; 135–152.
- Albrycht A., Brzezina R., Terpiłowski S., 2000: Zasięgi lądolodu warciańskiego w górnej części dorzecza Tocznnej (Wysoczyzna Siedlecka). [w:] *Stratygrafia czwartorzędowa i zanik lądolodu na Pojezierzu Kaszubskim*. VII Konferencja stratygrafii plejstocenu Polski, Łączyń, 4–8 września 2000. Streszczenia referatów, komunikatów i posterów. Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Geologii Morza, Gdańsk; 53.
- Bartkowski T., 1968: Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacjacja. *Bad. Fizjogr. Pl. Zach.*, Pozn. Tow. Przyj. Nauk, 21; 7–77.
- Brodzikowski K., Zieliński T., 1992: Cechy przykładowych sekwencji osadów glacialimnicznego subsródowniska przyujściowego (z obszaru Rowu Kleszczowa). *Materiały I Szkoły Sedymentologicznej*, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992, tom U.Ł.; 143–157.
- Brzezina R., 2000: Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Krzesk wraz z objaśnieniami. *PIG*, Warszawa.
- Curry J. R., 1956: The analysis of two-dimensional data. *J. Geol.*, 64; 117–131.
- Dyjur K., Brzezina R., 2000: Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Swory wraz z objaśnieniami. *PIG*, Warszawa.
- Falkowski E., Falkowski T., Granacki W., Karabon J., Krauzlis K., 1988: Morfogenezę sieci rzecznej obszaru woj. białkopodlaskiego w nawiązaniu do prawdopodobnego przebiegu deglacjacji. *Prz. Geol.*, 36, 11; 619–630.
- Flint R. F., 1971: *Glacial and Quaternary Geology*. Wiley, New York; 1–589.
- Karczewski A., 1971: Zmienność litologiczna i strukturalna kemów Pomorza Zachodniego a zagadnienie ich klasyfikacji. *PTPN, Prace Kom. Geogr.-Geol.*, 11, 3; 1–57.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1984: Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. *Zesz. Nauk. UAM*; 1–29.
- Kasprzak L., 1988: Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej. *Dokum. IGIPZ PAN*, 5–6; 1–159.
- Kasprzak L., 2003: Model sedymentacji lądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej. *Wyd. Nauk. UAM, Poznań*; 1–216.
- Klatkova H., 1972: Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Łódź.*, 28; 1–220.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1973: Glacial forms and deposits in the Sidujökull deglaciation area. *Geogr. Pol.*, 26; 255–311.
- Krzyszowski D., 2002: Sedimentary successions in ice-marginal fan of the Late Saalian glaciation, southwestern Poland. *Sediment. Geol.*, 149; 93–109.
- Krzyszowski D., Zieliński T., 2002: The Pleistocene end moraine fans: controls on their sedimentation and location. *Sediment. Geol.*, 149; 73–92.
- Lowe D. R., 1979: Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. [w:] J. Doyle., O. H. Pilkey (red.), *Geology of continental slopes*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 27; 75–82.
- Mojski J. E., 1969: Kemy jako wskaźniki deglacjacji lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w północno-wschodniej Polsce. *Folia Quater.*, 30; 45–57.
- Mojski J. E., 1972: *Nizina Podlaska* [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*. T. 2 – Niż Polski. PWN, Warszawa; 318–373.
- Musiał A., 1992: Studium rzeźby glacialnej północnego Podlasia. *Rozpr. UW*, 403; 1–203.
- Niewiarowski W., 1959: Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. *Stud. Soc. Sci. Torun.*, C, 4, 1; 1–172.

- Nitychoruk J., 1994: Stratygrafia i paleogeomorfologia południowego Podlasia. *Rocz. Międzyrzecki*, 26; 23–107.
- Nowak J., 1977: Specyficzna budowa geologiczna form polodowcowych zależnych od podłoża (okolice Łosic na Podlasiu). *Stud. Geol. Polon.*, 52; 347–360.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1982: Depositional processes of Pleistocene lowland end moraines and their possible relation to climatic conditions. *Boreas*, 11; 249–260.
- Terpiłowski S., 2001: Strefa marginalna lądolodu warciańskiego na Wysoczyźnie Siedleckiej w świetle analizy litofacialnej. *Wyd. UMCS, Lublin*; 1–98.
- Terpiłowski S., 2003: Nowa propozycja kodowego zapisu genezy osadów glaciomarginalnych. [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Analizy sedymentologiczne osadów glacialnych*. *Wyd. UMCS, Lublin*; 81–94.
- Terpiłowski S., 2008: Kemy jako wskaźnik deglacji Niziny Podlaskiej podczas zlodowacenia Warty. *Wyd. UMCS, Lublin*; 1–107.
- Zieliński T., 1992: Moreny Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Pr. Nauk. Uniw. Śl.*, 1325; 1–95.
- Zieliński T., 1993: Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Pr. Nauk. Uniw. Śl.*, 1398; 1–96.
- Zieliński T., 1995: Kod litofacialny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie. [w:] E. Mycielska-Dowgiało, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. *WGiSR UW, PIG, KLiGOC, KBN PAN, Warszawa*; 220–256.
- Zieliński T., 1998: Litofacialna identyfikacja osadów rzecznych. [w:] E. Mycielska-Dowgiało (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. *WGiSR UW, Warszawa*; 195–257.
- Zieliński T., Van Loon A. J., 1996: Characteristics and genesis of moraine-derived flowtill varieties. *Sedimentary Geol.*, 101; 119–143.
- Zieliński T., Van Loon A. J., 1999: Subaerial terminoglacial fan I: a semi-quantitative sedimentological analysis of the proximal environment. *Geol. Mijnbouw*, 77; 1–15.

SUMMARY

In the eastern part of the Podlasie Lowland, during the maximum extent of the Warthian ice sheet, the Tocznia lobe stretched between the Liwiec lobe to the west and the Klukówka lobe to the east (Albrycht et al. 2000; Fig. 1A). In previous geological/geomorphological studies of the Tocznia lobe marginal zone, different concepts of relief development were assumed: in the zone of stationary ice-sheet front (Mojski 1972), as a result of ice-sheet advance (Nowak 1977), as a result of areal deglaciation (Falkowski et al. 1988; Nitychoruk 1994), in the zone of stationary ice-sheet front and then by areal deglaciation (Brzezina 2000; Dyjor, Brzezina 2000).

According to the latest geomorphological sketch (Fig. 1B), lithofacial analysis was applied to describe the representative deposit successions of accumulation end moraine in the Juniewiczze site, outwash plain in the Mostów site, and kames in the Korczówka Kolonia (Figs 2–5). This method permitted to reconstruct glaciogenic events (Fig. 6) and to draw the following conclusions:

1) Morphology and spatial distribution of the examined forms in the marginal zone of the Tocznia lobe, as well as lithology of their deposits, indicate that they developed in two stages.

In the first stage, the ice-front stabilized along the line of ice-sheet maximum extent: Próchenki – Kolonia Korczówka – Juniewiczze. The following forms developed: a) accumulation end moraines – glaciomarginal alluvial fans dominated by sheetflows, and b) outwash plains – alluvial plains of braided rivers with different energy of channel flows.

In the second stage, the marginal parts of ice masses were separated, and active ice-sheet front formed in their inner zone along the line Szydłówka – Korczówka – Mszanna. A train of retreat end mo-

raines was formed – glaciomarginal fans dominated by sheetflows within linearly arranged ice crevasses (derived from ice perforation by waters of supraglacial lakes).

2) The formation of marginal forms (train of end moraines and outwash plain) in the first stage of development of the Toczna lobe marginal zone confirms only a concept about dynamic equilibrium of ice masses during their maximum spread.

3) The train of retreat end moraines, formed in the second stage of development of the Toczna lobe marginal zone, evidences a considerable dynamics of ice masses during their wastage – frontal retreat, not areal one.

Taking into account the previous knowledge about the marginal zone of the Warthanian ice sheet in the eastern part of the Podlasie Lowland, the proved frontal retreat of the Toczna lobe distinguished it fundamentally from the adjacent Liwiec and Klukówka lobes, which were subjected to areal retreat after the stationary phase (Mojski 1972; Terpiłowski 2001; Albrycht 2004).