

Dariusz GAŁĄZKA¹, Joanna RYCHEL¹, Zofia KRYSIAK¹

STRUKTURY GLACITEKTONICZNE A DYNAMIKA ŁĄDOŁODU ZŁODOWACENIA WISŁY NA ZACHODNIM SKŁONIE GARBU LUBAWSKIEGO

Abstrakt. Garb Lubawski z kulminacją Wzgórz Dylewskich to obszar masowego występowania struktur glacitektonicznych, związanych z istnieniem w tym rejonie szeregu różnoskalowych stref międzylobowych ukształtowanych podczas stadiału głównego zlodowacenia wisły. Różna dynamika, charakter i czas transgresji łądołodu lobów wiślanego i mazurskiego w czasie ostatniego zlodowacenia znajdują odzwierciedlenie w następstwie struktur glacitektonicznych obserwowanych w odsłonięciach. Odkrywka w rejonie Rożentalu umożliwia prześledzenie przebiegu procesów sedyment-

tacyjnych i glacitektonicznych, które doprowadziły do powstania kilkudziesięciu bliźniaczo podobnych form szczelinowych znajdujących się na zachodnim skłonie Garbu Lubawskiego. Jądro omawianej formy w Rożentalu powstało podczas deglacjacji frontальной pierwszej, maksymalnego nasunięcia łądołodu stadiału głównego zlodowacenia wisły, najprawdopodobniej jako stożek marginalny. Podczas kolejnej (lub kolejnych) oscylacji czoła łądołodu wzgórze to zostało przebudowane we wrzecionowatą formę szczelinową.

Słowa kluczowe: glacitektonika, sedimentologia, kenozoik, Garb Lubawski.

WSTĘP

Obszar badań znajduje się w prowincji Niżu Środkowopolskiego, w podprowincji pojezierzy Południowobałtyckich, w makroregionie Pojezierza Chełmińskiego-Dobrzyńskiego i mezoregionie Garbu Lubawskiego (Kondracki, 2000).

Lokalna kulminacja – Wzgórze Dylewskie – usytuowana w centralnej części Garbu Lubawskiego, stanowi podłużny wał moreny międzylobowej z charakterystyczną wachlarzową strefą kontaktu lobów mazurskiego i wiślanego z ostatniego zlodowacenia (fig. 1) (Gałązka, 2004, 2006). Najwyższa część Garbu Lubawskiego jest silnie porożcinana dolinkami erozyjnymi, u wylotu których utworzyły się rozległe stożki napływowe. Imponujące jak na ten rejon Polski są różnice wysokości względnych pomiędzy kulminacjami moren i otaczającymi je powierzchniami wysoczyzny polodowcowej, dochodzące do 170 m (Lubawa–Wysoka Wieś), a nawet do 210 m (Ostróda–Wysoka Wieś). Największe lokalne deniwelacje stwierdzono na wschód od Pietrzwałdu: 75 m na przestrzeni zaledwie 300 m. Najbardziej charakterystycznymi for-

mami omawianego obszaru są rozległe, zdecydowanie asymetryczne wzgórza i wały moren czołowych spiętrzonych i akumulacyjnych, układające się w wyraźne ciągi o zarysie lobowym z czytelną rozległą strefą międzylobową pomiędzy miejscowościami Pietrzwałd i Bednarki (fig. 1).

W tej strefie lobowej występują największe deformacje glacitektoniczne, stwierdzone m.in. w otworze kartograficznym na szczycie Góry Dylewskiej (312,1 m n.p.m.) do głębokości 411 m (Gałązka, 2006). W rdzeniu wiertniczym obserwowano kilkakrotne powtórzenia miększych serii osadów mioceńskich i oligoceńskich. Interpretację zarysów poszczególnych łusek ułatwiały doskonałe opracowania geofizyczne (elektrooporowe i grawimetryczne), obrazujące różnice w ukształceniu litologicznym osadów czwartorzędowych i starszych (głównie iłów mioceńskich). Dzięki temu powstał stosunkowo precyzyjny obraz budowy i ukształtowania bezpośredniego podłoża osadów czwartorzędowych dla omawianego obszaru (fig. 2).

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: dariusz.galazka@pgi.gov.pl, joanna.rychal@pgi.gov.pl, zofia.krysiak@pgi.gov.pl

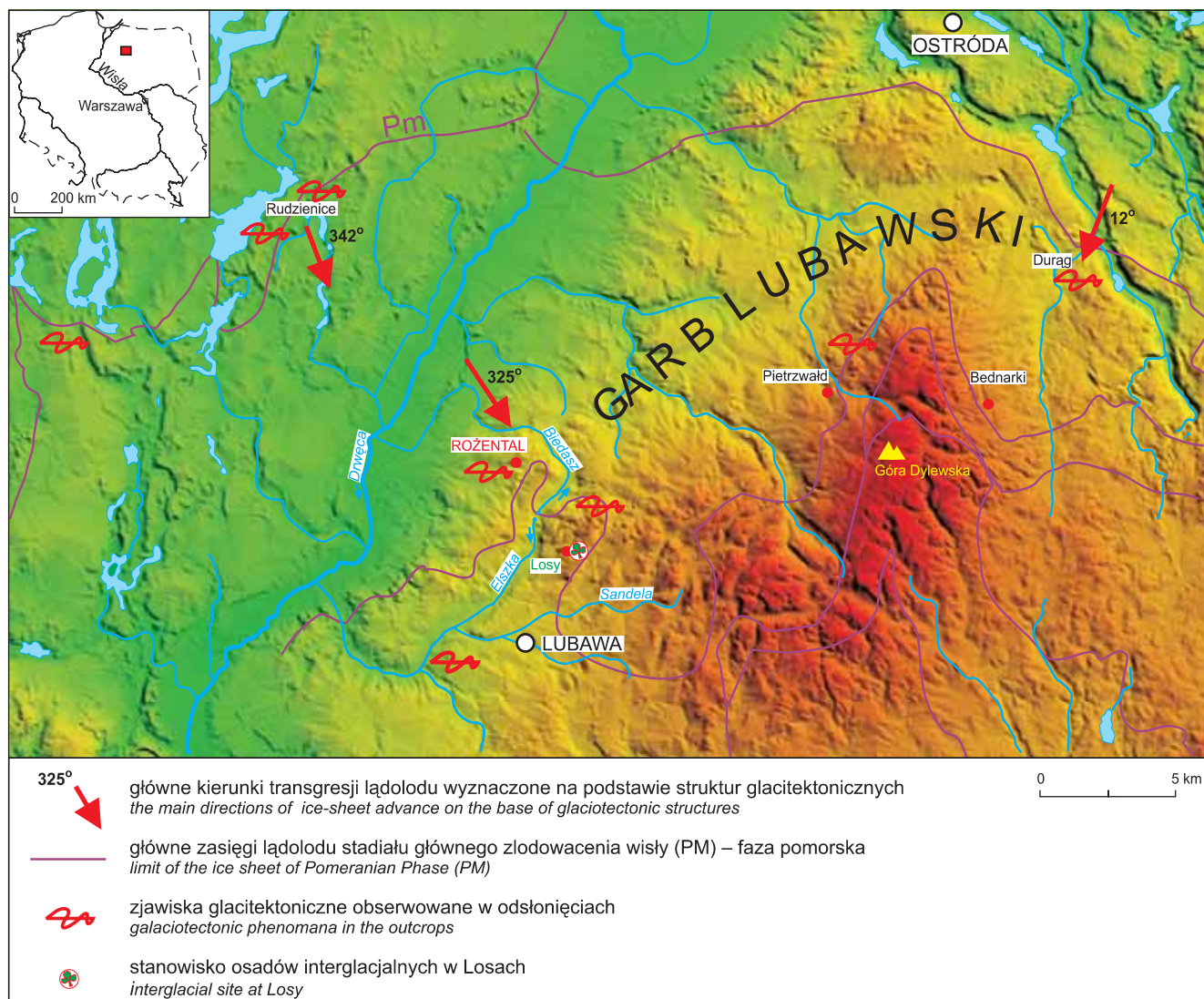


Fig. 1. Współczesna rzeźba rejonu Wzgórz Dylewskich

Land form of Dylewskie Hills area

Zachodni skłon Garbu Lubawskiego pomiędzy Lubawą i Ostródą charakteryzuje się wyjątkowo urozmaiconą rzeźbą polodowcową. Składają się na nią przede wszystkim moreny czołowe spiętrzone i akumulacyjne wraz z okalającą ją falistą wysoczyzną polodowcową. Formy te powstały prawdopodobnie podczas fazy poznańskiej zlodowacenia wisły (Kondracki, 1952; Churski, 1996; Gałązka, 2006). Występują tam również liczne formy szczelinowe, pagórki kemowe, pojedyncze moreny martwego lodu oraz niewielkie obniżenia wytopiskowe, w większości wypełnione torfami, namułami organicznymi i/lub osadami deluwialnymi. Na całym obszarze centralnej części zachodniego skłonu Garbu Lubawskiego nie stwierdzono ryńien polodowcowych. Odpływ wód subglacjalnych uniemożliwiła potężna strefa międzylobowa Wzgórz Dylewskich.

Za ostatecznym ukształtowaniem się rzeźby omawianego obszaru w czasie fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia (transgresywnej w tym rejonie) przemawiają m.in. dane uży-

skane z datowania wielkich głazów narzutowych metodą izotopów kosmogogenicznych (Rinterknecht i in., 2005) oraz obserwacje terenowe w stosunkowo licznych, nieźle zachowanych odsłonięciach. Strefa kontaktu lokalnych lobów lodowcowych poruszających się z odmiennych kierunków, podobna do strefy międzylobowej Wzgórz Dylewskich (choć w znacznie mniejszej skali), jest zlokalizowana na południowy wschód od miejscowości Rożental (fig. 1).

Stanowisko w Rożentalu znajduje się około 5 km na północny wschód od Lubawy i około 1,5 km na południowy zachód od miejscowości Rożental. Forma, w której zlokalizowano odsłonięcie, stanowi symetryczny wrzecionowaty wał przebiegający z SW na NE, o długości około 1 km, szerokości około 350 m i wysokości prawie 15 m.

W sąsiedztwie znajduje się pięć podobnych, mniejszych form, a dalej na wschód – kolejnych kilkadziesiąt. Są to formy szczelinowe powstałe z przebudowania podczas omawianej

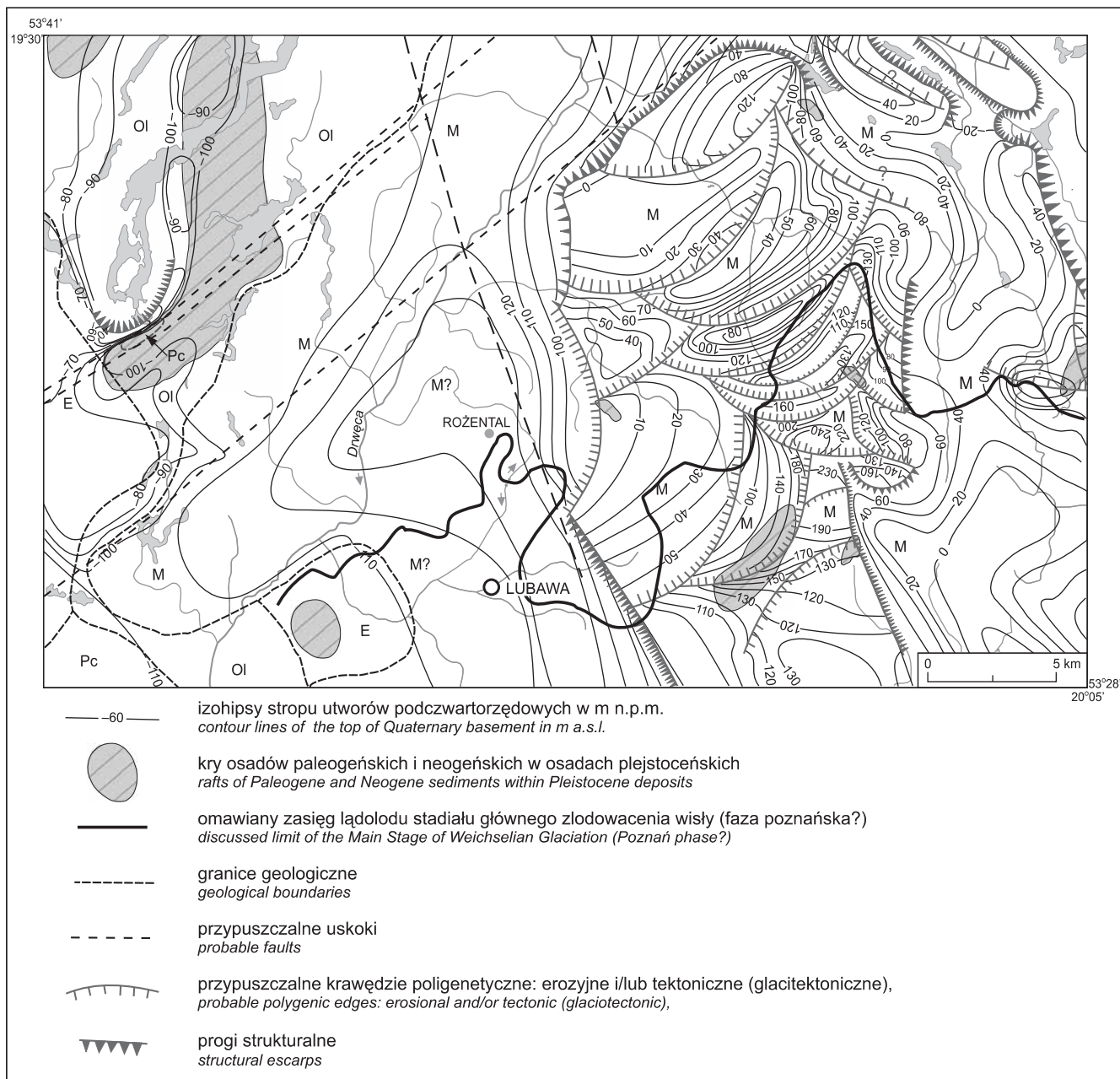


Fig. 2. Budowa i ukształtowanie podłoża osadów czwartorzędowych rejonu Wzgórz Dylewskich

Zestawiono materiały z opracowań SMGP arkusz Hawa (Gałązka, 2003) i Lubawa (Gałązka, 2006); **stratygrafia:** M – miocen, OI – oligocen, E – eocen, Pc – paleocen

Structure and relief of Quaternary basement in the area of Dylewskie Hills

Based on data from DGMP Hawa (Gałązka, 2003) and Lubawa sheets (Gałązka, 2006); **stratigraphy:** M – Miocene, O – Oligocene, E – Eocene, Pc – Paleocene

lokalnej transgresji lądolodu starszych form, głównie czołowomorenowych (np. Rożental), rzadziej kemowych (na wschód od Losów). Falista wysoczyzna polodowcowa jest tam zbudowana z miejscami dwudzielnej gliny piaszczystej o miąższości 4–8 m, a znajdująca się w bezpośrednim sąsiedztwie strefa wzgórz moren czołowych akumulacyjnych i spiętrzonych wyznacza zasięg omawianej lokalnej oscylacji czoła

lądolodu (Gałązka, 2006). Wzgórz te, w odróżnieniu od formy w Rożentalu, mają budowę asymetryczną ze stromą stroną kontaktu lodowego i połączym stokiem dystalnym, a więc budowę i kształt typowy dla moren czołowych: akumulacyjnych i spiętrzonych. Zachowały się tam wyraźne ślady zapisanego w formach marginalnych lokalnego zasięgu lądolodu ostatniego zlodowacenia o charakterystycznym lobowym zarysie.

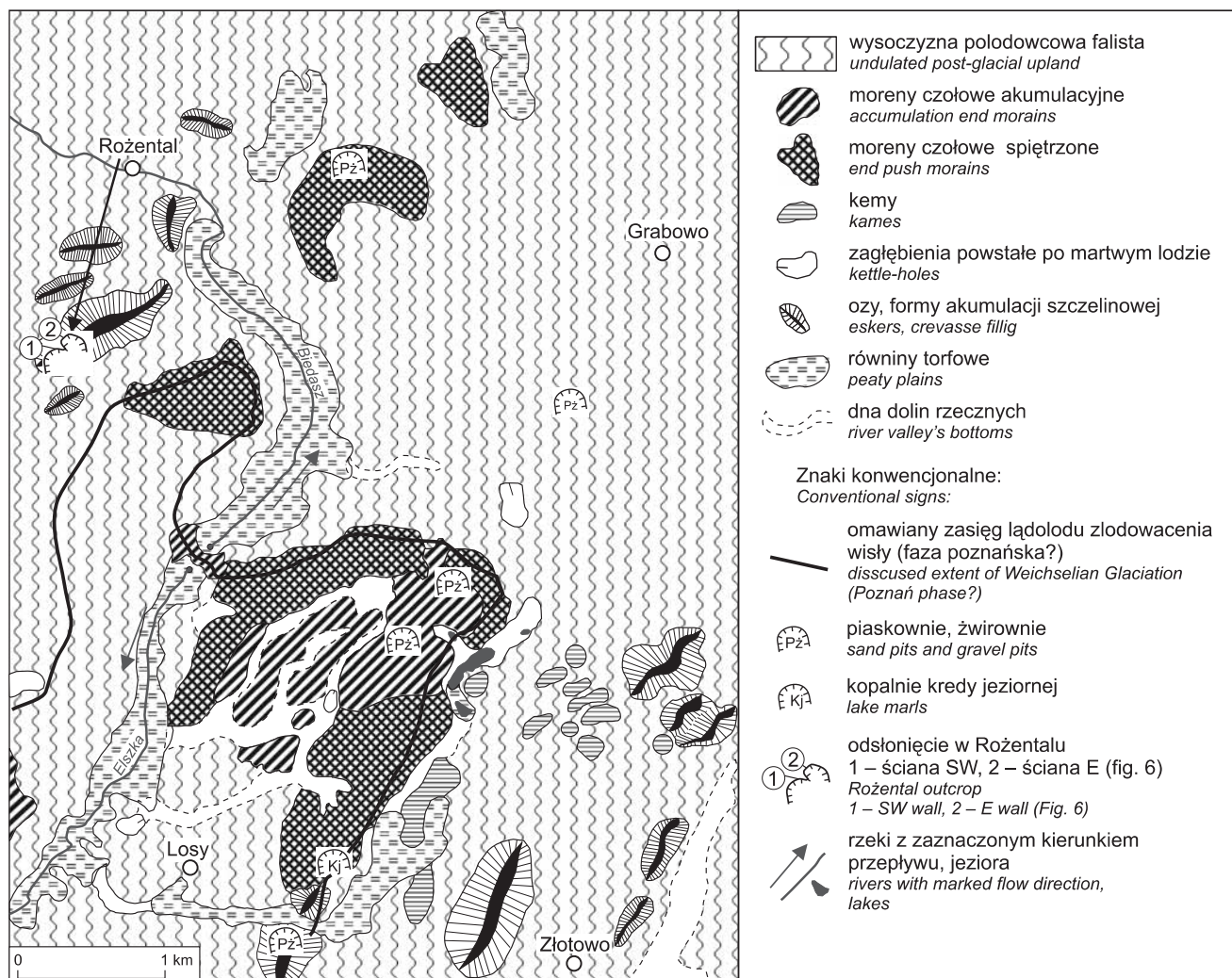


Fig. 3. Szkic geomorfologiczny okolic stanowiska w Rożentalu

Geomorphological sketch of Rożental outcrop surroundings

W rejonie Rożentalu i Losów zasięg ten jest w większości wyznaczony przez moreny spiętrzone i akumulacyjne oraz towarzyszące im zaledwie kilkumetrowej miąższości i szerokości listwy tarasów kemowych, a w glaciodepresji Elszka–Biedasz (Gałązka, 2006) – przez niewielki próg żwirowo-gliniasty,

stanowiący obecnie lokalny wododział (fig. 3). Lokalizacja głównych stref międzylobowych wyraźnie nawiązuje do skomplikowanej budowy i ukształtowania podłoża osadów czwartorzędowych (fig. 2).

SZCZEGÓŁOWY OPIS ODSŁONIĘCIA

Odsłonięcie w Rożentalu znajduje się w czynnej prywatnej żwirowni o wysokich i stromych ścianach. Widoczne w nim osady tworzą jądro starszej formy (ściana NNE–SSW), przemodelowanej ostatecznie w formę szczelinową (ściana WNW–ESE). Na ścianie WNW–ESE jest widoczny fałd z końcowego etapu kształtowania się formy, zaś na ścianie NNE–SSW zaznaczają się te same niezdeformowane litofacje starego jądra. Profil litofacyjny tej ściany dokumentuje sedimentację w warunkach płytkich przepływów zbliżonych do

zalewów warstwowych, charakteryzującą się rytmicznością występowania osadów żwirowych i żwirowo-piaszczystych górnego ustroju prądu. Było to związane z krótkookresową zmiennością tempa ablacji. W warunkach szczytów wezbrań był składany masywny materiał żwirowy, zaś przy opadaniu fali następowała depozycja osadów żwirowo-piaszczystych, warstwowanych poziomo. Dominacja osadów warstwowych horyzontalnie lub małokątowo, bardzo rzadko innych, np. tabularnych związanych z migracją riplemarków, świad-

czy o koncentracji przepływu. Powyższe obserwację sedymentologiczne potwierdzają genetyczną interpretację jądra formy w Rożentalu jako stożka marginalnego.

Forma ta jest miejscami przykryta dwudzielną gliną o miąższości do 3 m. Wykonano makroskopowe oznaczenie eratyków przewodnich we frakcji >20 mm, pobranych z górnej części profilu. Glinę zakwalifikowano do typu petrogra-

ficznego V4, lobu mazurskiego, który charakteryzuje się dużą liczbą eratyków z Wysp Alandzkich i południowo-zachodniej Finlandii (Gałązka, 2004, 2006). W dnie odsłonięcia została wykonana 11-metrowa sonda WH (Gałązka, 2006). Badania petrograficzne gliny pobranej z tej sondy i wykonane dla frakcji 5–10 mm potwierdzają jej przynależność do litotypu B3 (Lisicki, 2003).

DROBNE STRUKTURY GLACITEKTONICZNE

W odsłonięciu w Rożentalu są dobrze widoczne struktury glacitektoniczne średniej i małej skali. Obserwacje można prowadzić na dwóch ścianach. Ściana o kierunku WNW–ESE ukazuje fałd w przekroju poprzecznym (fig. 4, 5), zaś ściana o kierunku NNE–SSW (fig. 6) jest zorientowana skośnie względem struktur. Na szczególną uwagę zasługuje leżący fałd paraboliczny o amplitudzie ok. 3 m, wykształcony w osadach żwirowo-piaszczystych (fig. 5). Jest to fałd wsteczny z przegubem zorientowanym przeciwnie do zwrotu nasuwającego się lądolodu. Świadczą o tym fałdki ciągnięte widoczne na kontakcie górnego skrzydła fałdu (podgięcia warstw) z nadległą gliną oraz orientacja uskoku odwróconych widocznych w obrębie fałdu. Geometria fałdu w części centralnej odpowiada definicji fałdu półkolistego, jednak na zewnętrznej obwiedni obserwuje się wyraźne cieniowanie warstw, typowe dla fałdów symilarnych. Orientacja odsłonięcia po-

zwiała zaobserwować, że warstwy leżące poziomo w jego wschodniej części, ku zachodowi raptownie zaginają się pod kątem prostym, osiągając upady 70–90° (fig. 4). Cała struktura oglądana z pewnej odległości przypomina powrotną falę morską rozbijającą się o wysoki brzeg. Warto zauważyć, że nadległa glina jest także zaangażowana w deformacje, zwłaszcza w strefie przegubu fałdu. Zwrot kompresji (z NW ku SE i z WNW ku ESE), odpowiadający zespołowi opisanych powyżej struktur, znajduje się w przedziale azymutów 325–331° i 285°. Orientacja osi gładów w glinie nad fałdem jest subrównoleżnikowa, imbrykacja ma zwrot z E na W (289°). W przyspągowej części ściany WNW–ESE, w piaskach drobnoziarnistych można zaobserwować regularny system drobnych, połączonych ścięć komplementarnych Riedla (fig. 7), których układ wskazuje na kompresję w azymucie 15°, tj. pod kątem 45° względem głównego kierunku ruchu

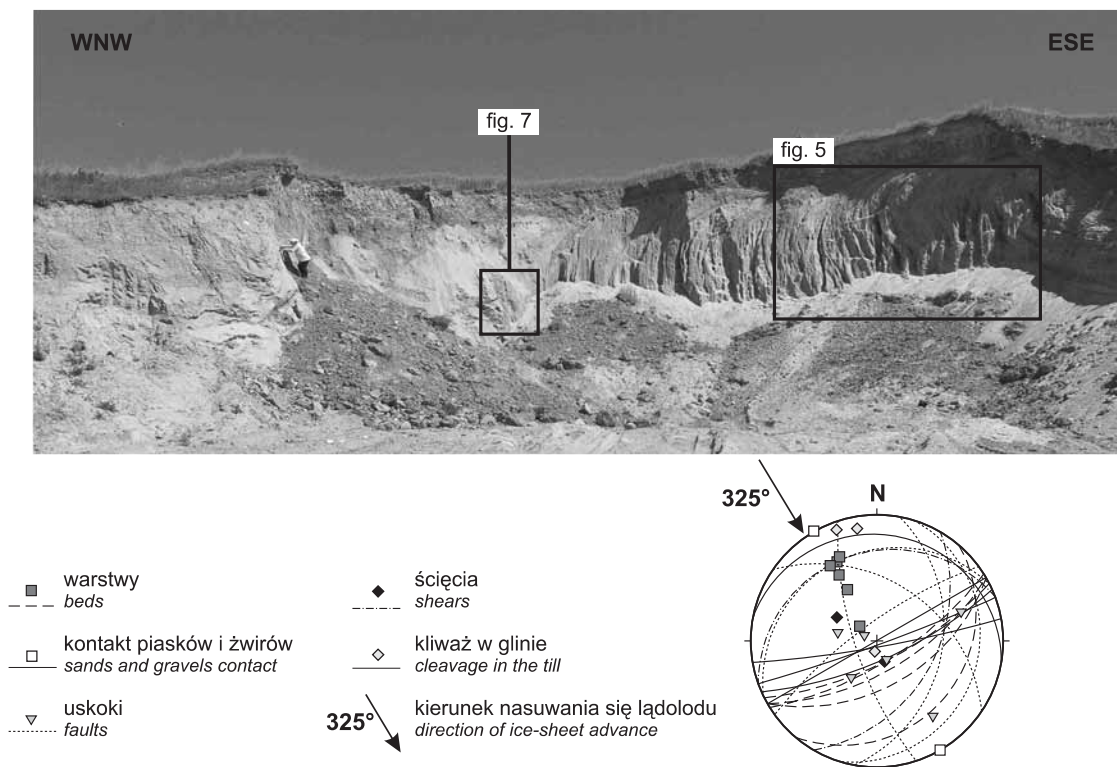


Fig. 4. Widok ogólny południowo-zachodniej ściany odkrywki w Rożentalu z diagramem zbiorczym struktur glacitektonicznych

General view of Rożental outcrop (southwestern wall) with synthetic diagram of glaciotectionic structures

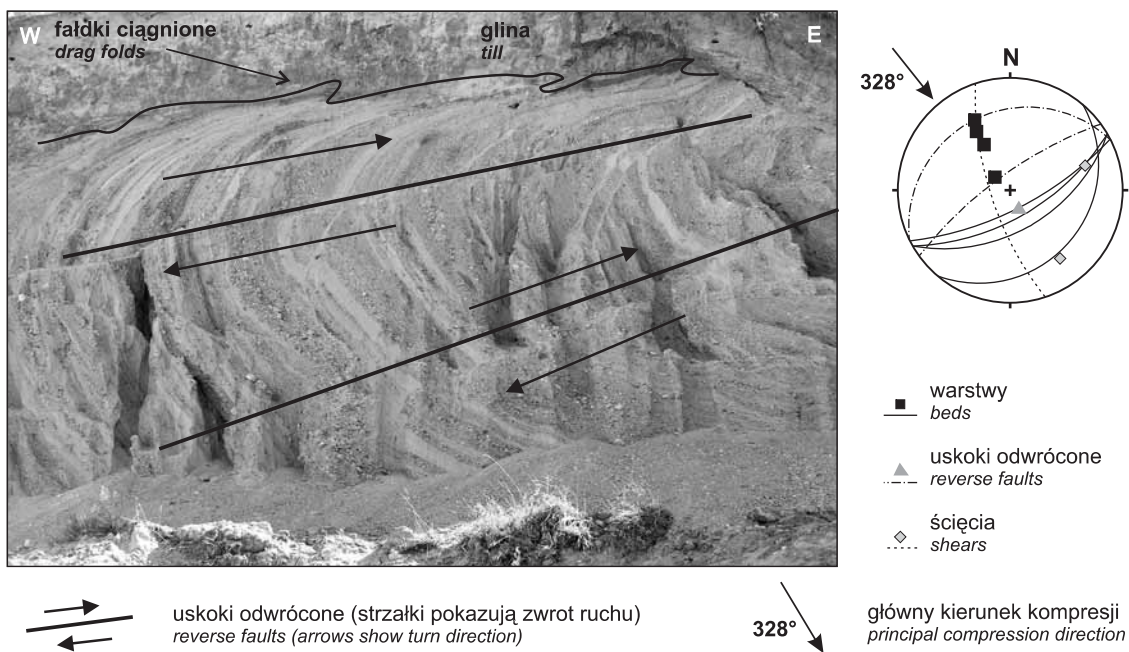


Fig. 5. Wsteczny fald cylindryczny

Reverse cylindrical fold

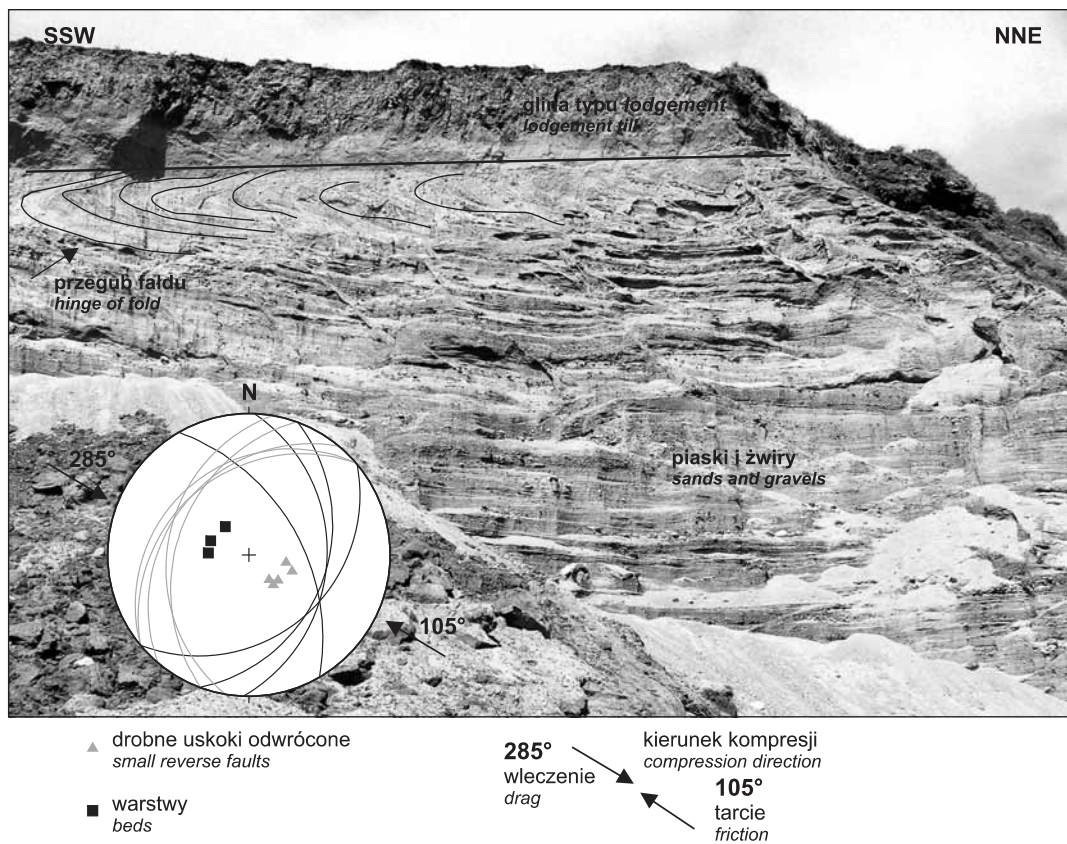


Fig. 6. Skrzydło brzuszne fałdu parabolicznego na wschodniej ścianie odsłonięcia w Roźentalu

Ścienia Riedla przekształcone w drobne uskoki odwrócone

Lower limb of parabolic fold on the eastern wall of Roźental outcrop

Riedel shears converted into small reverse faults

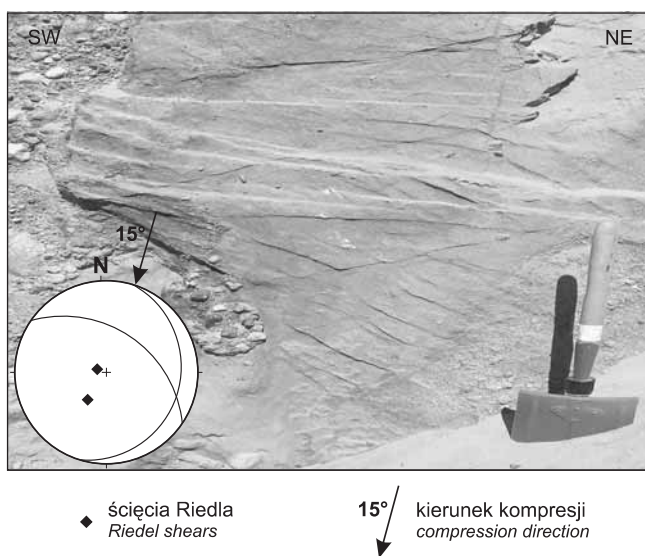


Fig. 7. Ściana Riedla w spągu silnie zaburzonej gliny zwalowej

Riedel shears at the bottom of strongly deformed till



z NW (azymut ok. 330°) ku SE. Ów system ścieg ma charakter struktur drugiego rzędu względem wszystkich poprzednio opisanych. Lokalnie obserwuje się kulisty układ jednego z zespołów tych ścieg, które można uważać za ściana typu Riedla. Także na ścianie NNE–SSW (fig. 6) są widoczne drobne uskoki odwrócone tnące osady piaszczysto-żwirowe, które można uznać za przekształcone pierwotne ściana Riedla (zespół wysokokątowy). Podgięcia warstw piaszczysto-żwirowych w stropie odsłonięcia poniżej kontaktu z gliną są zapisem wstecznego wleczenia.

DYSKUSJA WYNIKÓW I WNIOSKI

Opisany powyżej zespół struktur glacictektonicznych dokumentuje dwa etapy deformacji różniących się charakterem.

Etap pierwszy odpowiada tworzeniu się samego fałdu, można go określić jako etap deformacji plastycznych. Podgięciu warstw i ich stromemu ustawieniu towarzyszyło plastyczne płynięcie i ciągnięcie, o czym świadczy cieniowanie lamin na zewnętrznej obwiedni fałdu oraz obecność fałdków ciągniomych na kontakcie warstw z nadległą gliną.

Etap drugi (nieco późniejszy) odpowiada dalszej przebudowie utworzonego już fałdu, można go określić jako etap deformacji kruchych. Powstały wówczas ściana typu Riedla i liczne drobne uskoki normalne i odwrócone.

O ile w pierwszym etapie osady były jeszcze półplastyczne, to w drugim zachowywały się jak ciało kruche. Przedział czasowy pomiędzy tymi etapami nie musiał być długi, jednak można sądzić, że szybkie ponowne wkroczenie lądolodu na wcześniej złożone osady (piaski i żwiry – stożka glacialmarginalnego?) spowodowało najpierw deformacje plastyczne upłynnionego osadu, a następnie ścianaowe (kruche) osadów już zamarzniętych. Podobne zjawiska były opisywane ze współczesnych środowisk glacialnych, gdzie stwierdzono do-

bre zachowanie pierwotnych struktur sedymentacyjnych w obrębie form glacictektonicznych, przypisując to szybkiej szarzy lodowej (por. Andrzejewski, 2002). Powszechność drobnych struktur ścianaowych i uskoków, zwłaszcza w przyspągowych częściach profilu, może się też tłumaczyć wzrostem ciśnienia wód porowych i wzrostem tarcia.

Interpretacja kierunku bądź kierunków nasuwania się lądolodu na podstawie struktur glacictektonicznych jest kwestią dyskusyjną (zob. Wateren, 1981; Henriksen i in., 2001; Manley i in., 2001; Aber, Ber, 2007). W przypadku czasu powstawania deformacji glacictektonicznych widocznych w odsłonięciu w Rożentalu można mówić o jednym kierunku transgresji lądolodu z NW (ok. 330°). Wsteczna wergencja fałdu i pochylenie niektórych uskoków odwróconych (wskazujące na zwrot kompresji z SE na NW) są zdaniem autorów związane z silnym tarcie przy kontakcie z podłożem i anormalnie wysokim ciśnieniem wód porowych.

Niewykluczone, że cała struktura powstała w wyniku deformacji glacictektonicznej osadów znajdujących się w szczelinie subglacialnej.

LITERATURA

- ABER J.S., BER A., 2007 — Glaciotectonism. Develop. Quatern. Sc., 6. Elsevier, Amsterdam.
- ANDRZEJEWSKI L., 2002 — The impact of surges on the ice-marginal landsystem of Tunganaarjokull, Iceland. *Sedim. Geol.*, 149: 59–72.
- CHURSKI Z., 1996 — Park Krajobrazowy Wzgórz Dylewskich – warunki fizjograficzne, 2. Arch. Dyr. Parku, Jerzwałd.
- GAŁĄZKA D., 2003 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Iława. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GAŁĄZKA D., 2004 — Badania eratyków przewodnich z glin zwalowych w sąsiedztwie strefy międzylobowej, rejon Iławy (północna Polska). XI Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski, Supraśl, 30.08–3.09.2004. Materiały Konferencyjne: 37–39. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GAŁĄZKA D., 2006 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Lubawa. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- HENRIKSEN M., MANGERUD J., MASLENIKOVA O., MATIOUCHKOV A., TVARANGER J., 2001 — Weichselian stratigraphy and glaciotectionic deformation along the lower

- Pechora River, Arctic Russia. *Global And Planetary Change*, **31**, 1–4: 297–317.
- KONDRACKI J., 1952 — Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **65**: 513–597.
- KONDRACKI J., 2000 — Geografia fizyczna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- LISICKI S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**.
- MANLEY W.F., LOKRANTZ H., GATAULLIN V., INGOLFSSON O., FORMAN S.L., ANDERSSON T., 2001 — Late Quaternary stratigraphy, radiocarbon chronology, and glacial history at Cape Shpinder, southern Kara Sea, Arctic Russia. *Global and Planetary Change*, **31**, 1–4: 239–254.
- RINTERKNECHT V.R., MARKS L., PIOTROWSKI J.A., RAISBECK G.M., YIOU F., BROOK E.J., CLARK P.U., 2005 — Cosmogenic ^{10}Be ages on the Pomeranian Moraine, Poland. *Boreas*, **34**, 2: 186–191.
- VAN DER WATEREN F.M., 1981 — Glacial tectonics at the Kwinteloijen Sandpit, Rhenen, The Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst.*, **35–2/7**: 252–268.

GLACIOTECTONIC STRUCTURES AND DYNAMICS OF WEICHSELIAN ICE-SHEET, WESTERN SLOPE OF LUBAWA HUMMOCK

Abstract. The Lubawa Ridge with Dylewskie Heights are abundant in glaciotectionic phenomena related to many intra-lobe zones (varied in scale) observed in this area. These zones were formed during the main stage of the Weichselian (= Vistulian) Glaciation. Different dynamics and timing of the advance of the Vistulian and Mazury lobes from the Last Glaciation are reflected in the succession of glaciotectionic structures observed in the Rożental outcrop. The Rożental outcrop is unique for investigation of sedimentary and

glaciotectionic processes. Rożental hill is one of several tens of crevasse landforms present on the western slope of the Lubawa Ridge. Rożental hill was created during frontal deglaciation of the first-maximal Weichselian ice-sheet advance (the main stage). Primarily, it was probably an ice-marginal fan. The hill was rebuilt into a spindle-shaped crevasse landform during the next oscillation (or oscillations) of the glacier front.

Key words: glaciotectionics, sedimentology, Cainozoic, Lubawa Hummock.

SUMMARY

The outcrop at Rożental, 5 km northeast of Lubawa, was studied for the Lubawa sheet of *Detailed geological map of Poland, scale 1:50,000* (Gałązka, 2006). It was presented in detail during the 13th Conference “Pleistocene Stratigraphy of Poland” held in September 2006. Sedimentary and glaciotectionic structures visible there gave rise to a strong discussion about the origin of the structures and event chronology. This paper is a prove of description of all observations with regard to the questions and comments submitted by the disputants.

Western slope of the Lubawa Hummock is abundant in positive landforms of various origin with prevalence of push moraines, accumulative crevasse landforms and kames. In the whole area, no subglacial troughs occur. A canalized drainage system of subglacial waters was stopped by giant landforms building the Dylewskie Hills intra-lobe zone which consists of strongly glaciotectionically deformed Neo- and Paleogene sediments covered by Quaternary deposits (several

tens of metres in thickness). However, in a different scale but identical in character is the Rożental–Losy intra-lobe zone with three lobes visible in the morphology (Fig. 1). The outcrop at Rożental occurs at the contact zone of the Drwęca and Biedasz lobes. Sandy-gravel deposits, recently observed in the NNE–SSW pit wall, lie horizontally and are undisturbed. These deposits are a core of a primary marginal fan formed during an earlier stage of frontal deglaciation of this area. Transport directions measured in these sediments indicate the main supply of material from the east. The next local ice-sheet advancing from the north-western direction caused a complete restructuring of the primary landform. Older deposits of the marginal fan occurring in the western side of the hummock were intensely glaciotectionically deformed. The landform as a whole was partly transgressed and partly flowed round by the glacier that reached as far as 500–800 m away towards the east, creating an impressive push moraine at its maximum extent (Fig. 3).