

Marcin ŻARSKI<sup>1</sup>, Zofia KRYSIAK<sup>1</sup>

## STRUKTURY GLACITEKTONICZNE W STREFIE MAKSYMALNEGO ZASIĘGU ZŁODOWACENIA WARTY W REJONIE HUTY RADORYSKIEJ (WYSOCZYNA ŻELECHOWSKA)

**Abstrakt.** Maksymalny zasięg lądolodu warty na Wysoczyźnie Żelechowskiej sięgał po dolinę dolnego Wieprza. Strefie maksymalnego zasięgu towarzyszą moreny czołowe i zaburzenia glacitektoniczne. Morena czołowa w Hucie Radoryskiej powstała w wyniku spiętrzenia i odkłucia piasków i żwirów wodnolodowcowych przez lądolód zlodowacenia warty. Sytuacja geomorfologiczna otoczenia odsłonięcia oraz wykonane pomiary mezostruktur glacitektonicznych pozwoliły wyróżnić trzy etapy ewolucji czoła lądolodu: fazę

postępu, fazę nasunięcia i fazę recesji. Główny kierunek kompresji (z NE na SW) 20–50°, wyznaczony na podstawie mezostruktur, odpowiada kierunkowi nasuwania się lądolodu. Geometryczny układ i rozkład przestrzenny wszystkich mezostruktur dowodzi, że są to struktury drugiego rzędu względem wielkiego odkłucia cylindrycznego w którego obrębie się znajdują.

Uzyskane wyniki świadczą o dużej dynamice lądolodu zlodowacenia warty na badanym obszarze.

**Słowa kluczowe:** analiza mezostrukturalna, glacitektonika, zlodowacenie warty, plejstocen, Huta Radoryska.

### WSTĘP

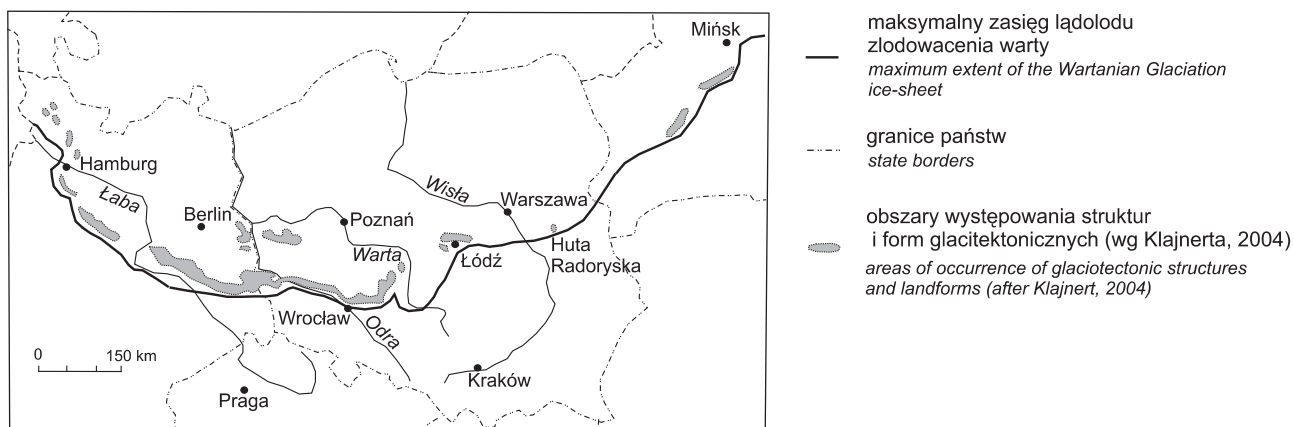
Huta Radoryska znajduje się, według podziału fizyczno-geograficznego Kondrackiego (2001), we wschodniej części mezoregionu Wysoczyzny Żelechowskiej. Pod względem geologicznym leży ona w strefie maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia warty, rozciągającej się w poprzek Europy: od okolic Hamburga, przez Wrocław, Łódź, Hutę Radoryską do Mińska na Białorusi (fig. 1). W obrębie całej tej strefy stwierdzono przejawy glacitektoniki. Ich przykładem są zaburzone osady budujące moreną czołową w Hucie Radoryskiej, omówione w niniejszym artykule.

Ranga stratygraficzna zlodowacenia warty była i jest dyskusyjna. Przy obecnym stanie wiedzy trudno rozstrzygnąć czy ochłodzenie związane z lądolodem warty miało rangę zlodowacenia, czy też było stadią zlodowacenia środkowopolskiego (fig. 2). Do lat 80. XX wieku przeważał pogląd o stadialnym charakterze zlodowacenia warty, określanym także

jako stadiał mazowiecko-podlaski (Wojtanowicz, 2004). W późniejszym okresie przyjęto, że ochłodzenie związane z lądolodem warty miało charakter oddzielnego zlodowacenia i może być korelowane z 6 izotopowym stadią tlenowym. Obecnie niektórzy badacze (Lindner i in., 2004; Lindner, 2005) powracają do poglądów o stadialnym charakterze zlodowacenia warty (fazy recesyjnej zlodowacenia odry).

Poglądy badaczy na temat maksymalnego zasięgu zlodowacenia warty także ulegały zmianom. Baraniecka (1971, 1984) przedstawiła granicę maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia warty na południe od Dębłina i Kozieni. Różycki (1972) uważał, że lądolód warty objął dolinę Pilicy w jej ujściowym odcinku. Według Lindnera i in. (1985) na wschodnim brzegu Wisły lądolód zlodowacenia warty osiągnął obecną dolinę Promnika, pozostawiając w tej okolicy gończyckie moreny czołowe. Łyczewska (1977) uważała, że gra-

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa



**Fig. 1. Maksymalny zasięg łądολου zlodowacenia warty na Nizu Europejskim na tle struktur glacitektonicznych**

The maximum extent of the Wartanian Glaciation ice-sheet in the European Lowlands on background of glaciotectionic structures

nica maksymalnego zasięgu łądολου warty przebiegała na południe od doliny Wieprza, natomiast według Sarnackiej (1986) – równoległe do doliny Okrzejki, czego dowodem są ciągi usytuowanych tam moren czołowych, odzwierciedlające fazy postojowe łądολου. Badania Żarskiego (2002, 2003, 2004) przesunęły granicę maksymalnego zasięgu łądολου zlodowacenia warty po dolinę Wieprza (fig. 3A). Dolina Wie-

prza była największą doliną marginalną, którą były odprowadzone wody z topniejącego łądολου w kierunku wschodnim na teren dzisiejszego Polesia. Fazom postojowym łądολου towarzyszą często doliny marginalne i ciągi moren czołowych. Lob łądολου warty transgredował doliną Wisły, nie obejmując na wschodzie miejscowości Adamów.

Stratygrafia		Stadia izotopowe	Klimatostratygrafia	
Czwartorzęd	holocen	1	holocen	
	plejstocen	zl. wisły	2–5d	zl. wisły
			5e	intergl. eemski
		zl. środkowo-polskie	6	zl. warty
			7	intergl. lubelski
			8	zl. odry
	interglacjal wielki	9	intergl. zbójna	
		10	zl. liwca	
		11	intergl. mazowiecki	

6	zl. odry	faza recesyjna warty
7	intergl. lubawski	
8	zl. krzny	

wg Lindnera i in. (2004)

wg Baranieckiej (1990)

**Fig. 2. Zlodowacenie warty w podziale stratygraficznym czwartorzędu Polski**

The Wartanian Glaciation in the Quaternary stratigraphic scheme of Poland

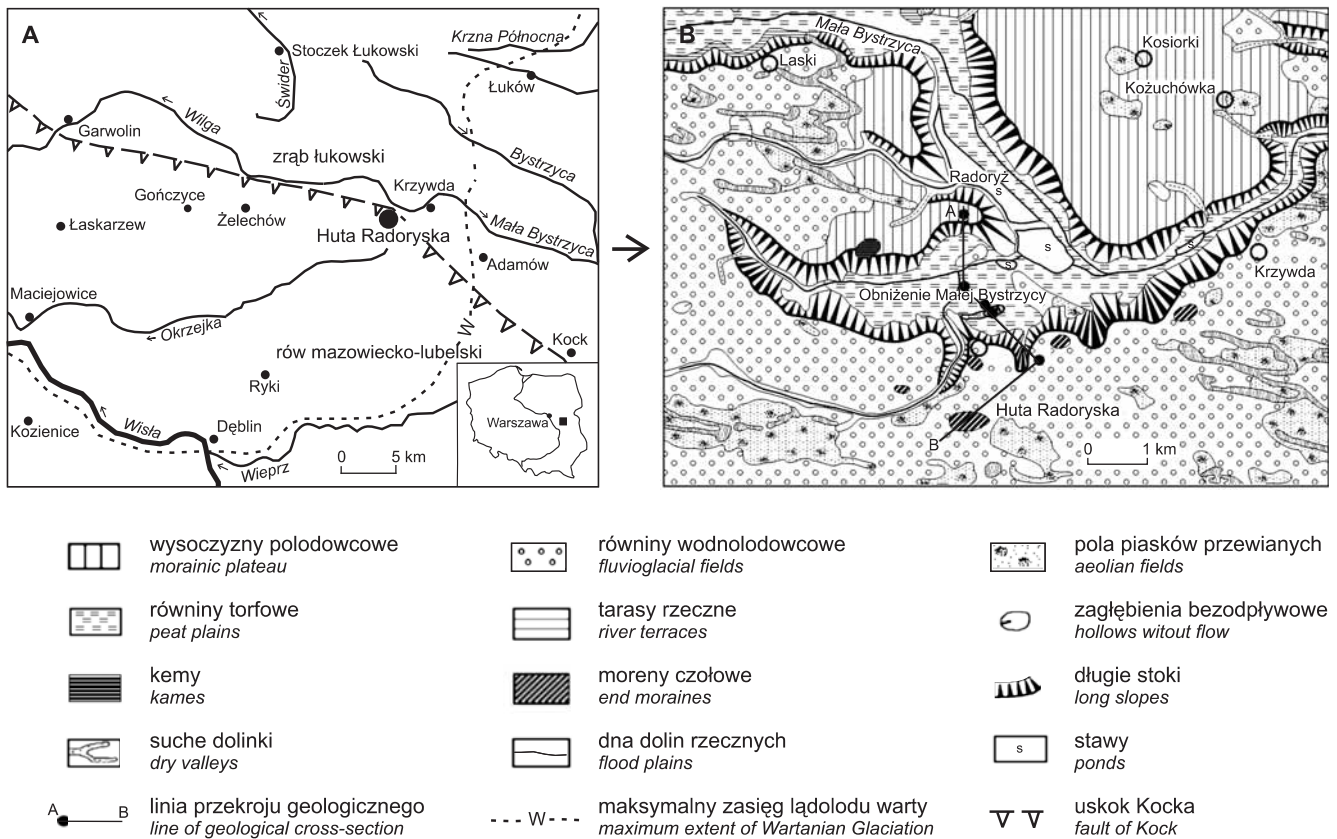


Fig. 3. Szkic lokalizacyjny (A) i geomorfologiczny (B) obszaru badań (wg Żarskiego i in., 2005, 2006)

Location (A) and geomorphology (B) of the study area (after Żarski *et al.*, 2005, 2006)

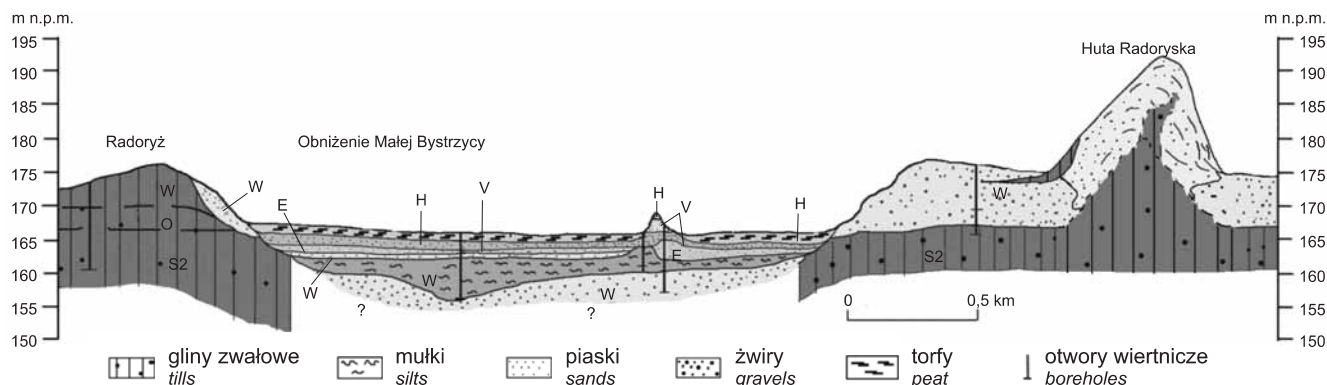
## BUDOWA GEOLOGICZNA

Huta Radoryska jest zlokalizowana w bezpośrednim sąsiedztwie uskoku Kocka – młodopaleozoicznej struktury tektonicznej, oddzielającej zrąb łukowski od rowu mazowiecko-lubelskiego (fig. 3B) wypełnionego mięszymi osadami dewonu i karbonu (Żelichowski, 1974). Skały krystaliczne po wschodniej stronie uskoku znajdują się około 2 km wyżej (ok. 3000 m p.p.t.) niż po stronie zachodniej, natomiast 30–40 km na wschód od uskoku Kocka występują na głębokości około 500 m p.p.t. Takie ukształtowanie głębokiego podłoża mogło mieć duży wpływ na transgresje lądolodów, dla których zrąb łukowski mógł być przeszkodą. Odzwierciedla się to w kształcie lobów zlodowaceń środkowopolskich. Wschodnia granica lobu warty pokrywa się częściowo w okolicach Adamowa i Huty Radoryskiej z uskokiem Kocka. Problem zależności zasięgów lobów od głębokiego podłoża wymaga jeszcze dalszych badań.

Utworzenie moreny czołowej w Hucie Radoryskiej było związane z fazą postojową lądolodu zlodowacenia warty, którego maksymalny zasięg znajdował się od kilku do kilkunastu kilometrów na południe od badanego terenu. Pomiędzy Hutą Radoryską a Krzywłą moreny tworzą równoleżnikowy ciąg wzgórz (fig. 3B). Morena czołowa w Hucie Radoryskiej znaj-

duje się w obrębie dużego stożka fluwioglacjalnego (o długości ponad 20 km), wznoszącego się średnio około 20 m powyżej powierzchni otaczających go wysoczyzn. Stożek buduje kilka poziomów piaszczysto-żwirowych związanych z recesją lądolodu warty (fig. 3A, 4). Osady stożka były akumulowane przez wody płynące z północy ku południowemu wschodowi. Miąższość piasków i żwirów fluwioglacjalnych wynosi do 30 m.

Wysokość moreny czołowej w Hucie Radoryskiej dochodzi do 193 m n.p.m. Jest to najwyższy punkt w okolicy (fig. 4). Wzgórze morenowe jest intensywnie eksploatowane, w wyniku czego powstała rozległa odkrywka, umożliwiającą prześledzenie budowy geologicznej. Morena w Hucie Radoryskiej jest zbudowana głównie z piasków i żwirów wodnolodowcowych o miąższości kilkunastu metrów, przekątnie warstwowanych, miejscami niewykazujących warstwowania. Wartości upadów warstw wykazują dużą zmienność – od kilkunastu do 60°, a w południowej części odkrywki nawet do 90°. Tak duże wartości upadów są spowodowane zjawiskami glacitektonicznymi. W stropie osadów wodnolodowcowych zaobserwowano bruk morenowy. W północnej i południowej części odkrywki występuje glina zwałowa, która uległa proce-



**Fig. 4. Przekrój geologiczny przez Obniżenie Małej Bystrzycy i morenę czołową w Hucie Radoryskiej (wg Żarskiego i in., 2006)**

**Stratygrafia:** H – holocen, V – zlodowacenie wisły, E – interglacjał eemski, W – zlodowacenie warty, O – zlodowacenie odry, S2 – zlodowacenie sanu 2

Geological cross-section across Mała Bystrzyca depression and end-moraine at Huta Radoryska (after Żarski *et al.*, 2006)

**Stratigraphy:** H – Holocene, V – Vistulian Glaciation, E – Eemian Interglacial, W – Wartanian Glaciation, O – Odranian Glaciation, S2 – Sanian 2 Glaciation

som deformacyjnym (fig. 4). Wiek gliny z północnej części odkrywki należy wiązać z lądolodem warty, który spowodował powstanie wzniesienia w Hucie Radoryskiej. Gлина w południowej części najprawdopodobniej pochodzi z wcześniejszego nasunięcia lądolodu. Gliny zwałowe zlodowacenia

warty znajdują się na powierzchni terenu w okolicach Radoryża, na północ od obniżenia Małej Bystrzycy (fig. 4). Obniżenie to powstało po wytopieniu się bryły martwego lodu ze zlodowacenia warty.

## GLACITEKTONIKA

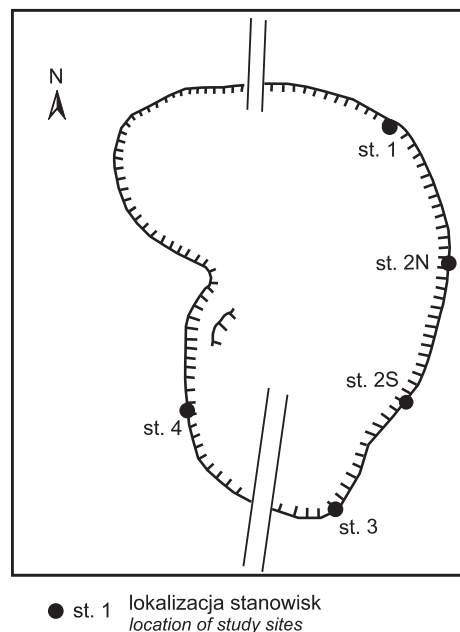
### UWAGI METODYCZNE

Pomiary struktur wykonano kompasem geologicznym typu Freiberg. Poza jednym wyjątkiem (stanowisko 4 – pomiar zdalny ze względu na niedostępność ściany), wszystkie pomiary przeprowadzono bezpośrednio na ścianie z dokładnością ok. 3–4° dla wartości biegu i ok. 1–2° dla wartości upadu. Diagramy sporządzono przy pomocy programu StereoNet 2000 (wszystkie projekcje na półkulę dolną). Strzałki na diagramach z podaną wartością kąta wskazują azymut i zwrot ruchu lądolodu wyznaczony na podstawie interpretacji mezostrukturalnej.

### OPIS STRUKTUR

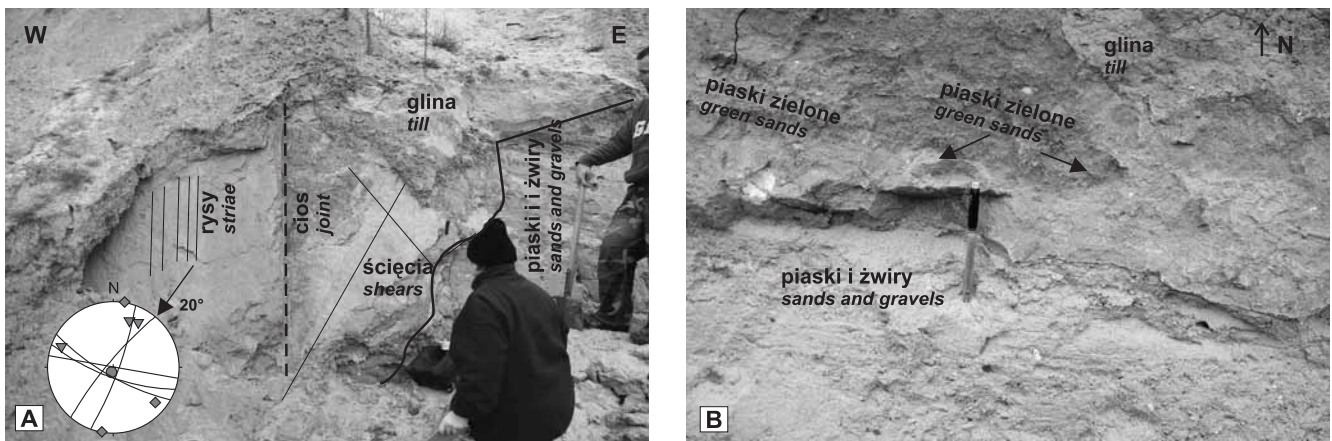
Obserwacje glaciektoneczne prowadzono w 5 stanowiskach (fig. 5).

W **stanowisku 1** (północno-wschodnia część odsłonięcia), jest widoczna cienka warstwa gliny zapadająca stromo ku południowi (200/70–80), a lokalnie przy kontakcie ze żwirami pionowo (190/90). Powierzchnie oddzielności ławicowej (ciosu pokładowego) w glinie stały się powierzchniami poślizgu tektonicznego, o czym świadczy obecność delikatnych rys upadkowych (fig. 6A). Wergencja gładzików wydłużonych w glinie jest w przybliżeniu zgodna z orientacją rys ślizgowych (200/80).



**Fig. 5. Szkic lokalizacyjny badanych stanowisk**

Location of the study sites



**Fig. 6. Stanowisko 1. A. Struktury glaciektoneczne (najlepiej widoczny cios i ścięcia) w glinie zlodowacenia warty B. Kontakt gliny zwałowej i osadów piaszczystych**

Objaśnienia symboli struktur na figurze 11

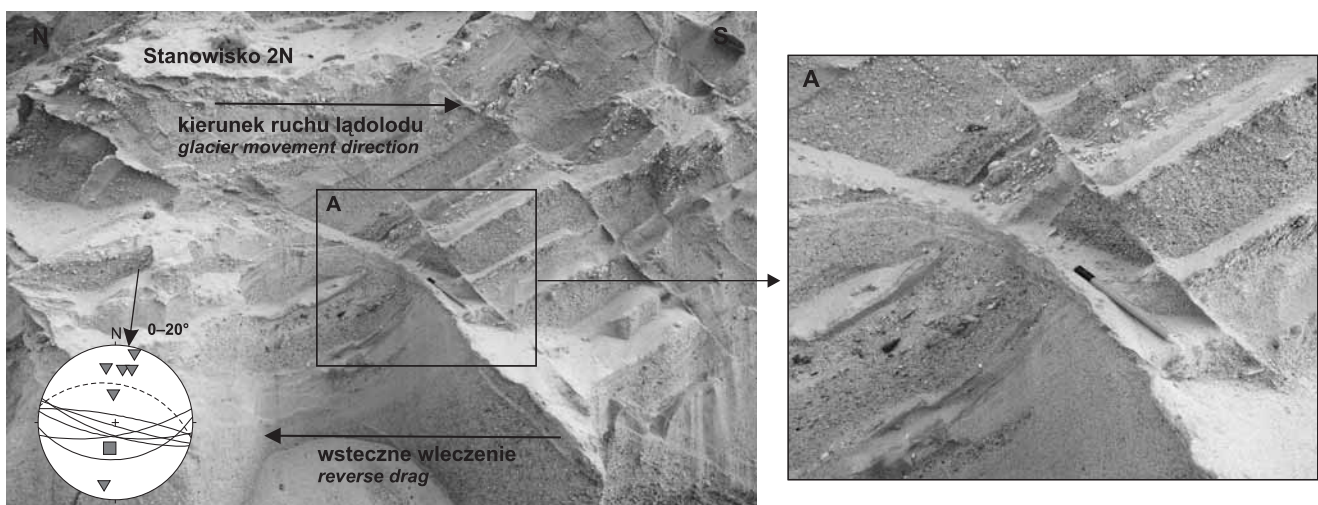
Site 1. **A.** Glaciotectonic structures (mainly joint and shears) in the till of the Wartanian Glaciation ice-sheet  
**B.** Contact of tills with sand deposits

Explanation of the structure symbols on Figure 11

Struktury zarejestrowane w glinie wskazują na powinowactwo genetyczne związane z kierunkiem transgresji lądolodu z NNE ku SSW w azymucie  $20^\circ$  i wynikającą z tego kompresję subpołudnikową (patrz diagram na fig. 6). Drugi wyraźny kierunek ciosu (110/80) jest prostopadły do wyżej opisanego ciosu pokładowego i dokumentuje efekt ekstensji związanej z kompresją. Dzięki odspleniu dużego fragmentu gliny widoczny jest jej kontakt z osadami żwirowo-piaszczystymi. W górnej części ściany kontakt ten jest nieregularny (fig. 6), a w spągu gliny odsłaniają się zielonkawe piaski droбноziar-

niste, inkorporowane w glinie w formie wydłużonych soczew (fig. 6B). Ku spągowi kontakt jest wyraźnie tektoniczny, a osady żwirowo-piaszczyste są dosłownie wbite pod glinę.

W centralnej części wschodniej ściany odsłonięcia – stanowiska 2N i 2S – naprzemianległe warstwy piasków i żwirów są pocięte systemem uskoku antytetycznych normalnych (fig. 7). Przesuwając się z północy na południe obserwuje się zmianę biegów uskoku i warstw, polegającą na ich skręcaniu od subrównoleżnikowych (W–E i WNW–ESE – patrz diagram na fig. 7) do NW–SE (patrz diagram na fig. 8).

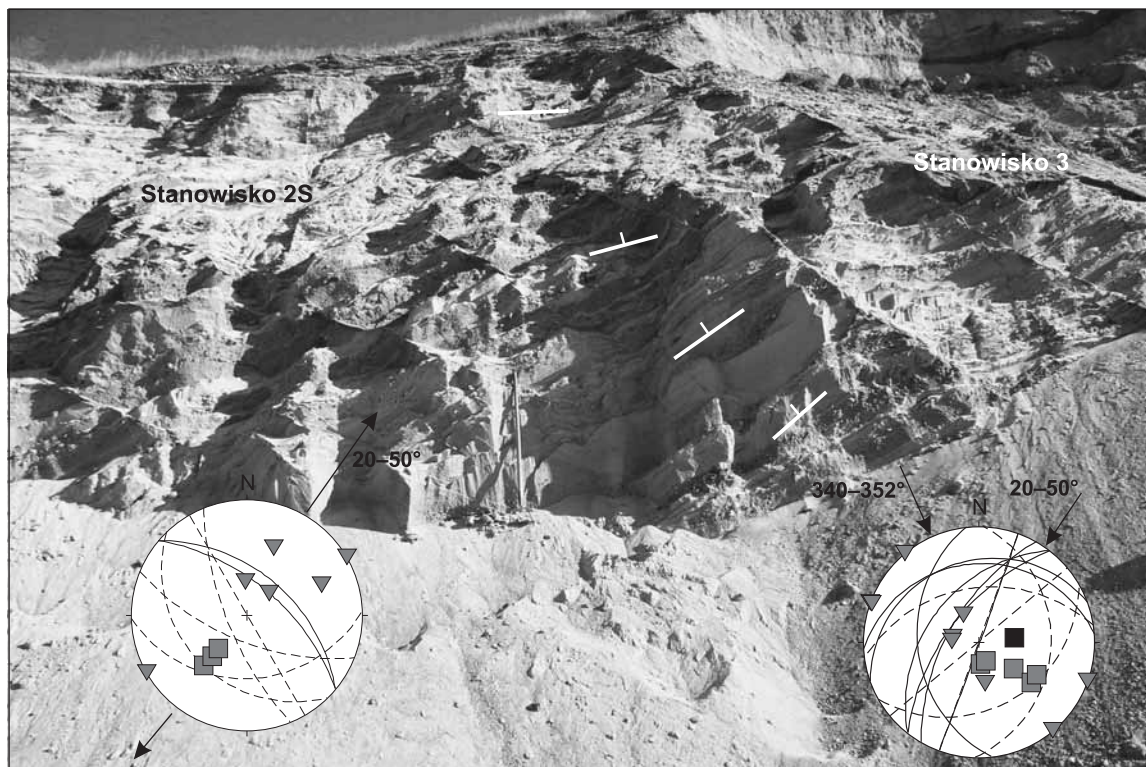


**Fig. 7. Stanowisko 2N. Zespół ścięć przekształconych w drobne uskoki antytetyczne**

A. Fragment stanowiska 2N – wsteczne wleczenie warstw w płaszczyźnie uskoku

Site 2N. Shear set transformed into the small antithetic faults

A. Part of site 2N – reverse drag of beds in a fault plane



**Fig. 8. Stanowisko 2S i stanowisko 3. Zmiana biegów i upadów warstw uwarunkowana zmianą pola naprężeń**  
Białe kreski pokazują zmianę upadów warstw w profilu; szczegółowe objaśnienia w tekście

Site 2S and site 3. The change in strikes and dips of beds is dependent on stress field variability  
White dashes show changes in bed dips; see text for detailed explanation

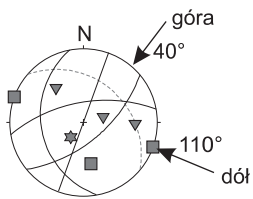
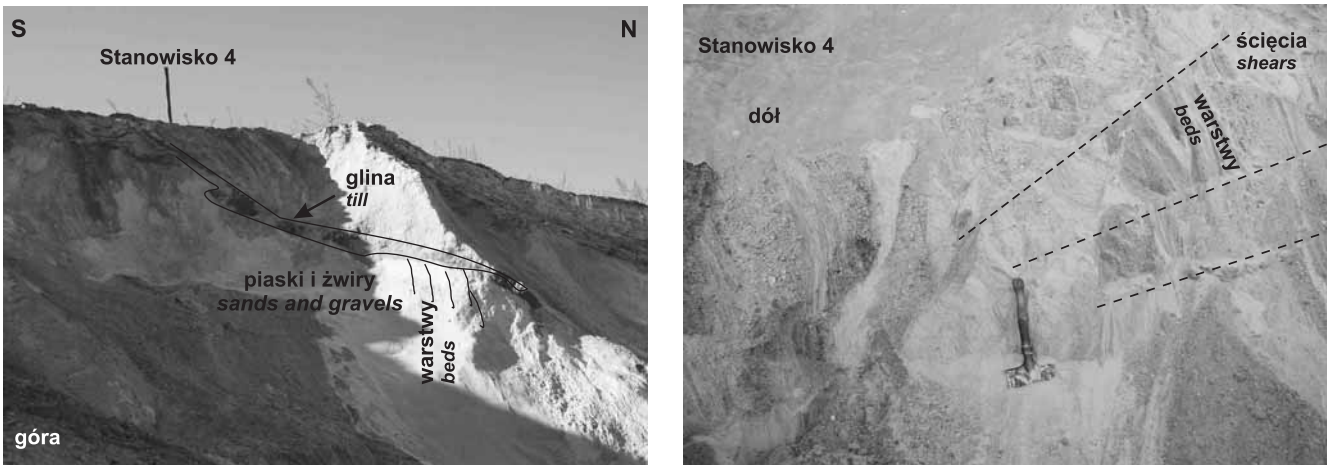
W miarę przesuwania się ku południowi i w kierunku spągu odsłonięcia zmieniają się też znacznie upady uskoków i warstw. Krzywizna uskoków w przekroju pionowym jest typowa dla uskoków listrycznych, natomiast upady warstw w sąsiedztwie tych uskoków automatycznie stromieją ku dołowi, z zachowaniem układu antytetycznego (fig. 8). W wielu przypadkach upady warstw są tu większe niż upady uskoków. Cechą charakterystyczną wielu uskoków antytetycznych jest zjawisko wstecznego wleczenia warstw skrzydła zrzuconego i wciągania w powierzchnię uskoku warstw skrzydła wiszącego (fig. 7A). Jednocześnie w skrzydłach zrzuconych dolnej części uskoków listrycznych pojawiają się ścięcia i drobne uskoki przeciwstawne, będące wynikiem ciągnięcia i tarcia w strefach przyuskokowych. Ów system uskoków i zrotowanych wstecznie warstw odwzorowuje przebieg krzywizny głównej powierzchni odklucia cylindrycznego wytworzonego przez nacisk statyczny nasuwającego się lądolodu (por. Jaroszewski, 1994, str. 420, rys. 283B). Na południowo-zachodnim skraju odsłonięcia (fig. 5 – stanowisko 3), warstwy piasków i żwirów zapadają na N i NW pod kątem od 20–60°. W spągu upady warstw są większe w związku z rotacją i tarciem przy kontakcie z podłożem (fig. 9). W obrębie tych osadów jest wyraźnie widoczny system ścięć komplementarnych, przekształconych lokalnie w drobne uskoki normalne. Kąt dwuścienny pomiędzy zespołami ścięć często dochodzi do 90° lub

nawet jest rozwarty od góry (fig. 11 – diagram st. 3), co może świadczyć o subhoryzontalnej orientacji największego naprężenia ścinającego ( $S_H$ ) w azymucie upadu warstw (340–352°). Jednocześnie w żwirach (264/34) są widoczne dwa zespoły



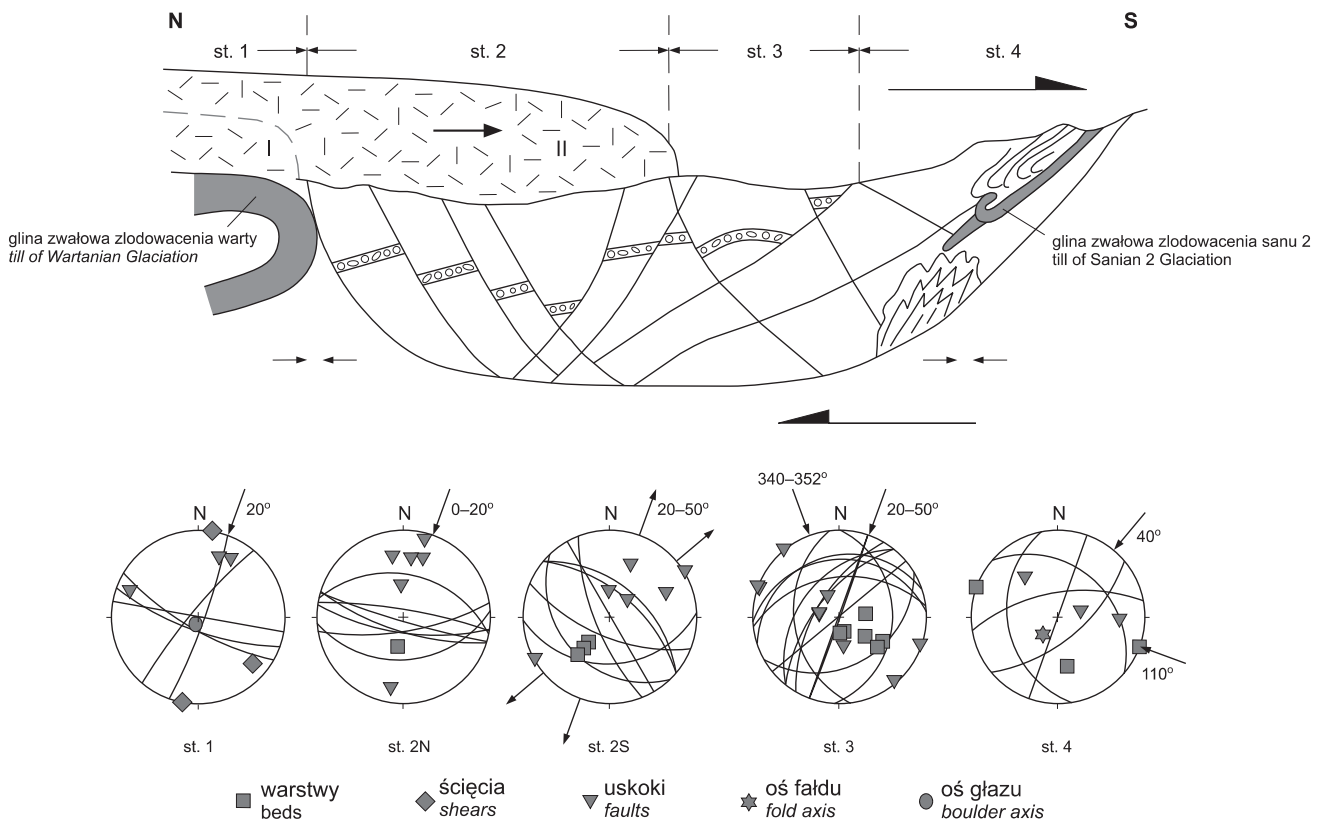
**Fig. 9. Stanowisko 3. Strome upady warstw w spągu odsłonięcia**

Site 3. Steeply dipping beds at the bottom of the outcrop



**Fig. 10. Stanowisko 4. Push moraine:** cienka warstwa gliny zwałowej (zlodowacenia sanu 2) i sąsiadujące wyżej osady zdeformowane glacitektonicznie (górną część odsłonięcia) oraz stromo stojące żwiry i piaski pocięte systemem ścień komplementarnych (dolną część odsłonięcia)

Push moraine: thin till layer (Sanian 2 Glaciation) and overlying glaciotectionally deformed (upper part of the outcrop) and steeply dipping sands and gravels cut by a complementary shear system (lower part of the outcrop)



**Fig. 11. Schemat mechanizmu powstawania deformacji glacitektonicznych (całe odsłonięcie)**

Scheme of formation of glaciotectional deformation (all outcrop)

ścięć pionowych (110/90 i 140/90) dokumentujące kompresję w azymucie 20–50° (fig. 8 – diagram prawy). Wówczas 85 zrotowane wstecznie (ku N i NW) warstwy odwzorowują przebieg krzywizny głównej powierzchni odkłucia cylindrycznego wytworzonego przez nacisk statyczny nasuwającego się lądolodu, zaś system drobnych uskoków odpowiadałby ścięciom Riedla utworzonym w procesie ścinania prostego, które towarzyszyło nasunięciu lądolodu przekraczającego pierwotne odkłucia cylindryczne (fig. 11).

Oddalona o kilkaset metrów zachodnia ściana wyrobiska (stanowisko 4), kryje w sobie ciekawy inwentarz mezostruktur glacitektonicznych charakterystycznych dla stref tzw. *push-moraine*. W spągu ściany na przestrzeni kilkudziesięciu metrów odsłaniają się warstwy stojące pionowo, pocięte systemem ścięć Riedla (fig. 10), których orientacja wskazuje na

kompresję subrównoleżnikową w azymucie 110° (fig. 10 – diagram, dół). W górnej części ściany jest widoczna cienka warstwa gliny (350/60) wstecznie zafałdowana wraz z warstwami sąsiadujących piasków i żwirów (fig. 10). Orientacja płaszczyzny osiowej fałdu wstecznego (40/30–40? – pomiar zdalny, niedokładny) wskazuje na kierunek kompresji, tj. transgresji lądolodu z NE ku SW (fig. 10 – diagram, góra), czyli w zakresie dominującego kierunku kompresji wyznaczonego w stanowiskach 1–3 (20–50°).

Biorąc pod uwagę sytuację geomorfologiczną otoczenia i samego odsłonięcia oraz opisany powyżej obraz mezostrukturalny, nie ulega wątpliwości, że widoczne struktury odzwierciedlają etap postępu (obciążenie statyczne), a następnie awansu czoła lądolodu (naciski dynamiczne) (por. Jaroszewski, 1991).

## DYSKUSJA WYNIKÓW

Uzyskane wyniki wskazują na dużą dynamikę lądolodu warty na badanym obszarze. Wyniki badań glacitektonicznych z sąsiednich obszarów Podlasia (Bruj i in., 2004) i Lubelszczyzny (Dobrowolski, Terpiłowski, 2006) świadczą niezbicie o głębszym zakorzenieniu struktur glacitektonicznych zlodowacenia środkowopolskiego. Na badanym obszarze niestety materiał wiertniczy i geofizyczny jest niewystarczający, żeby wypowiedzieć się w tej kwestii.

Przeprowadzone badania mezostrukturalne jednoznacznie wykazały, że osady plejstocenyjskie podlegały dwóm kierunkom kompresji. W spągu jest to pole kompresji subhoryzontalnej ( $S_H$ ) o kierunku NW–SE, w stropie dominuje kompresja NE–SW. Identyczny układ krzyżujących się pól naprężeń stwierdzono także w innych miejscach centralnej Polski, w zaburzonych osadach zlodowacenia warty i ich bezpośredniego podłoża (Bruj i in., 2004; Krysiak, 2006). Pozostaje kwestią dyskusyjną, czy są to dwa pola naprężeń rozdzielone w czasie, czy układ ten jest wynikiem skrócenia poprzecznego osi naprężeń w płaszczyźnie pionowej w wyniku silnego tarcia na

kontakcie z przeszkodami podłoża. W pierwszym przypadku kompresja o kierunku NW–SE odpowiadałaby jakiejś starszej fazie ruchu lądolodu („dolna warta”) zaś kompresja NE–SW byłaby związana z najmłodszym nasunięciem lądolodu zlodowacenia warty. W drugim przypadku kierunek nasuwania się lądolodu byłby jeden (NE–SW), a rejestrowana w spągu profilu kompresja NW–SE byłaby jedynie wypadkową tego ruchu, wynikającą z rozmieszczenia przeszkód morfologicznych w podłożu, warunkujących rozkład i kształt dużych ścięć cylindrycznych, które wpływały na rozkład lokalnych pól naprężeń (zwłaszcza kompresji w spągu odkłucia). Problem ten jest trudny do rozwiązania i stanowi wątpliwość interpretacyjną dla wielu badaczy glacitektoniki na świecie (Van der Watteren, 1995; Henriksen i in., 2001; Aber, Ber, 2006 i inni). W celu uzyskania niezbędnych do dyskusji danych, potrzebne byłoby rozpoznanie większej ilości odsłoneń na badanym przez autorów obszarze oraz szczegółowe poznanie morfologii bezpośredniego podłoża plejstocenu.

## WNIOSKI

1. Morena czołowa w Hucie Radoryskiej powstała w wyniku spiętrzenia osadów fluwioglacjalnych przez lądolód zlodowacenia warty. Po fazie postępu, w wyniku której powstało odkłucie i spiętrzenie osadów, lądolód nasunął się na wcześniej zdeformowane osady. Po tym etapie nastąpiła recesja lądolodu, w czasie której intensywnie zachodziły procesy akumulacji i erozji.

2. Struktury glacitektoniczne widoczne w wyrobisku reprezentują typowy zespół mezostruktur w obrębie dużego odkłucia cylindrycznego, utworzonego na bezpośrednim przedpolu lądolodu.

3. Wyraźne objawy kompresji są związane z proksymalną (kontakt gliny i osadów zwirowo-piaszczystych w północnej

części odsłonięcia – stanowisko 1) i dystalną (*push-moraine* – stanowisko 4) częścią odsłonięcia.

4. Azymut kompresji (20–50°) odpowiada kierunkowi nasuwania się lądolodu z NE na SW.

5. Struktury glacitektoniczne obecne w centralnej części wyrobiska (normalne uskoki antytetyczne, zespoły ścięć komplementarnych itd. – stanowisko 2) obrazują typowe pole naprężeń odpowiadające mechanizmowi ścinania prostego i związanej z tym wtórnej kompresji i tensji.

6. Strome upady warstw (30–90°) o kierunku północnym mogą świadczyć o wstecznej rotacji całego kompleksu osadów w związku z krzywizną ścięcia cylindrycznego.



## LITERATURA

- ABER J.S., BER A., 2007 — Glaciotectonism. Developments in Quaternary Science, 6. Elsevier, Amsterdam.
- BARANIECKA M.D., 1971 — Dorzecze Widawki na tle obszaru marginalnego stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty). *Kwart. Geol.*, **13**, 4: 11–34.
- BARANIECKA M.D., 1984 — Zlodowacenie środkowopolskie. *W: Budowa Geologiczna Polski. T. 1. Stratygrafia. Cz. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd* (red. S. Sokołowski, J.E. Mojski): 154–196. Wyd. Geol., Warszawa.
- BARANIECKA M.D., 1990 — Propozycja nowelizacji stratygrafii czwartorzędu dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 w świetle głównych wyników badań stratygraficznych ostatnich 20 lat. *Kwart. Geol.*, **34**, 1: 149–166.
- BRUJ M., MARKS L., KRYSIAK Z., 2004 — Deformacje glaciektoniczne garbu Płomińca w strefie oscylacji lądolodu zlodowacenia warty w obniżeniu Węgorzskim. *W: Zlodowacenie warty w Polsce* (red. R. Harasimiuk, S. Terpiłowski): 125–134. Wyd. UMCS, Lublin.
- DOBROWOLSKI R., TERPIŁOWSKI S., 2006 — Influence of palaeokarst morphology on the formation of ice-pushed ridges a case study from Rejowiec, eastern Poland. *Boreas*, **35**: 213–221.
- HENRIKSEN M., MANGERUD J., MASLENIKOVA O., MATIOUCHKOV A., TVARANGER J., 2001 — Weichselian stratigraphy and glaciectonic deformation along the lower Pechora River, Arctic Russia. *Glob. Planet. Change*, **31**, 1–4: 297–317.
- JAROSZEWSKI W., 1991 — Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glaciektonicznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **61**: 153–206.
- JAROSZEWSKI W., 1994 — Glacitektonika. *W: Tektonika* (red. R. Dadlez, W. Jaroszewski): 395–422. PWN, Warszawa.
- KONDRACKI J., 2001 — Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa.
- KRYSIAK Z., 2006 — Glaciotectonics of the Middle Polish Glaciation (Saale) sediments – Bełchatów open-pit (Central Poland). Konferencja MELA Living Morphotectonics of the European Lowland, Cedynia 28–30.08.2006: 671–73. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- LINDNER L., 2005 — Nowe spojrzenie na wiek i zasięgi zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowo-wschodniej Polski. *Prz. Geol.*, **48**, 2: 97–114.
- LINDNER L., MARUSZCZAK H., WOJTANOWICZ J., 1985 — Zasięgi i chronologia starszych nasunięć lądolodu środkowopolskiego między górną Wartą a Bugiem. *Prz. Geol.*, **2**: 57–64.
- LINDNER L., GOZHNIK P., MARCINIĄK B., MARKS L., YELOVICHEVA Y., 2004 — Main climatic changes in the Quaternary of Poland, Belarus and Ukraine. *Geol. Quart.*, **48**, 2: 97–114.
- ŁYCZEWSKA J., 1977 — Ocena interglacjału Ferdynandowa na tle ewolucji facjalnej osadów plejstoceńskich przedpola Wyżyny Lubelskiej. *Kwart. Geol.*, **21**, 1: 119–137.
- RÓŻYCKI S.Z., 1972 — Plejstocen Polski środkowej. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- SARNACKA Z., 1986 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Łaskarzew. Wyd. Geol., Warszawa.
- VAN DER WATTEREN F.M., 1995 — Structural geology and sedimentology of push moraines. Processes of soft sediments deformation in glacial environment and the distribution of glaciectonic styles. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **54**.
- WOJTANOWICZ J., 2004 — Zlodowacenie warty w Polsce: pozycja i podział stratygraficzny. *W: Zlodowacenie warty w Polsce* (red. M. Harasimiuk, S. Terpiłowski): 13–25. Wyd. UMCS, Lublin.
- ŻARSKI M., 2002 — Pleistocene river valleys and ice sheet limits in the Southern Mazovian Lowland, Central Poland. *Geol. Quart.*, **46**, 2: 147–163.
- ŻARSKI M., 2003 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Okrzeja wraz z objaśnieniami. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ŻARSKI M., 2004 — Strefa marginalna lądolodu warty w rejonie Dębłina. *W: Zlodowacenie warty w Polsce* (red. M. Harasimiuk, S. Terpiłowski): 113–123. Wyd. UMCS, Lublin.
- ŻARSKI M., 2006 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Adamów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ŻARSKI M., NITA M., WINTER H., 2005 — Nowe stanowiska interglacjalne w rejonie dolin Wilgi i Okrzejki na Wysoczyźnie Żelechowskiej (Polska południowo-wschodnia). *Prz. Geol.*, **2**: 137–144.
- ŻARSKI M., PRZEŹDZIECKI M., PRZASNYSKA J., 2006 — Wyniki badań geologicznych i archeologicznych na stanowisku Huta Radoryska 1 (Polska południowo-wschodnia). *Prz. Geol.*, **54**, 3: 238–244.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1974 — Obszar radomsko-lubelski. *W: Budowa geologiczna Polski. T. 4. Tektonika. Cz. 1. Niż Polski*. Inst. Geol., Warszawa.

### GLACIOTECTONIC STRUCTURES IN THE ZONE OF WARTANIAN GLACIATION MAXIMUM EXTENT, HUTA RADORYSKA VICINITY (ŻELECHÓW UPLAND)

**Abstract.** End moraines and glaciectonic disturbances occur in the zone of Wartanian Glaciation maximum extent, reaching the Wieprz valley in the Żelechów Upland. The end moraine at Huta Radoryska was formed by décollement and upthrusting of glaciofluvial sands and gravels due to the Wartanian ice-sheet advance. Geomorphological setting of the outcrop vicinity and mesostructural analysis have allowed us to distinguish three stages of glacier-front evolu-

tion: stopping stage, advance stage and recession stage. The main compression direction (from NE to SW) of 20–50°, determined from mesostructural data – was the direction of ice movement. Geometrical arrangement and distribution in space of all the mesostructures are related to the giant cylindrical shear inside which they occur. Research results show strong dynamics of the Wartanian ice-sheet in the study area.

**Key words:** mesostructural analysis, glaciectonics, Wartanian Glaciation, Pleistocene, Huta Radoryska.

## SUMMARY

End moraines and glaciotectionic disturbances occur in the zone of Wartanian Glaciation maximum extent.

Stratigraphic position of the Wartanian Glaciation is debatable. The former opinion that the Wartanian Glaciation was only a recessional phase of the Odranian Glaciation is currently coming back (6th isotope phase of oxygen). The Wartanian ice sheet reached as far as the Wieprz valley in the Żelechów Upland.

The end moraine at Huta Radoryska was formed by décollement and upthrusting of glaciofluvial sands and gravels due to the Wartanian ice-sheet advance. The moraine is composed mainly of glaciofluvial sands and gravels with cross-bedding structures, locally without bedding. The sediments are several metres thick. Ice-pavement is observed at the top of glaciofluvial deposits. The dips of beds are variable, ranging from several to 60° or even 90° (in the southern part of the outcrop). Steeply dipping beds are due to glaciotectionic processes. In the northern and southern part of the outcrop, two tills were

recognised, both glaciotectionically disturbed. The northern one is the Wartanian till of the same age as the continental ice sheet which formed the Huta Radoryska hills. The till observed in the southern part of the outcrop is probably older, and associated with an earlier ice-sheet advance. Geomorphological setting of the outcrop vicinity and mesostructural analysis have allowed us to distinguish three stages of glacier-front evolution: stopping stage, advance stage and recession stage. The main compression direction (from NE to SW) of 20–50° (determined from mesostructural data) was the direction of ice-sheet movement. However, at the bottom of the outcrop, structures showing perpendicular compression direction (about 110°) were found, what is under discussion. Geometrical arrangement and distribution in space of all the mesostructures proves its 2nd order character in relation to the giant cylindrical shear inside which they occur. The research results give evidence to strong dynamics of the Wartanian ice sheet in the study area.