

Geneza i transformacja rzeźby morenowej w północno–zachodniej części Garbu Lubawskiego (Polska północna)

Karol Tylmann¹, Wojciech Wysota¹



K. Tylmann



W. Wysota

Origin and transformation of morainic landscape in NW part of Lubawa Upland (north Poland). *Prz. Geol.*, 59: 739–750.

A b s t r a c t: The paper presents the investigation results concerning the origin and transformation of the morainic landscape in the northwest part of Lubawa Upland. Detailed sedimentological studies of the sediments within the morainic hill in Rożental and the reconstruction of their depositional and deformational processes are presented. We proposed a model of landscape formation and transformation in examined area. The reconstruction of the palaeogeographical conditions which have been prevailed during the late Pleistocene is also proposed.

Collected data show that morainic landscape in the northwestern part of Lubawa Upland reveal landforms of an older origin. It is suggested that relief of examined area consist some features of "palimpsest landscape". The older glacial landforms, formed before the last ice advance, can exist here.

Keywords: subglacial processes, landscape transformation, Lubawa Upland, north Poland

W obszarze perybałtyckim objętym ostatnim zlodowaczeniem skandynawskim występuje szereg izolowanych elewacji morenowych, które w literaturze określane są jako: izolowane plejstocenijskie wyniesienia (Mojski, 1998), glacialne wyspowe akumulacyjne wyniesienia (Raukas & Karukapp, 1999), akumulacyjne wyspowe wyniesienia (Karukapp & Raukas, 2004) czy glacictektoniczne wyspowe wyniesienia (Ber, 2007, 2009). Cechują się one wysokim położeniem hipsometrycznym w stosunku do terenów otaczających, kształtem zbliżonym do owalu oraz skomplikowaną budową wewnętrzną, nierzadko zaburzoną glacictektonicznie (Ber, 2007, 2009). Ich geneza wiązana jest z procesami, które zachodziły w interlobalnych strefach lądolodu skandynawskiego (por. Mojski, 1998; Raukas & Karukapp, 1999), dlatego nazywane są one również wysoczyznami interlobalnymi (Punkari, 1997; Karukapp & Raukas, 2004). Jednym z tego typu obszarów na Niżu Polskim jest Garb Lubawski, położony w północno–wschodniej części Pojezierza Chełmińskiego–Dobrzyńskiego (ryc. 1). Charakteryzuje się on wysokim wyniesieniem nad poziomem morza (najwyższy punkt – Góra Dylewska ma wysokość 312,1 m n.p.m.) oraz urozmaiconą rzeźbą terenu (deniwelacje dochodzą tu miejscami do 200 m).

W świetle dotychczasowych badań (m.in. Kondracki, 1952; Galon, 1972; Marks, 1979, 1980, 1984; Pasierbski, 1984; Gałązka, 2004, 2006a, b; Morawski, 2005; Gałązka & Słodkowska, 2006; Ber, 2007; Gałązka i in., 2009) przyjmuje się, iż Garb Lubawski był prawdopodobnie w całej swej plejstocenijskiej historii izolowanym wyniesieniem wysoczyznowym, uformowanym w wyniku międzylobowej działalności glacictektonicznej. Sugeruje się (m.in. Marks, 1979; Gałązka, 2004; Morawski, 2005; Gałązka & Słodkowska, 2006; Gałązka i in., 2009), że w stadiale głównym zlodowaczenia wisły Garb Lubawski stanowił istotne wyniesienie w podłożu ostatniego lądolodu, które odgrywało rolę działu lodowego, rozdzielającego dwa loby

lodowcowe: lób Wisły na zachodzie i lób mazurski/warmiński na wschodzie. Wskazywano przy tym na możliwość przetrwałości starszych form polodowcowych (sprzed ostatniego nasunięcia lądolodu) w obecnej rzeźbie tego terenu (Gałązka & Słodkowska, 2006; Gałązka i in., 2009).

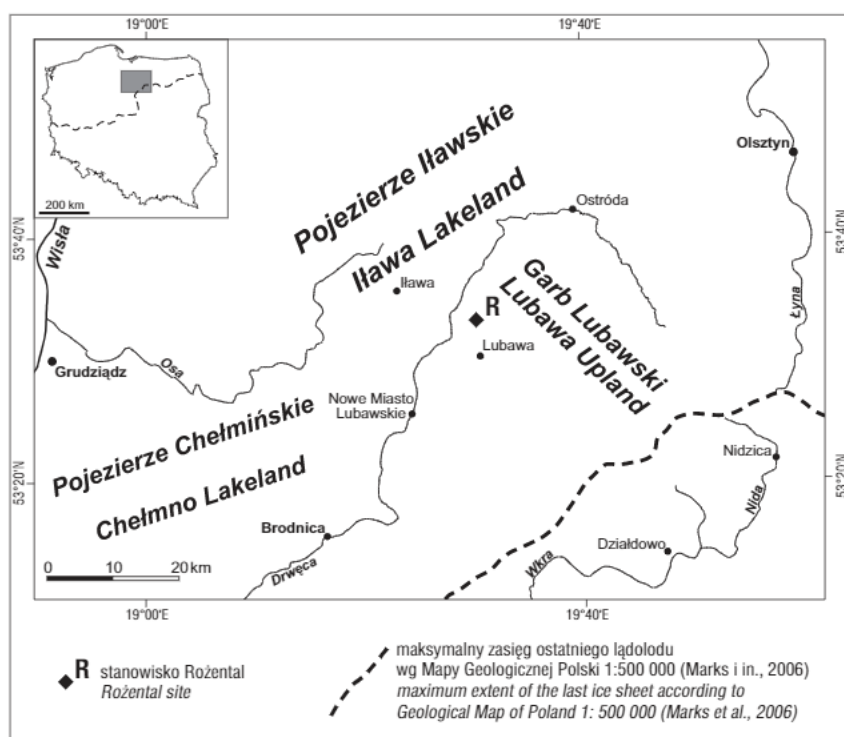
W niniejszym artykule przedstawiono wyniki badań, które wskazują na występowanie form morenowych o starszych założeniach w północno–zachodniej części Garbu Lubawskiego. Opisano szczegółowo cechy sedimentacyjne oraz rekonstrukcję procesów depozycji i deformacji osadów budujących wzgórze morenowe w Rożentalu. Dokonano interpretacji procesów formowania i transformacji rzeźby tego wzgórza u schyłku plejstocenu.

Obszar i przedmiot badań

Obszar badań położony jest w północno–zachodniej części Garbu Lubawskiego (ryc. 1). Dominującym elementem rzeźby tego terenu jest falista, a miejscami pagórkowata wysoczyzna morenowa, położona na wysokości od około 100 do ponad 200 m n.p.m. Na powierzchni wysoczyzny występują wzgórza morenowe, interpretowane dotychczas jako moreny czołowe i formy szczelinowe (por. Pasierbski, 1984; Gałązka, 2006a, b; Gałązka i in., 2009). W powierzchni wysoczyzny morenowej wcięte są formy dolinne, wśród których największą jest dolina Elszki–Biedasza, o głębokości do 20 m (ryc. 2). Od północnego zachodu do Garbu Lubawskiego przylega dolina Drwęcy, której dno znajduje się na wysokości 88–90 m n.p.m. (ryc. 2). Wysoka (do 15 m) krawędź doliny Drwęcy rozcięta jest przez liczne dolinki denudacyjne.

Obiektem badań jest jedno z kilku wzgórz morenowych znajdujących się na południowy zachód od Rożentalu, około 5 km na północ od Lubawy (ryc. 2). Analizowana forma stanowi wydłużone wzgórze o wysokości około 15 m i długości około 800 m. Jego oś morfologiczna ma przebieg

¹Zakład Geologii i Hydrogeologii, Instytut Geografii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, ul. Gagarina 9, 87-100 Toruń; karolgeo@doktorant.umk.pl, wysota@umk.pl.



Ryc. 1. Lokalizacja stanowiska Rożental
Fig. 1. Location of Rożental site

mniej więcej SW–NE i jest nieznacznie wygięta ku SE. W południowo-zachodnim stoku formy znajduje się nieczynne wyrobisko piasków i żwirów, które było badane przez autorów (Tylmann, 2008; Tylmann & Wysota, 2008, 2009).

Forma w Rożentalu była już wcześniej przedmiotem zainteresowania kilku badaczy (Pasierbski, 1984; Gałązka, 2006a, b; Gałązka i in., 2006a; Rychel & Krysiak, 2006; Krysiak, 2007; Gałązka i in., 2009). Pasierbski (1984) przedstawił ogólny opis budowy wewnętrznej tego wzgórza i interpretował je jako morenę czołową spiętrzoną. Bardziej szczegółowe badania prowadzili tu Gałązka (2006a, b), Gałązka i in. (2006a), Rychel & Krysiak (2006), Krysiak, (2007) oraz Gałązka i in. (2009). W budowie wewnętrznej wzgórza autorzy ci wyróżnili zaburzone glaciektonicznie piaszczysto-żwirowe osady fluwioglacjalne, o miąższości około 10 m, przykryte jedną warstwą dwudzielnej gliny morenowej (gлина V4 wg Gałązki, 2006a). W obrębie zaburzonych osadów rozpoznali oni strukturę wstecznego fałdu leżącego wraz z zespołem uskoku odwróconych i połączonych ścięć komplementarnych (Gałązka i in., 2006a; Rychel & Krysiak, 2006; Krysiak, 2007; Gałązka i in., 2009). Poniżej zaburzonych osadów fluwioglacjalnych Gałązka (2006a) stwierdził cienką warstwę mułków i ilów zastoisowych, zalegających na starszej glinie morenowej (gлина V3). W świetle przytoczonych badań Gałązki oraz jego współpracowników wzgórze w Rożentalu mogło powstać jako forma akumulacji szczelinowej, która została potem przekształcona w wyniku proglacjalnych deformacji glaciektonicznych (powstanie fałdu leżącego oraz uskoku odwróconych w osadach fluwioglacjalnych w wyniku nacisku lądolodu na przeszkodę terenową), a następnie przykryta przez glinę morenową (V4) podczas stadia głównego zlodowacenia wisły (Gałązka i in., 2006a; Rychel & Krysiak, 2006). W nowszej interpretacji sugerują oni możliwość powstania rdzenia omawianej formy w

wyniku sedymentacji marginalnej osadów piaszczysto-żwirowych podczas recesji lądolodu z linii jego maksymalnego zasięgu w stadiale głównym zlodowacenia wisły (Gałązka i in., 2009). Ich zdaniem tak powstały stożek glaciemarginalny mógł być następnie przekształcony we wrzecionowatą formę szczelinową, w wyniku deformacji osadów piaszczysto-żwirowych w szczelinie subglacjalnej oraz depozycji gliny morenowej, podczas ponownej lokalnej transgresji ostatniego lądolodu w analizowanym obszarze.

Metody badań

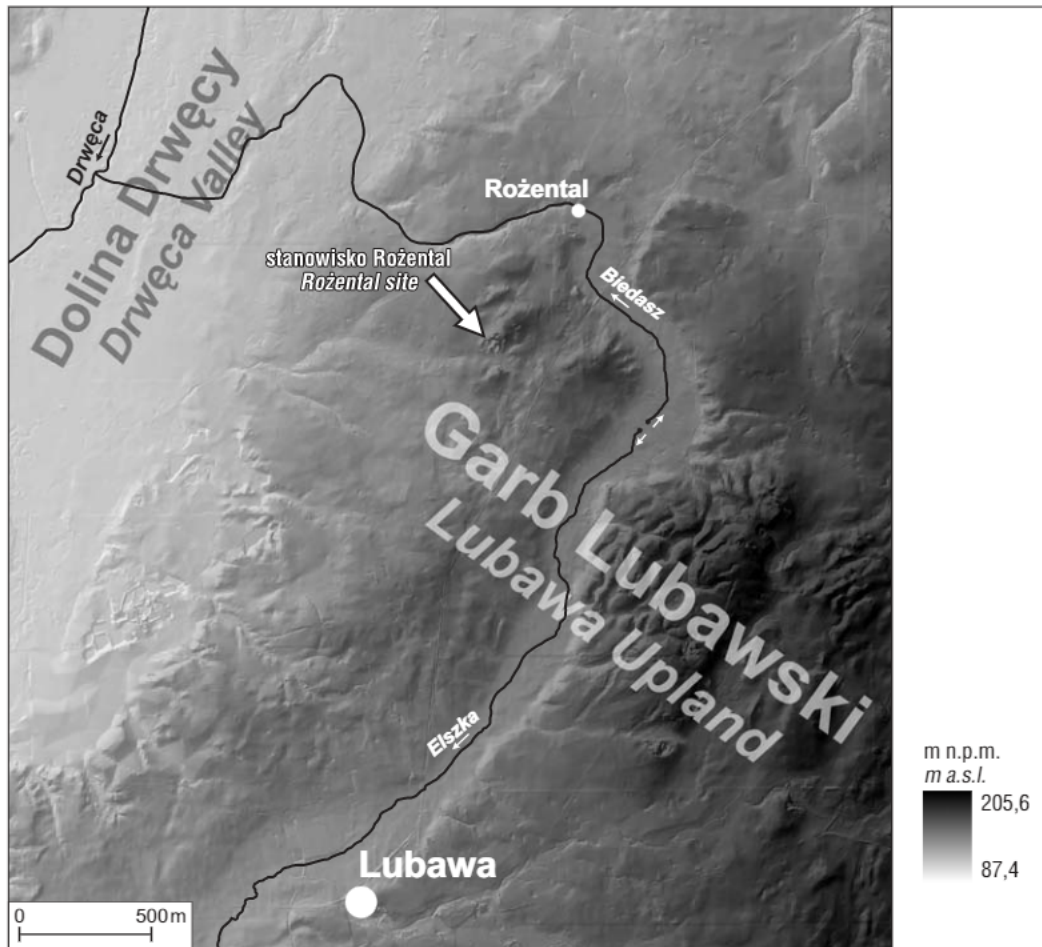
W badaniach osadów budujących wzgórze w Rożentalu zastosowano standardowe metody sedymentologiczne, uwzględniające: analizę litofacjalną osadów, pomiary elementów kierunkowych oraz badania litologiczno-petrograficzne. Badania prowadzono w trzech profilach (PI, PII i PIII), zlokalizowanych w północnej części odsłonięcia (ryc. 3A).

Analiza facjalna obejmowała cechy litologiczne i strukturalne osadów, skalę i geometrię jednostek depozycyjnych oraz typy litofacji i kontakty między nimi (ryc. 3B). W analizie użyto kodu litofacjalnego według Mialla (1978) i Eylesa (1983). Badania elementów kierunkowych w osadach obejmowały: pomiary orientacji dłuższej osi klastów w glinach morenowych (*till fabric*), pomiary kierunków paleoprądów w ławicach o warstwowaniu przekątnym oraz pomiary kierunków deformacji. Analiza orientacji dłuższej osi klastów w glinach oparta została na pomiarach kierunku i nachylenia dłuższej osi co najmniej 25 gładzików z jednej serii pomiarowej, o długości przynajmniej 2 cm i o stosunku osi a/b co najmniej 2:1. Wyniki pomiarów z 15 serii przedstawiono na diagramach konturowych (ryc. 3B) wraz z typowymi parametrami statystycznymi orientacji, jak wektor wypadkowy (MLV) oraz wartości własne wektorów S_1 i S_3 (Benn, 2004).

Badaniami litologiczno-petrograficznymi objęto 27 próbek osadów z profilów PII i PIII (ryc. 3B). Wykonane zostały: analiza rozkładu uziarnienia osadów z zastosowaniem metody sitowej i laserowej, analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcu frakcji 0,5–0,8 mm według metody morfoskopowej Callieux/Goździka w modyfikacji Mycielskiej-Dowgiało i Woronko (1998) oraz analiza składu petrograficznego żwirów we frakcji 5–10 mm, zgodnie z obowiązującą powszechnie w Polsce metodyką (por. Czerwonka, 1998; Kenig, 1998; Lisicki, 2003).

Analiza sedymentologiczna i interpretacja genetyczna

W osadach odsłaniających się w stanowisku Rożental wydzielone zostały dwie nieformalne jednostki litostratigraficzne: R1 – obejmująca osady piaszczysto-żwirowe oraz R2 – zbudowana z glin morenowych. W obrębie jed-



Ryc. 2. Ukształtowanie rzeźby terenu w okolicy Rożentalu (NW część Garbu Lubawskiego)
 Fig. 2. Relief of the nearest Rożental neighbourhood (NW part of the Lubawa Upland)

nostki R2 wyróżniono trzy warstwy glin: R2a, R2b i R2c, rozdzielone powierzchniami niezgodności, podkreślonymi występowaniem klinów z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym (ryc. 3A). Przykrywają one jednostkę R1 i budują powierzchnię wzgórza w rejonie analizowanego odsłonięcia.

Jednostka R1.

Jednostka R1 w profilu PI zbudowana jest z warstwowych piasków i żwirów o miąższości około 6 m (ryc. 3B). Dominują tu litofacie piasków i żwirów o warstwowaniu horyzontalnym (SGh, GSh, Gh, i Sh) z nielicznymi przełwiczeniami piasków i żwirów o strukturze masywnej (Sm, Gm). Miąższość ławic waha się od 10 do 70 cm. W profilu PIII osady jednostki R1 mają bardziej zróżnicowane cechy litofacjalne (ryc. 3B). W dolnej części profilu występują ławice piasków i żwirów o warstwowaniu horyzontalnym (Sh, GSh, SGh), zapadające pod kątem około 10° ku SE. Wyżej zalegają niewielkiej miąższości (do 12 cm) ławice piasków o warstwowaniu przekątnym rynnowym (SGt, St), przykryte przez miąższą (do 120 cm) ławicę żwirów piaszczystych o warstwowaniu przekątnym rynnowym (GSt). Powyżej występuje 80 cm miąższości ławica piasków o warstwowaniu horyzontalnym. W stropowej części jednostki R1 w tym profilu dominują piaszczyste i piaszczysto-żwirowe wielozestawy warstwowania przekątnego rynnowego (SGt, St), przewarstwione ławicą żwiru

piaszczystego (do 20 cm miąższości) o warstwowaniu horyzontalnym (GSh).

Rozkład uziarnienia osadów jednostki R1 pokazuje zdecydowaną dominację frakcji piaszczystej (średnio 80,1%) nad frakcją żwirową (średnio 18,2%). Udział frakcji mułkowej jest niewielki (średnio 1,7%). Krzywa rozkładu uziarnienia ma wyraźnie jednomodalny charakter (ryc. 5A). Przeważają pośrednie typy ziarn kwarcu: EM/RM i EM/EL (ryc. 5B). Ich zawartość wynosi odpowiednio 25% i 27%. Stosunkowo duży udział mają również ziarna nieobtoczone NU (16%) oraz okrągłe matowe RM (13%). Charakterystyczna jest znikoma zawartość ziarn obtoczonych błyszczących EL (3%).

Pierwotne ułożenie warstw osadów jednostki R1 w profilu PI jest zaburzone, o czym świadczy ich duże (do 80°) nachylenie w kierunku południowo-wschodnim (ryc. 3B). Kąt upadu ławic maleje stopniowo ku spągowi jednostki (zaburzenia wygasają na głębokości około 8 m). Zaburzone warstwy są elementem składowym wstecznego fałdu leżącego (Gałązka i in., 2006a; Rychel & Krysiak, 2006; Krysiak, 2007; Gałązka i in., 2009), występującego w górnej partii osadów jednostki R1 w północno-zachodniej części odsłonięcia (ryc. 4A). Analizowana w profilu PI ściana odsłonięcia jest zorientowana równolegle do osi fałdu, stąd obserwuje się tu prawie poziome ułożenie ławic (ryc. 3B).

W zaburzonych osadach jednostki R1 stwierdzono struktury iniekcyjne interpretowane jako dajki klastyczne. Mają one charakter niezbyt szerokich (2–20 cm), zwężających się ku dołowi „żył”, wypełnionych materiałem żwirowym, które przecinają zaburzone warstwy na głębokości od 3 do 7 m (ryc. 3B, 4D). Struktury te zapadają w kierunku południowo-wschodnim, a ich kąt upadu rośnie w górę jednostki R1. Górna część jednej z dajek zapada w przeciwnym kierunku, czyli północno-zachodnim, co świadczy o zaangażowaniu tych struktur w deformacje fałdowe osadów piaszczysto-żwirowych. Udokumentowano również struktury uskoków normalnych, które są efektem przemieszczania warstw piaszczysto-żwirowych wzdłuż płaszczyzn dajek klastycznych (ryc. 4D).

W północno-wschodniej części odsłonięcia (profil PIII) w osadach jednostki R1 nie obserwowano zaburzenia warstw. Wykonane tu pomiary paleoprądów wskazują na lokalny przepływ wód w kierunku NW (ryc. 3B).

Interpretacja. Cechy strukturalne i teksturalne osadów jednostki R1 wskazują na ich glacialfluwalną genezę. Litofacje piaszczysto-żwirowe o warstwowaniu horyzontalnym w profilu PI świadczą o depozycji materiału w warunkach górnego płaskiego dna, charakterystycznych dla przepływów nadkrytycznych w warunkach płytkich zalewów warstwowych (Zieliński, 1998). Struktury warstwowania horyzontalnego i przekątnego rynnowego w profilu PIII dokumentują zmienne warunki sedymentacji osadów – od płytkich zalewów warstwowych do głębszych przepływów z formami typu diun 3D w warunkach dolnego reżimu przepływu (Zieliński, 1998). Niewielkie nachylenie ławic (do 10°) w dolnej części profilu związane jest najprawdopodobniej z depozycją materiału na stożku aluwialnym. Słabe wysortowanie osadów jednostki R1 świadczy o krótkim transporcie i dużej dynamice środowiska depozycji. Sedymentacja osadów odbywała się najprawdopodobniej w środowisku proksymalnej części stożka sandrowego (Zieliński & van Loon, 1999, 2000). Duża zawartość ziarn kwarcu o obróbce eolicznej może świadczyć o redepozycji materiału o pierwotnie dużej colizacji (Mycielska-Dowgiałło & Woronko, 1998).

Deformacje osadów w górnej części jednostki R1 (fałd leżący) najprawdopodobniej związane są z procesami ścinania na kontakcie stopy lądolodu i miękkich osadów jednostki R1 (Boulton & Hindmarsh, 1987; Benn & Evans, 1996; Piotrowski i in., 2006). Świadczy o tym ogólna zgodność kierunku deformacji osadów z zrekonstruowanym kierunkiem ruchu lodu oraz stopniowe wygasanie zaburzeń w głąb profilu. Struktura fałdu leżącego powstała w następstwie odginania pierwotnie prawie horyzontalnie ułożonych ławic osadów glacialfluwalnych zgodnie z lokalnym kierunkiem ruchu lodu bazalnego (ryc. 5B). Deformacje te zachodziły w warunkach podwyższonego ciśnienia wód porowych, które znacznie redukowało wytrzymałość tych osadów na ścinanie (Boulton & Hindmarsh, 1987; Piotrowski i in., 2006). Dajki klastyczne prawdopodobnie są śladem przebiegów hydraulicznych w osadach jednostki R1 w warunkach wzrostu ciśnienia wód subglacialnych poniżej stopy lądolodu. Interpretowane one są jako wypełnienia pęknięć hydraulicznych (*hydrofractures*) w nasyconych wodą osadach, wzdłuż których następowała ucieczka wód porowych (Larsen & Mangerud, 1992; Boulton & Caban, 1995). Jednoznaczne określenie kierunku przepływu

(ucieczki) wód w tego typu strukturach bywa problematyczne (por. van der Meer i in., 2009). Autorzy przypuszczają, że południowo-wschodnia wergencja dajek nawiązująca do kierunku ruchu lodu (*down-ice*) oraz ich kształt zwężający się ku dołowi mogą sugerować, że pęknięcia hydrauliczne były wypełniane od góry do dołu (por. van der Meer i in., 1999). Zaangażowanie dajek w strukturę fałdu sugeruje, że deformacja osadów oraz formowanie i wypełnianie pęknięć hydraulicznych prawdopodobnie następowały równocześnie. Uskoki normalne występujące wzdłuż dajek mogą być efektem późniejszego spadku ciśnienia wód subglacialnych i rozwoju deformacji kruchych w wyniku raptownej ucieczki wód porowych z osadów (Jaroszewski, 1991).

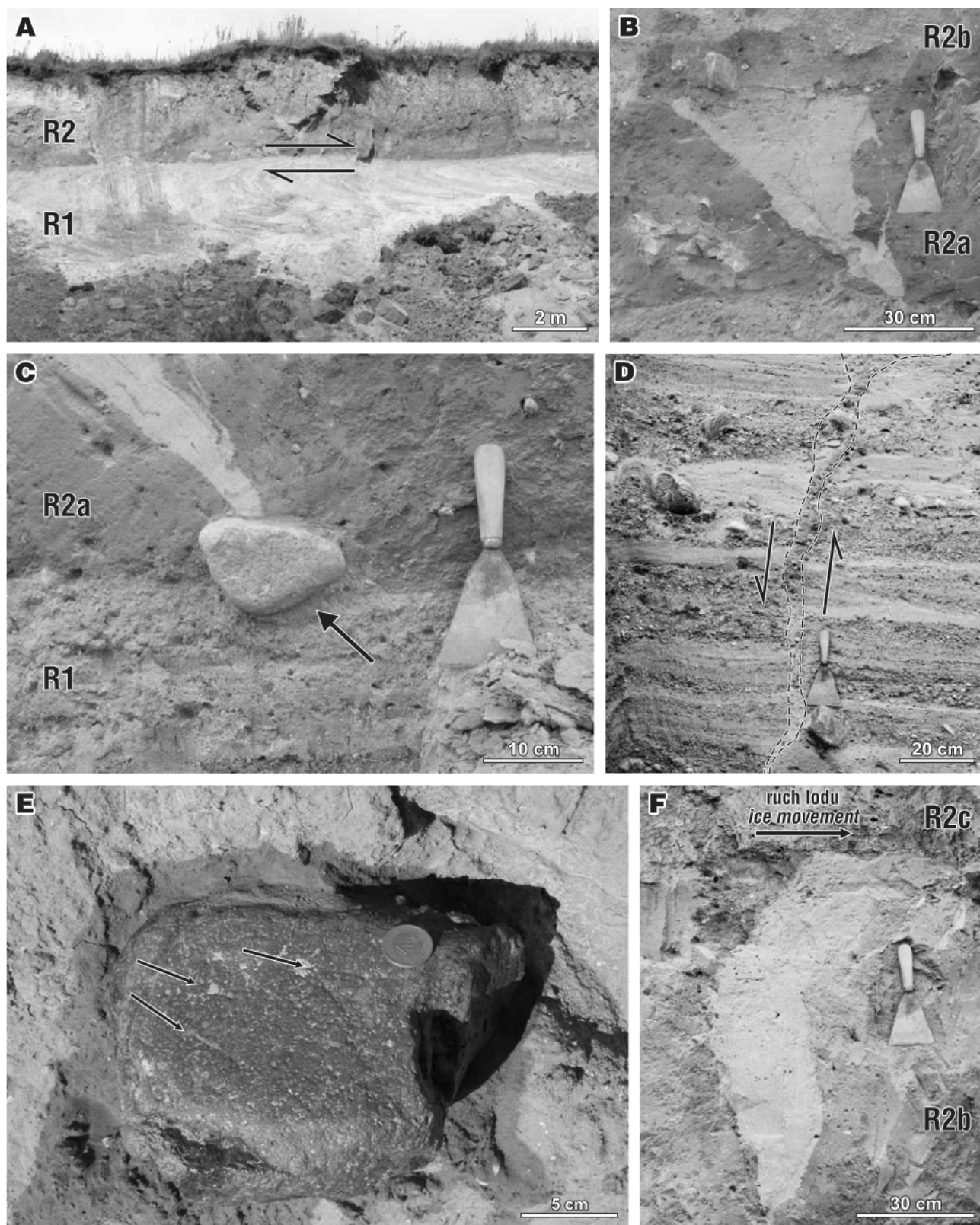
Jednostka R2.

Jednostka R2 zbudowana jest z trzech warstw glin morenowych: R2a, R2b i R2c, łącznie o miąższości około 2,5 m (ryc. 3A).

Gлина R2a występuje w zachodniej części badanego fragmentu odsłonięcia i tworzy nieciągłą warstwę o miąższość do 50 cm, która wyklinowuje się pomiędzy profilami PII i PIII (ryc. 3). Zbudowana jest ona z masywnego diamiktonu o rozproszonym szkielecie ziarnowym (Dmm) o barwie brunatnej. W profilu PII w strefie ostrego kontaktu gliny R2a z podścielającymi ją osadami piaszczysto-żwirowymi jednostki R1 stwierdzono zakorzeniony gład o spłaszczonej górnej powierzchni z wyraźnym śladem płużenia (*ploughing mark*) poniżej (ryc. 4B). Orientacja dłuższej osi klastów w glinie R2a jest silna, o czym świadczą duże wartości S_1 (0,827 i 0,678) oraz unimodalne rozkłady kierunków (ryc. 3B). Wektory wypadkowe wskazują na lokalny ruch lodu w kierunku południowym z lekkim odchyleniem ku południowemu wschodowi (średni kierunek = 172°). Różni się on o około 30° w stosunku do południowo-wschodniego kierunku ruchu lodu zrekonstruowanego na podstawie wergencji zaburzonych warstw w profilu PI (ryc. 3B,) jak również struktur glacictektonicznych badanych przez Gałązkę i in. (2009) w osadach jednostki R1.

Matriks gliny R2a zawiera 44,4% frakcji piaszczystej, 23,7% frakcji mułkowej i 27,6% frakcji ilastej. Udział frakcji żwirowej wynosi tylko 4,3%. Rozkład uziarnienia ma charakter polimodalny z największą modą we frakcji piasku drobnego (ryc. 5A). W składzie petrograficznym żwirów zawartość wapieni paleozoicznych (52,2%) jest wyraźnie większa niż skał krystalicznych (28,5%). Udział dolomitów wynosi 5,7%, natomiast piaskowców północnych – 3,7%. Zawartość skał lokalnych wynosi średnio 10% (ryc. 5C). Wartości średnich współczynników petrograficznych O/K – K/W – A/B wynoszą odpowiednio: 2,10 – 0,50 – 1,84 (ryc. 5D).

Subjednostka R2b obejmuje ciągłą warstwę masywnej gliny morenowej o miąższości od 70 do 160 cm (ryc. 3A). W profilach PI i PII przykrywa ona glinę R2a (ryc. 3B). Kontakt pomiędzy glinami R2b i R2a jest wyraźny, o cechach erozyjnych. W profilu PIII glina R2b spoczywa na osadach jednostki R1, a kontakt pomiędzy nimi jest ostry. Bezpośrednio poniżej gliny R2b występuje tu 20 cm warstwy piasku żwirowego o zatartej pierwotnej strukturze sedymentacyjnej (ryc. 3B). W spągu glina R2b zbudowana jest z jasnobrunatnego masywnego diamiktonu mułkowego



Ryc. 4. Typowe cechy strukturalne osadów w stanowisku Rożental: (A) Ostry kontakt jednostek R1 i R2. W górnej części jednostki R1 widoczne są odgięte warstwy fałdu leżącego (strzałki wskazują kierunek ścinania); (B) Klin z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym poziomym „K1–K8”; (C) Głaz zakorzeniony w spągu gliny R2a (strzałka wskazuje ślad płuzenia); (D) Dajka klastyczna oraz uskok normalny w jednostce R1. Dajka jest zaznaczona liniami przerywanymi, strzałki wskazują kierunek przemieszczenia warstw; (E) Górna wygładzona powierzchnia głazu zakorzenionego w spągu gliny R2b. Strzałki wskazują delikatne rysy lodowcowe; (F) Klin z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym „K0” w glinie R2b

Fig. 4. Typical structural features of sediments at Rożental site: (A) Sharp contact between units R1 and R2. Angled strata of recumbent fold are visible at the top part of the unit R1 (arrows show the shearing direction); (B) The primary sand wedge of the horizon “K1–K8”; (C) The embedded clast at the bottom of the till R2a (the arrow show a ploughing mark); (D) Clastic dyke and normal fault in unit R1. Dyke is marked by dotted lines; arrows indicate the direction of strata displacement; (E) The upper faceted surface of the embedded clast at the bottom of the till R2b. Arrows show gentle striae; (F) The primary sand wedge “K0” in the till R2b

o rozproszonym szkielecie ziarnowym (DFmm), o miąższości 20 cm. Powyżej występuje brunatny diamikton masywny (Dmm) o miąższości 50–140 cm. W profilu PII w spągu gliny R2b udokumentowano zakorzeniony głąz o spłaszczonej górnej powierzchni ze słabo zaznaczonymi rysami lodowcowymi (ryc. 4E). Orientacja dłuższej osi klastów w glinie R2b jest zróżnicowana i nieznacznie słabsza niż w glinie R2a (diagramy 4–5 i 9–13 na ryc. 3B). Wskazują na to wartości S_1 , wahające się od 0,506 do 0,780 (średnia wartość $S_1 = 0,658$) oraz przewaga unimodalnych rozkładów kierunków nad bimodalnymi. Wektory wypadkowe wskazują na lokalny ruch lodu w kierunku SE–ESE.

Matriks gliny R2b zawiera średnio 42,3% frakcji piaszczystej, 23,1% frakcji mułkowej i 31,3% frakcji ilastej. Udział frakcji żwirowej wynosi 3,3%. W spągu warstwy gliny występuje zwiększona zawartość frakcji mułkowej i ilastej. Uśredniony rozkład uziarnienia podobnie jak w przypadku gliny R2a jest polimodalny, z największą modą występującą we frakcji piasku drobnego (ryc. 5A). Skład petrograficzny charakteryzuje się przewagą wapieni paleozoicznych – 51,5% nad skandynawskimi skałami krystalicznymi – 26,0% (ryc. 5C). Zawartość dolomitów północnych wynosi 6,4%, a piaskowców północnych 3,3%. Udział materiału lokalnego wynosi średnio 10,9%. Współczynniki petrograficzne O/K – K/W – A/B osiągają następujące wartości średnie: 2,33 – 0,45 – 1,95 (ryc. 5D).

Glina morenowa R2c tworzy ciągłą warstwę o miąższości od 120 do 140 cm, budującą powierzchnię wzgórze w rejonie analizowanego odsłonięcia (ryc. 3A). Zbudowana ona jest z brunatnego diamiktonu masywnego o rozproszonym szkielecie ziarnowym (ryc. 3B), w spągu (około 20 cm) żółtobrunatnego. W profilu PII kontakt gliny R2c z podścielającą ją gliną R2b jest niewyraźny. W profilu PIII kontakt glin R2c i R2b jest ostry i ma charakter erozyjny, zaś strop gliny R2b jest zaburzony do głębokości około 30 cm. W powierzchni spągowej gliny R2c stwierdzono zakorzeniony głąz ze śladem płużenia (ryc. 3B). Orientacja dłuższej osi klastów w glinie R2c jest słabsza niż w glinach R2a i R2b (diagramy 6–8 i 14–15 na ryc. 3B). Świadczą o tym niższe wartości parametru S_1 (od 0,465 do 0,603) oraz przewaga rozkładów bimodalnych. Wektory wypadkowe pokazują dominację lokalnego ruchu lodu w kierunku wschodnim.

Matriks gliny R2c jest bardziej drobnoziarnisty w porównaniu z glinami R2a i R2b (ryc. 5A). Wskazuje na to większy udział frakcji mułkowej (37,2%) i ilastej (32,5%), a znacznie mniejszy frakcji piaszczystej (29,2%). Domieszka frakcji żwirowej wynosi 1,2%. Uśredniony rozkład uziarnienia jest bimodalny z większą modą we frakcji mułkowej. W składzie petrograficznym żwirów gliny R2c przeważają wapienie paleozoiczne – 52,6% oraz skały krystaliczne – 30,0% (ryc. 5C). Z pozostałych skał północnych największy udział mają dolomity – 5,5% i piaskowce – 2,4%. Zawartość materiału lokalnego wynosi 8,9%. Wartości współczynników petrograficznych O/K – K/W – A/B są następujące: 1,98 – 0,53 – 1,76 (ryc. 5D).

Interpretacja. Gliny bazalne R2a, R2b i R2c stanowią zapis sedymentologiczny odrębnych nasunięć ładolodu. Zostały one uformowane w następstwie kombinacji subglacialnych procesów depozycji z odłożenia (*lodgement*), płużenia (*ploughing*) i deformacji. Najbardziej znaczący udział w formowaniu glin jednostki R2 miały procesy stop-

niowego uwalniania i przyrastania bazalnego materiału morenowego (*lodgement*) w podszewie ładolodu (Dreimanis, 1989). Zapisem tego typu procesów są zakorzenione głązy i związane z nimi ślady płużenia w glinach R2a i R2c, rysy lodowcowe na górnej powierzchni głązów w glinie R2b (por. Clark & Hansel, 1989) oraz ostry i erozyjny charakter kontaktów pomiędzy poszczególnymi jednostkami litostratygraficznymi. Masywna struktura diamiktonów oraz bardzo dobra i dobra orientacja klastów w subjednostkach R2a i R2b mogą również potwierdzać udział wyżej wymienionych procesów w formowaniu analizowanych glin. Słabsza orientacja klastów w górnej części gliny R2c prawdopodobnie wynika z późniejszych procesów postsedymencyjnych (wytopienie wieloletniej zmarzliny, procesy glebotwórcze).

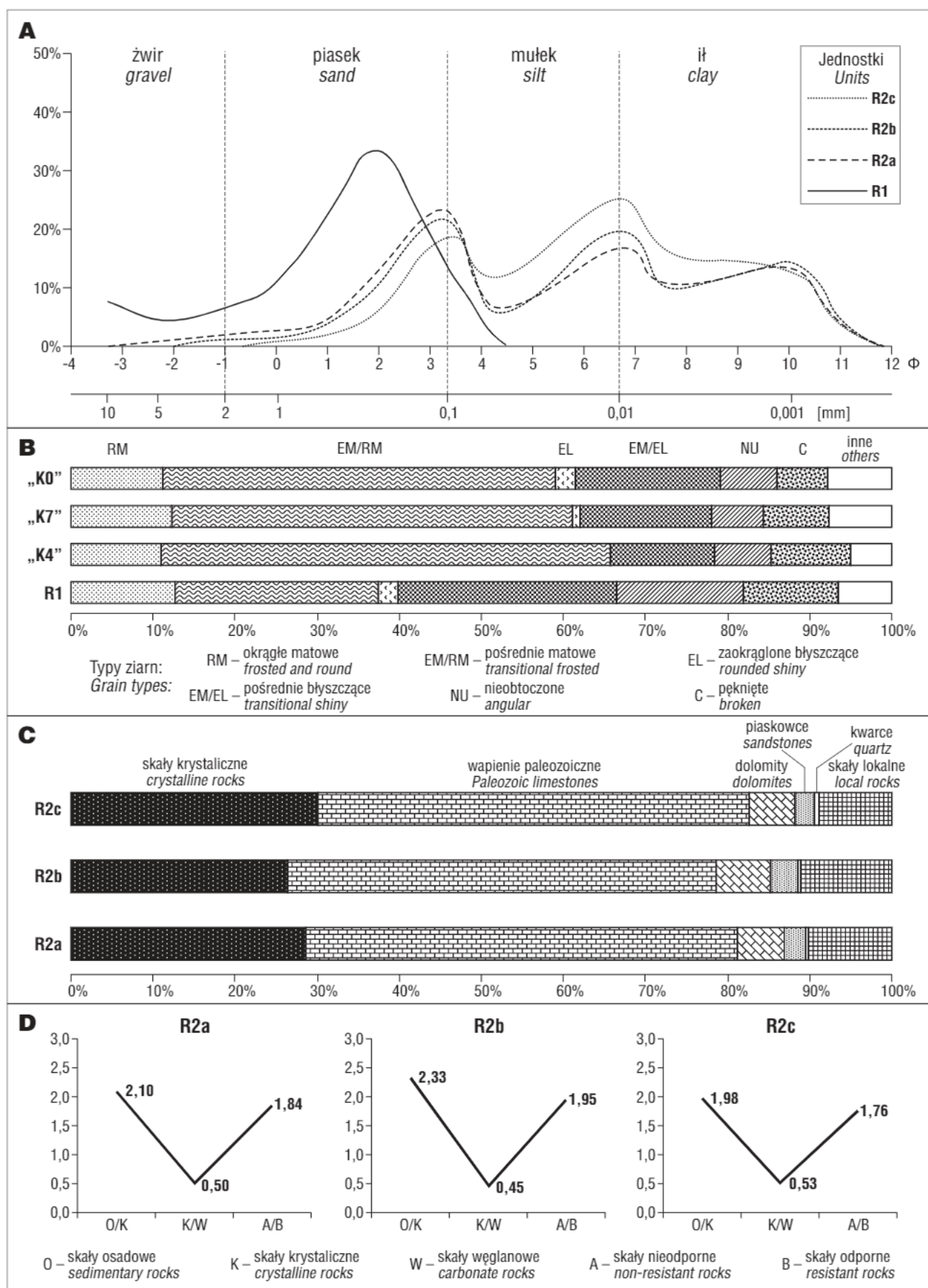
Warstwa piasku żwirowego o zatartej pierwotnej strukturze sedymentacyjnej udokumentowana tuż poniżej gliny R2b w profilu PIII najprawdopodobniej jest zapisem procesów ścinania i homogenizacji osadów podłoża w subglacialnej warstwie deformacyjnej (por. Boulton & Hindmarsh, 1987; Evans i in., 2006; Piotrowski i in., 2006). Przypuszcza się, że w podobny sposób mogła powstać warstwa diamiktonu mułkowego występująca w spągu gliny R2b.

Kliny peryglacialne

W obrębie warstw glin R2a i R2b udokumentowane zostały struktury klinów z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym (*sand wedges*). Kliny te, obok cech sedymentacyjnych osadów, były podstawą do rozdzielenia jednostki R2 na odrębne warstwy glin morenowych: R2a, R2b i R2c. Miały one też bardzo istotne znaczenie w interpretacji stratygraficznej osadów jednostki R2 oraz rekonstrukcji paleogeograficznej.

W glinie R2a rozpoznanych zostało osiem klinów piaszczystych, które tworzą zwarty poziom kriostratygraficzny „K1–K8” (ryc. 3A). Głębokość klinów wynosi od 20 do 70 cm, a szerokość górnej ich części waha się od 10 do 87 cm. Odległości pomiędzy poszczególnymi klinami wynoszą od 0,8 do 2,6 m. Większość tych struktur ma kształt typowych, zwężających się ku dołowi klinów (ryc. 4B,C), choć występują również pojedyncze struktury o nieregularnym kształcie. Charakterystyczna jest wergencja klinów w kierunku południowo-zachodnim (ryc. 3A i ryc. 4B,C). Kliny poziomu „K1–K8” wypełnione są piaskiem o strukturze masywnej lub delikatnie zaznaczonej laminacji wertykalnej. W składzie frakcji piaszczystej (średnio 88%) dominuje piasek drobnoziarnisty (53%) i średnioziarnisty (27%). Wśród ziarn kwarcu występuje bardzo duża zawartość ziarn o obróbce eolicznej (EM/RM i RM). Zdecydowanie przeważają ziarna EM/RM (zawartość do 55% w klinie „K7”), zaś udział ziarn RM wynosi 11% (ryc. 5B). Charakterystyczna jest również śladowa zawartość (do 1%) ziarn błyszczących typu EL.

W glinie R2b udokumentowano pojedynczy klin piaszczysty „K0” (ryc. 4F). Jego głębokość wynosi 87 cm, a szerokość górnej części dochodzi do 32 cm. Górna część klina, do głębokości około 32 cm, jest odgięta ku SE (wielkość odkształcenia około 1), zgodnie z orientacją dłuższej osi klastów w spągu nadległej gliny R2c (diagramy 14 i 15 na ryc. 3B). Klin „K0” wypełniony jest piaskiem drobnym (49%) i średnim (33%) o charakterystycznej laminacji wertykalnej (ryc. 4F). Podobnie jak w klinach „K1–K8”, w



Ryc. 5. Właściwości litologiczno-petrograficzne osadów: (A) Krzywe rozkładu uziarnienia; (B) Obtoczenie i zmatowienie powierzchni ziarn kwarcu; (C) Skład petrograficzny żwirów frakcji 5–10 mm z glin R2a, R2b i R2c; (D) Wartości współczynników petrograficznych dla glin R2a, R2b i R2c
 Fig. 5. Lithologic and petrographic features of the sediments: (A) Grain size distribution curves; (B) Roundness and frosting of quartz grains surface; (C) Petrographic composition of gravels from tills R2a, R2b and R2c; (D) Petrographic coefficients for tills R2a, R2b and R2c

piaskach wypełniających klin „K0” dominują wyraźnie ziarna kwarcu o obróbce eolicznej: EM/RM – 49% i RM – 12% (ryc. 5B).

Interpretacja. Kliny piaszczyste „K1–K8” oraz klin piaszczysty „K0” powstały w wyniku zapełniania szczelin kontrakcji termicznej piaskiem eolicznym (por. Goździk, 1973; Murton i in., 2000; Murton, 2007). Takie struktury zwykle tworzą się w suchym klimacie pustyni arktycznej lub tundry stepowej, gdzie brak lub skąpa roślinność oraz nieciągła lub brak pokrywy śnieżnej sprzyjają transportowi piasku przez wiatr w okresie zimy lub wiosny, kiedy szczeliny kontrakcyjne są otwarte (Murton i in., 2000, Murton, 2007). Kliny piaszczyste mogą rozwijać się również w tych samych regionach wieloletniej zmarzliny co inne kliny mrozowe (np. pseudormofozy po klinach lodowych, pseudormofozy po klinach złożonych), jednak w lokalnych, bardziej suchych obszarach, np. na eksponowanych, dobrze zdrenowanych wyniesieniach terenu (French, 2007). Niewielkie kliny piaszczyste mogą także powstawać w okresowo przemarzniętym gruncie poza obszarem występowania wieloletniej zmarzliny (por. Murton i in., 2000; Murton, 2007).

Południowo-zachodnia wergencja klinów „K1–K8” raczej wyklucza możliwość ich zaburzenia w subglacjalnej warstwie deformacyjnej łądolodu, który odłożył nadległą glinę R2b. Orientacja dłuższej osi klastów w tej glinie wskazuje bowiem na lokalny ruch lodu w kierunku południowo-wschodnim. Przypuszcza się, że deformacja klinów miała związek z ruchami masowymi w warstwie czynnej wieloletniej zmarzliny (soliflukcja), które mogły spowodować ich odgięcie zgodnie z nachyleniem dawnego stoku (Goździk, 1967; Murton & French, 1993). Odszałcenie górnej części klina „K0” nastąpiło w wyniku procesów ścinania w subglacjalnej warstwie deformacyjnej łądolodu (Hart i in., 1990), który odłożył glinę R2c.

Model formowania

Uzyskane wyniki badań pozwoliły na odtworzenie zdarzeń paleogeograficznych, podczas których nastąpiło formowanie analizowanych jednostek litostratygraficznych oraz powstanie i transformacja rzeźby terenu w Rożentalu (ryc. 6). Przyjmuje się, że po depozycji osadów jednostki R1 nastąpiły na tym obszarze trzy nasunięcia łądolodu (gliny R2a, R2b i R2c), przedzielone okresami bez pokrywy lodowej, podczas których narastała wieloletnia zmarzlina i rozwijały się struktury peryglacjalne.

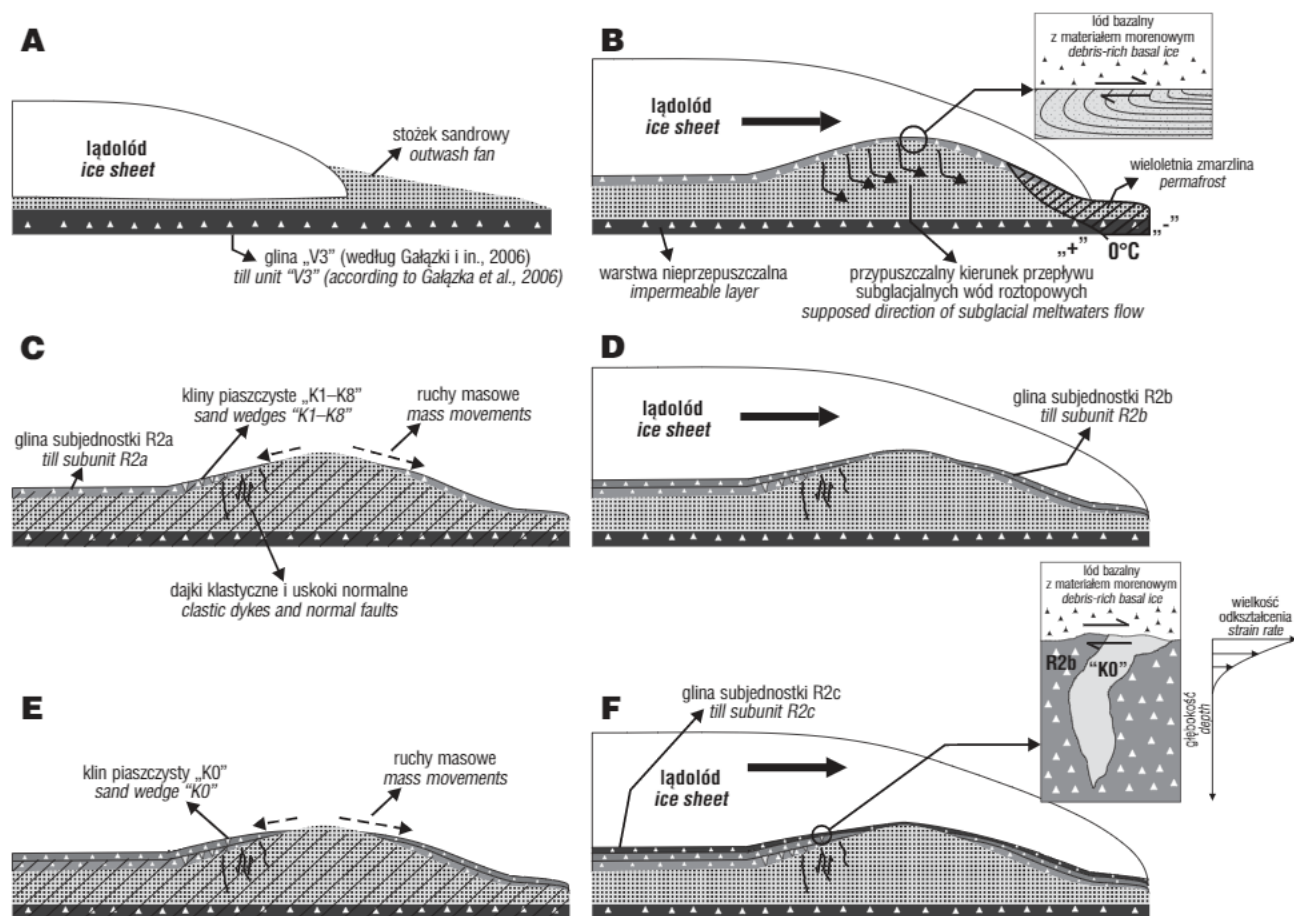
Osady jednostki R1 najprawdopodobniej były akumulowane na stożku sandrowym w strefie kontaktu z czołem łądolodu (ryc. 6A). Prawdopodobnie już wtedy powstała pozytywna forma w rzeźbie terenu. W kolejnym etapie (ryc. 6B) forma ta została przekroczona przez łądolód, który nasunął się z kierunku północnego. Podczas tego nasunięcia łądolód zaburzył górną część piaszczysto-żwirowych osadów jednostki R1 (powstanie fałdu leżącego), a następnie odłożył glinę R2a. Różnica pomiędzy wergencją struktur glacitektonicznych w osadach piaszczysto-żwirowych, a ukierunkowaniem dłuższej osi głazików w przykrywającej je glinie R2a sugeruje, iż deformacje podłoża i uwalnianie materiału morenowego ze stopu łądolodu nie następowało równocześnie. Nie potwierdza to też sugestii Gałązki i in. (2009) o zaangażowaniu gliny R2a w deformacje podścielających ją osadów

piaszczysto-żwirowych. Procesy tworzenia fałdu leżącego oraz dajek klastycznych w osadach jednostki R1 zachodziły w warunkach wysokiego ciśnienia wód porowych. Przypuszcza się, że takie warunki mogły być spowodowane utrudnionym drenażem wód subglacjalnych w związku z występowaniem w podłożu jednostki R1 utworów słabo przepuszczalnych (głina V3 wg Gałązki, 2006a) oraz prawdopodobnie obecnością klina wieloletniej zmarzliny poniżej brzeżnej części łądolodu. Niewykluczone, że późniejsze przebicie wód subglacjalnych przez wieloletnią zmarzlinę i ich drenaż do strefy proglacjalnej (por. Boulton & Caban, 1995) mogły spowodować obniżenie ciśnienia wód subglacjalnych i rozwój deformacji kruchych.

W następnym etapie (ryc. 6C) na analizowanym obszarze nastąpiła recesja łądolodu, a potem agradacja wieloletniej zmarzliny. W suchym klimacie pustyni arktycznej na eksponowanej powierzchni „wzgórza morenowego” rozwinęły się kliny z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym (poziom „K1–K8”). Później doszło do deformacji klinów, a częściowo także erozji gliny R2a w następstwie powolnych ruchów masowych (soliflukcji), jakie zachodziły na stokach tej formy w warstwie czynnej wieloletniej zmarzliny.

Podczas kolejnego etapu (ryc. 6D) nastąpiło nasunięcie łądolodu z kierunku północno-zachodniego. Łądolód ponownie przekroczył wzgórze w Rożentalu i przykrył je kolejną warstwą gliny – R2b. Miejscami, gdzie starsza glina R2a została zerodowana, depozycja gliny R2b była poprzedzona procesami subglacjalnej deformacji i homogenizacji osadów w górnej części jednostki R1. Po recesji łądolodu po raz kolejny na tym obszarze rozwinęła się wieloletnia zmarzlina i w warunkach pustyni arktycznej ponownie powstały kliny piaszczyste (klin „K0” w glinie R2b) oraz rozwijały się powierzchniowe ruchy masowe (ryc. 6E). Ostatnie nasunięcie łądolodu na tym terenie nastąpiło z kierunku zachodniego (ryc. 6F). Najpierw, w następstwie subglacjalnych procesów ścinania doszło do zaburzenia stropu gliny R2b, w tym górnej części klina „K0”, a następnie odłożona została glina R2c, która obecnie buduje powierzchnię terenu w rejonie badanego odsłonięcia.

Zdaniem autorów zaprezentowane powyżej wyniki badań odsłonięcia w Rożentalu wskazują na to, iż wzgórze morenowego w Rożentalu nie można interpretować ani jako moreny czołowej spiętrzonej, jak to wcześniej zakładał Pasierbski (1984), ani też jako formy szczelinowej, jak później uważali Gałązka i in. (2006a, 2009). Przeczą temu: subglacjalna geneza deformacji fałdowych oraz struktur iniekcyjnych w górnej części osadów jednostki R1, subglacjalna geneza leżących powyżej jednostki R1 warstw glin R2a, R2b i R2c oraz kliny piaszczyste stwierdzone w glinach R2a i R2b. Autorzy uważają, że wzgórze w Rożentalu może być rodzajem „formy przejechanej” (*overridden landform*) o starszych założeniach, stanowiącej część współczesnej pagórkowatej wysoczyzny morenowej. Co prawda glina morenowa nie pokrywa całego badanego wzgórza w jednakowym stopniu (jej miąższość maleje ku kulminacji formy, gdzie miejscami zanika ona zupełnie), jednak nie wyklucza to kilkukrotnego jej przekroczenia przez łądolód. W warunkach subglacjalnej transformacji depozycja materiału morenowego na powierzchni wzgórza mogła zachodzić z różną intensywnością w różnych jego częściach, zależnie od lokalnych



Ryc. 6. Model formowania i transformacji rzeźby terenu w Rożentalu. (A) Akumulacja osadów jednostki R1 na stożku sandrowym w strefie kontaktu z czołem ładolodu i utworzenie pozytywnej formy terenu. (B) Przekroczenie formy przez ładolód; tworzenie przebiegi hydraulicznych; deformacja subglacjalna górnej części jednostki R1 i formowanie gliny R2a. (C) Recesja ładolodu; agradacja wieloletniej zmarzliny; tworzenie klinów piaszczystych. Następnie degradacja wieloletniej zmarzliny i deformacja klinów w warstwie czynnej permafrostu. (D) Ponowne nasunięcie ładolodu i formowanie gliny R2b. (E) Recesja ładolodu i ponowny rozwój wieloletniej zmarzliny wraz z klinami piaszczystymi. (F) Ostatnie nasunięcie ładolodu; deformacja subglacjalna górnej części gliny R2b i kłina "K0" oraz formowanie gliny R2c

Fig. 6. Model of formation and transformation of the Rożental landscape. (A) Deposition of the sediments of R1 unit as an outwash fan close to the ice margin and formation of a positive landform. (B) The landform overriding by the ice sheet; formation of subglacial injections; subglacial deformation of the upper part of R1 unit and formation of R2a till. (C) Ice sheet retreat; permafrost development; sand wedges formation. Then permafrost decay and deformation of sand wedges within permafrost active layer. (D) Ice sheet re-advance and formation of R2b till. (E) Ice sheet retreat and development of permafrost with sand wedges. (F) The last ice sheet advance; subglacial deformation of the upper part of R2b till and sand wedge "K0", formation of R2c till

warunków litologicznych podłoża i zróżnicowanego drenażu wód subglacjalnych (por. Kjaer i in., 2003). Niewykluczone również, iż wpływ na cieniowanie warstw glin w szczytowej części wzgórza mogły mieć procesy denudacyjne (np. soliflukcja), działające w okresach rozdzielających poszczególne nasunięcia ładolodu (opisana wcześniej erozja gliny R2a), jak i po jego ostatecznym ustąpieniu. Wprawdzie subglacjalna transformacja badanej formy była już sugerowana wcześniej (Gałązka i in., 2006a, b, 2009), jednak nie było dotychczas przekonujących dowodów sedymentologicznych, które potwierdzałyby taką interpretację.

W świetle zaprezentowanych wyników wzgórze morenowe w Rożentalu jest więc formą przetrwałą o złożonej genezie. Autorzy uważają, iż obszar ten może mieć cechy rzeźby „palimpsestowej” (Kleman, 1992, 1994; Benn & Evans, 1998; Molewski, 2007), częściowo przechowującej

starsze formy terenu, ukształtowane w kilku etapach przed ostatnim nasunięciem ładolodu.

Kwestią otwartą pozostaje zagadnienie wieku przetrwałej rzeźby terenu w Rożentalu. Wynika to przede wszystkim z braku dostatecznych danych odnośnie wieku osadów jednostki R1 i osadów wypełniających kliny piaszczyste. Zbliżone cechy petrograficzne glin R2a, R2b i R2c leżących w superpozycji powyżej jednostki R1 sugerują, że prawdopodobnie są one zapisem litostratygraficznym trzech nasunięć ładolodu podczas zlodowacenia wisły (por. Lisicki, 2003). Jednakże, jak na razie nie ma wystarczających przesłanek do określenia pozycji i rangi stratygraficznej tych nasunięć, jak i rozdzielających je okresów bez pokrywy lodowej. Nasunięcia ładolodu mogą bowiem reprezentować zarówno odrębne stadiały zlodowacenia wisły (por. Marks, 1988, 1991; Lisicki, 2003), jak również fazy transgresyjne czy lokalne oscylacje krawędzi ładolodu w stadiałach głównym ostatniego zlodowacenia (por. Ga-

łązka i in., 2006b). Nie można też wykluczyć, że jednostka R1 i warstwa gliny R2a powstały podczas starszego zlodowacenia (np. w stadiach warty), a zapisem zlodowacenia wisły są jedynie młodsze warstwy glin R2b i R2c. W tym kontekście niezwykle interesującym wątkiem w dyskusji wydaje się być sugerowane na tym obszarze nasunięcie lodolodu vistuliańskiego, poprzedzające stadiał główny ostatniego zlodowacenia (*pre-LGM ice sheet advance*), ok. 33–37 ka tysięcy lat temu (Marks, 2010). Niewykluczone, iż jedna z glin występujących w analizowanym odsłonięciu (R2a lub R2b) może odpowiadać wiekowo temu potencjalnemu nasunięciu.

Do rozstrzygnięcia tego problemu niezbędne są jednak dalsze badania w tym stanowisku, w tym przede wszystkim oznaczenie wieku OSL osadów jednostki R1 oraz materiału wypełniającego kliny piaszczyste rozwinięte w glinach R2a i R2b. Celowe wydaje się również prowadzenie badań sedymentologicznych o podobnym zakresie w innych odsłonięciach w północno-zachodniej części Garbu Lubawskiego.

Badania zostały sfinansowane ze środków grantu promotorskiego UMK nr 328-G oraz projektu badawczego MNiSW nr N N306 316835. Autorzy dziękują dr Dariuszowi Gałązce za krytyczne uwagi zawarte w recenzji, które przyczyniły się do powstania ostatecznej wersji artykułu.

Literatura

- BENN D.I. 2004 – Macrob fabric. [In:] Evans D.J.A. & Benn D.I. (eds.), A practical guide to the study of glacial sediments, Arnold: 93–114.
- BENN D. & EVANS D.J.A. 1996 – The interpretation and classification of subglacially-deformed materials. *Quaternary Science Reviews*, 15: 23–52.
- BENN D. & EVANS D.J.A. 1998 – Glaciers and Glaciation. Arnold: 1–734
- BER A. 2007 – Glacitektoniczne wyspowe wyniesienia (GWW) – ich uwarunkowania genetyczne i związki z głębszym podłożem. [W:] Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia. XIV Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, PIG, Warszawa: 43–44.
- BER A. 2009 – Vertical stress of the Pleistocene continental glaciers and its hypothetical evidence in present relief of northern Europe. *Polish Geological Institute Special Papers*, 29: 7–12.
- BOULTON G.S. & CABAN P.E. 1995 – Groundwater flow beneath ice sheet: Part II – Its impact on glacier tectonic structures and moraine formation. *Quaternary Science Reviews*, 14: 563–587.
- BOULTON G.S. & HINDMARSH R.C.A. 1987 – Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *Journal of Geophysical Research*, 92: 9059–9082.
- CLARK P.U. & HANSEL A.K. 1989 – Clast ploughing, lodgement and glacier sliding over a soft glacier bed. *Boreas*, 18: 201–207.
- CZERWONKA J. 1998 – Litostratygrafia glin lodowcowych: uwagi metodyczne. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 385: 113–126.
- DREIMANIS A. 1989 – Tills, their genetic terminology and classification. [In:] Goldthwait R.P. & Mutsch C.L. (eds.), *Genetic Classification of Glacigenic Deposits*. A.A. Balkema, Rotterdam: 17–84.
- EVANS D.J.A., PHILLIPS E.R., HIEMSTRA J.F. & AUTON C.A. 2006 – Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews*, 78: 115–176.
- EYLES N., EYLES C.H. & MIALI A.D. 1983 – Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictic sequences. *Sedimentology*, 30: 393–410.
- FRENCH H.M. 2007 – The periglacial environment. John Wiley & Sons: 1–458.
- GALON R. 1972 – Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne. [W:] *Geomorfologia Polski*, PWN, Warszawa, tom 2: 129–156.
- GAŁĄZKA D. 2004 – Zastosowanie makroskopowych badań eratyków przewodnich do określenia stratygrafii glin lodowcowych środkowej i północnej Polski. Maszynopis pracy doktorskiej, Arch. Wydz. Geol. UW: 1–255.
- GAŁĄZKA D. 2006a – Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, ark. Lubawa. CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GAŁĄZKA D. 2006b – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, ark. Lubawa. CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GAŁĄZKA D., KRYSIAK Z., RYCHEL J. & WORONKO B. 2006a – Forma szczelinowa w Rożentalu: glacitektonika, sedimentacja, stratygrafia. Poster prezentowany podczas XIII Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski.
- GAŁĄZKA D., MARKS L. & MORAWSKI W. 2006b – Maksymalny zasięg lodolodu zlodowacenia wisły w południowo-zachodniej części Mazur. [W:] Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża. *Materiały XIII Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski*, PIG, Warszawa: 14–18.
- GAŁĄZKA D., RYCHEL J. & KRYSIAK Z. 2009 – Struktury glacitektoniczne a dynamika lodolodu zlodowacenia wisły na zachodnim skłonie Garbu Lubawskiego. *Prace Państw. Inst. Geol.*, 194: 27–34.
- GAŁĄZKA D. & SŁODKOWSKA B. 2006 – Budowa geologiczna moreny międzylodowej Wzgórz Dylewskich. [W:] Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża. *Materiały XIII Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski*, PIG, Warszawa: 168–170.
- GOŹDZIK J.S. 1967 – Fauchage des fentes en coin dū aux mouvements de masses sur de pentes douces. *Buletyn Peryglacjalny*, 16: 133–146.
- GOŹDZIK J.S. 1973 – Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w środkowej Polsce. *Acta Geographica Lodziensis*, 31: 1–117.
- HART J.K., HINDMARSH R.C.A. & BOULTON G.S. 1990 – Styles of subglacial glaciotectionic deformation within the context of the Anglian Ice sheet. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15: 227–241.
- JAROSZEWSKI W. 1991 – Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glacitektonicznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 61: 153–206.
- KARUKAPP R. & RAUKAS A. 2004 – Late ice streams in southern Estonia and northern Latvia. [In:] *International field symposium on Quaternary geology and modern terrestrial processes*, Abstract of papers and posters, Riga: 28–30.
- KENIG K. 1998 – Petrograficzne podstawy stratygrafii glin morenowych Polski północno-wschodniej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 380: 1–99.
- KJAER K.H., KRÜGER J., & VAN DER MEER J.J.M. 2003 – What causes till thickness to change over distance? Answers from Myrdalsjökull, Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1687–1700.
- KLEMAN J. 1992 – The palimpsest landscape in northwestern Sweden. *Geografiska Annaler*, 74A (4): 305–325.
- KLEMAN J. 1994 – Preservation of landforms under ice sheets and ice caps. *Geomorphology*, 9 (1): 19–32.
- KONDRACKI J. 1952 – Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65: 513–597.
- KRYSIAK Z. 2007 – Analiza drobnych struktur glacitektonicznych i jej przydatność w rekonstrukcji kierunków ruchu lodolodu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 425: 35–46.
- LARSEN E. & MANGERUD J. 1992 – Subglacially formed clastic dikes. *Sveriges Geologiska Undersökning*, Ser. Ca 81: 163–170.
- LISICKI S. 2003 – Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 177: 1–105
- MARKS L. 1979 – Foreland influence on Ice-Sheet Movement during the Vistulian (Würm) Glaciation: the case of the Lubawa Elevation (Mazury Lakeland). *Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences*, 26 (3–4): 203–213.
- MARKS L. 1980 – Podłoże i stratygrafia osadów czwartorzędowych w SW części Pojezierza Mazurskiego. *Kwart. Geol.*, 24 (2): 361–276.
- MARKS L. 1984 – Zasięg lodolodu zlodowacenia bałtyckiego w rejonie Dąbrówna i Uzdowa (zachodnia część Pojezierza Mazurskiego). *Buletyn Geologiczny*, 28: 133–173.

- MARKS L. 1988 – Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (Northern Poland). *Zeszyty Naukowe AGH*, 1165: 1–76.
- MARKS L. 1991 – Zasięgi lądolodów zlodowacenia wisły w środkowej i wschodniej Polsce. [W:] Kostrzewski A. (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Wyd. Nauk. UAM: 531–538.
- MARKS L. 2010 – Timing of the late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quaternary Science Reviews*, doi:10.1016/j.quascirev.2010.08.008.
- MARKS L., BER A., GOGOLEK W. & PIOTROWSKA K. (red.) 2006 – Mapa Geologiczna Polski 1 : 500 000, Ministerstwo Środowiska i Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MIALL A.D. 1978 – Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. [In:] *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir, 5: 597–604.
- MOJSKI J. E. 1998 – Isolated Pleistocene elevations in the area of last Scandinavian glaciation between Finnish Bay and Odra Mouth. [In:] *Field Symposium on glacial processes and Quaternary environment in Latvia, Riga*, Abstracts of papers and posters: 45–46.
- MOLEWSKI P. 2007 – Neotektoniczne i glacydynamiczne uwarunkowania wykształcenia plejstocenu Wysoczyzny Kujawskiej. *Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń*: 1–140.
- MORAWSKI W. 2005 – Warmińska prowincja paleogeograficzna plejstocenu (płn.–wsch. Polska). *Prz. Geol.*, 53: 477–488.
- MURTON J.B. 2007 — Ice wedges and ice wedge casts. [In:] Elias S.A. (ed.) *Encyclopedia of Quaternary sciences*, Elsevier: 2153–2170.
- MURTON J.B. & FRENCH H.M. 1993 – Thaw modification of frost-fissure wedges, Richards Island, Pleistocene Mackenzie Delta, western Canadian Arctic. *Journal of Quaternary Science*, 8: 185–196.
- MURTON J.B., WORSLEY P. & GOZDZIK J. 2000 – Sand veins and wedges in cold aeolian environments. *Quaternary Science Reviews*, 19: 899–922.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. & WORONKO B. 1998 – Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. *Prz. Geol.*, 46: 1275–1281.
- PASIERBSKI M. 1984 – Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Wyd. UMK, Toruń*.
- PIOTROWSKI J. A. , LARSEN N. K., MENZIES J. & WYSOTA W. 2006 – Formation of subglacial till under transient bed conditions: deposition, deformation, and basal decoupling under a Weichselian ice sheet lobe, central Poland. *Sedimentology*, 53: 83–106.
- PUNKARI M. 1997 – Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 16: 741–753.
- RAUKAS A. & KARURAPP R. 1999 – Glacial geology of South Estonia. [In:] *Field symposium on Pleistocene stratigraphy and glacial chronology, Excursion guide*, Tartu: 11–16.
- RYCHEL J. & KRYSIAK Z. – 2006, Forma szczelinowa w Rożentalu: glacytekonika, sedimentacja, stratygrafia. [W:] *Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża. Materiały XIII Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski, PIG, Warszawa*: 165–167.
- TYLMANN K. 2008 – Cechy sedimentacyjne, procesy depozycji i stratygrafia osadów plejstocenijskich w stanowisku Rożental koło Lubawy. *Maszynopis pracy magisterskiej, Arch. UMK, Toruń*.
- TYLMANN K. & WYSOTA W. 2008 – Stratygrafia i procesy depozycji osadów plejstocenijskich w stanowisku Rożental koło Lubawy: nowe dane i interpretacje. *XV Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski, Plejstocen Tatr i Podhala – zlodowacenia tatrzańskie, Zakopane, 1–5 września, 2008, Państw. Inst. Geol., Warszawa*: 135–136.
- TYLMANN K. & WYSOTA W. 2009 – Właściwości teksturalne i petrograficzne glin bazalnych w stanowisku Rożental koło Lubawy, NW część Garbu Lubawskiego. *XV Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski, Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia Warty i pojezierza plejstocenijskie na południowym Podlasiu, Zimna Woda k. Łukowa, 31.08–4.09. 2009, Państw. Inst. Geol., Państw. Inst. Badaw., Warszawa*: 133–134.
- VAN DER MEER J.J.M., KJAER K.H. & KRÜGER J. 1999 – Subglacial water-escape structures and till structures, Sletjökull, Iceland. *Journal of Quaternary Science*, 14: 191–205.
- VAN DER MEER J.J.M., KJAER K.H., KRUGER J., RABASSA J. & KILFEATHER A.A. 2009 – Under pressure: clastic dykes in glacial settings. *Quaternary Science Reviews* 28: 708–720.
- ZIELIŃSKI T. 1998 – Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych [W:] *Struktury sedimentacyjne i postsedimentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna. Wyd. Geogr. i Stud. Reg., Warszawa*: 195–253.
- ZIELIŃSKI T. & VAN LOON A. J. (1999) – Subaerial terminoglacial fans I: a semi-quantitative sedimentological analysis of the proximal environment. *Geol. Mijnbouw*, 78: 1–15.
- ZIELIŃSKI T. & VAN LOON A. J. (2000) – Subaerial terminoglacial fans III: overview of sedimentary characteristics and depositional model. *Geol. Mijnbouw*, 79: 93–107.

Praca wpłynęła do redakcji: 6.05.2010 r.

Po recenzji akceptowano do druku: 16.02.2011 r.

