

MAGDALENA RATAJCZAK

## OSADY POWIERZCHNIOWE WZGÓRZA CZOŁOWOMORENOWEGO I JEGO SAŚIEDZTWA KOŁO MIASTECZKA KRAJEŃSKIEGO W ŚWIETLE BADAŃ LITOLOGICZNYCH

### ZARYS TREŚCI

Badania sedymentologiczno-litologiczne osadów są podstawą do rekonstrukcji zdarzeń i genezy morfologii badanego obszaru. W opracowaniu przedstawiono warunki sedymentacji osadów glacialnych i fluwioglacialnych budujących zachodni fragment jednego ze wzgórz nadnoteckiego ciągu czołowomorenowego oraz osadów budujących wysoczyznę na zapleczu tego wzgórz i osadów występujących w dnie dolinki erozyjnej.

### WPROWADZENIE

Wyraźnie zaznaczające się w rzeźbie terenu wzgórz położone na północ od pradoliny Noteci, w południowym fragmencie Wysoczyzny Krajeńskiej, zaliczane są przez GALONA (1952) do nadnoteckiego ciągu czołowomorenowego, który KOZARSKI (1962) nazywa oscylacją wyrzyską. Od południa wzgórz graniczą z fragmentem pradoliny Noteci, należącym do Odcinka Wyrzyskiego (KOZARSKI 1962; KRYGOWSKI 1961). Rzeźba południowego skraju Wysoczyzny Krajeńskiej prezentuje bogaty zespół form terenu: wysoczyznę polodowcową płaską i falistą, w obrębie której rozwinęły się dolinki wód roztopowych i dolinki denudacyjne, oraz potężne wzgórz i mniejsze pagórki (rys. 1). Podstawowy poziom wysoczyzny polodowcowej leży na wysokości 90–100 m n.p.m. Przeważa wysoczyzna polodowcowa płaska. Ponad podstawowym poziomem wysoczyzny wznoszą się wzgórz morenowe, z których

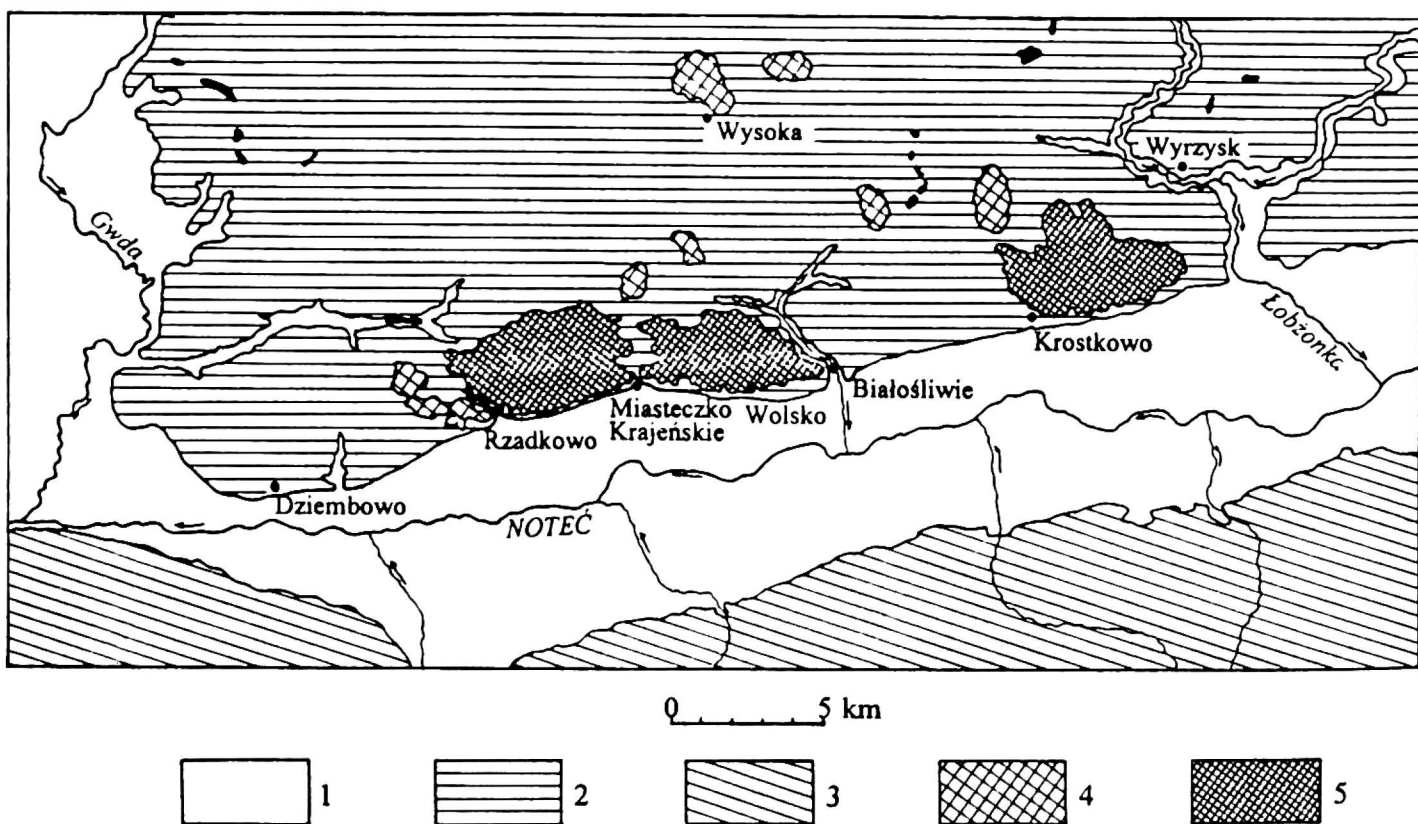
najwyższe opadają stromą skarpą do pradoliny Noteci (rys. 1). Poczynając od zachodu, w strefie tej występują kulminacje koło Rzadkowa i Miasteczka Krajeńskiego – Huby (189 m n.p.m.), koło Wolska Dolnego i Górnego (162 m n.p.m.) oraz imponujące wzgórze Dębowa Góra o maksymalnej wysokości 193 m n.p.m., rozciągające się między Krostkowem a Osiekiem n. Notecią. W kierunku wschodnim brak większych wzgórz.

W celu określenia warunków sedymentacji osadów budujących powierzchniową serię wzgórz czołowomorenowego, fragmentu wysoczyzny bezpośrednio na zapleczu wzgórz oraz osadów występujących w dnie dolinki erozyjnej, posłużono się analizą litofacjalną. Obejmuje ona, zgodnie z propozycjami KASPRZAKA i KOZARSKIEGO (1984), ustalenie cech diagnostycznych każdego osadu, wynikających z jego tekstury i struktury, oraz ustalenie zasięgu przestrzennego osadów, ich wzajemnych relacji geologicznych i pozycji geomorfologicznej. Dla

rozpoznania cech teksturalnych osadów wykonano standardowe badania składu mechanicznego zawartości węgla wapnia oraz stopnia obróbki ziarna kwarcowego. W glinach lodowcowych wykorzystano analizę składu petrograficznego frakcji żwirowej według metodyki stosowanej przez Państwowy Instytut Geologiczny. W interpretacji osadów glacialnych i fluwioglacialnych zastosowano metodę MIALLA (1978) w modyfikacji ZIELŃSKIEGO (1992, 1993, 1995, 1998) oraz KASPRZAKA (1995), KOZARSKIEGO (1995), KASPRZAKA, KOZARSKIEGO (1984) i WYSOTY (1992), polegającą na określeniu typów litofacjalnych na podstawie przyjętego systemu kodu litofacjalnego.

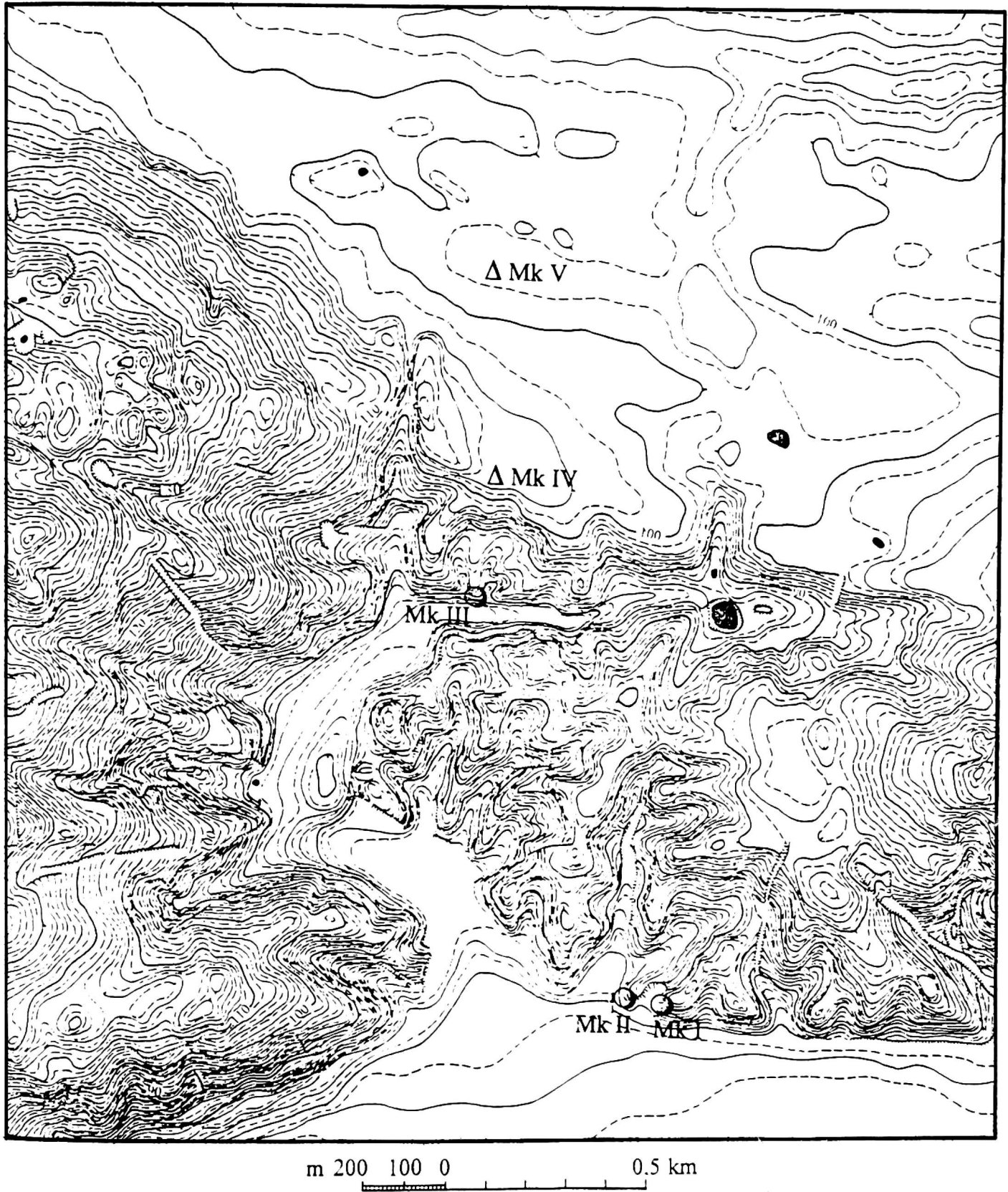
## OBSZAR BADAŃ

Między miejscowościami Białośliwie i Miasteczko Krajeńskie znajduje się jedno z trzech wzgórz nadnoteckiej strefy czołowomorenowej, tzw. Las Białośliwski (rys. 1). Jego długość przekracza 5 km, a szerokość dochodzi do 2,5 km. Składa się ono z chaotycznie porozrzucanych pagórków. Kulminacja wzgórza osiąga wysokość 162 m n.p.m. Deniwelacje w stosunku do otaczającej wysoczyzny wynoszą 40–50 m, natomiast w stosunku do najniższej położonego punktu w pradolinie dochodzą do 110 m. Południowe zbocza wzniesienia urozmaicone są przez dolinki erozyjne oraz suche formy wklęsłe, które uznawane są



Rys. 1. Schematyczna mapa morfologiczna nadnoteckiego ciągu czołowomorenowego  
 1 – doliny: pradolina Noteci oraz dolina Gwdy i dolina Łobzonki, 2 – południowy fragment Wysoczyzny Krajeńskiej (przeważa wysoczyzna polodowcowa płaska, tylko w części południowo-zachodniej – falista), 3 – północna część Wysoczyzny Gnieźniańskiej, 4 – większe wzniesienia o wysokościach 110–150 m n.p.m., 5 – najwyższe wzniesienia czołowomorenowe o wysokościach ponad 160 m n.p.m. (3 główne wzniesienia tworzące nadnotecki ciąg czołowomorenowy)

Fig. 1. A schematic morphological map of the terminal moraine series on the Noteć River  
 1 – valleys: Noteć proglacial stream valley and Gwda river valley and Łobzonka river valley, 2 – southern fragment of the Krajeńska Upland (postglacial flat upland dominates; only in the south-western part wavy upland is dominant), 3 – northern part of the Gnieźniańska Upland, 4 – taller hills, altitude 110–150 m above sea level, 5 – the tallest terminal moraine hill altitude over 160 m above sea level (3 main hills that form the terminal moraine series on the Noteć river)



Rys. 2. Mapa hipsometryczna fragmentu nadnoteckiej strefy czołowomorenowej i dolinki erozyjnej koło Miasteczka Krajeńskiego  
Mk I, II, III, IV, V – stanowiska badawcze

Fig. 2. Hypsometric map of a fragment of the terminal moraine zone on the Noteć river and the erosion valley near Miasteczko Krajeńskie  
Mk I, II, III, IV, V – research sites



za niecki zboczowe lub niecki denudacyjne (CHURSKA 1965). Z badań prowadzonych na tym obszarze przez SZUPRYCZYŃSKIEGO (1966) wiadomo, że budowa geologiczna, zwłaszcza w obrębie wschodniego krańca tego wzgórza, jest niezwykle urozmaicona. Na powierzchni zaobserwowano ility miocenne, obok piasków zwięzłych i glin morenowych. Iły miocenne występują również w postaci licznych małych porwaków w obrębie osadów czwartorzędowych. Ponadto spotykano bezpośrednio pod powierzchnią terenu lub pod cienką pokrywą glin morenowych zaburzone osady fluwioglacjalne.

Stanowiska znajdują się na zachodnim krańcu wzgórza, na jego zapleczu oraz w dolince erozyjnej (rys. 2). Dolinka, w której położone jest Miasteczko Krajeńskie, składa się z kilku form, łączących się w jedną u wylotu do pradoliny (rys. 2). Szerokość poszczególnych ramion dolinki waha się od 60 do 100, a przy wylocie do pradoliny wynosi do ok. 250 m.

## ANALIZA LITOFACJALNA

### OSADY POWIERZCHNIOWE ZACHODNIEJ CZĘŚCI WZGÓRZA „LAS BIAŁOŚLIWSKI”

Cechy litologiczne: We wzgórzu czołowomorenowym (tzw. Lesie Białośliwskim), na jego zachodnim krańcu znajdują się dwa odsłonięcia. Położone są na wysokości 75 i 80 m n.p.m., na stoku dolinki denudacyjnej. Dają one wgląd w wykształcenie osadów powierzchniowych wzgórza. Seria osadowa składa się z piasków i żwirów o miąższości ok. 10 m (Miasteczko Krajeńskie I – Mk I) (rys. 2, 7D), które przykryte są gliną lodowcową, a w drugim stanowisku (Miasteczko Krajeńskie III – Mk III) nad gliną występują osady ilasto-pylaste rytmicznie warstwowane. W stanowisku pierwszym – Mk I (rys. 2) – glina jest

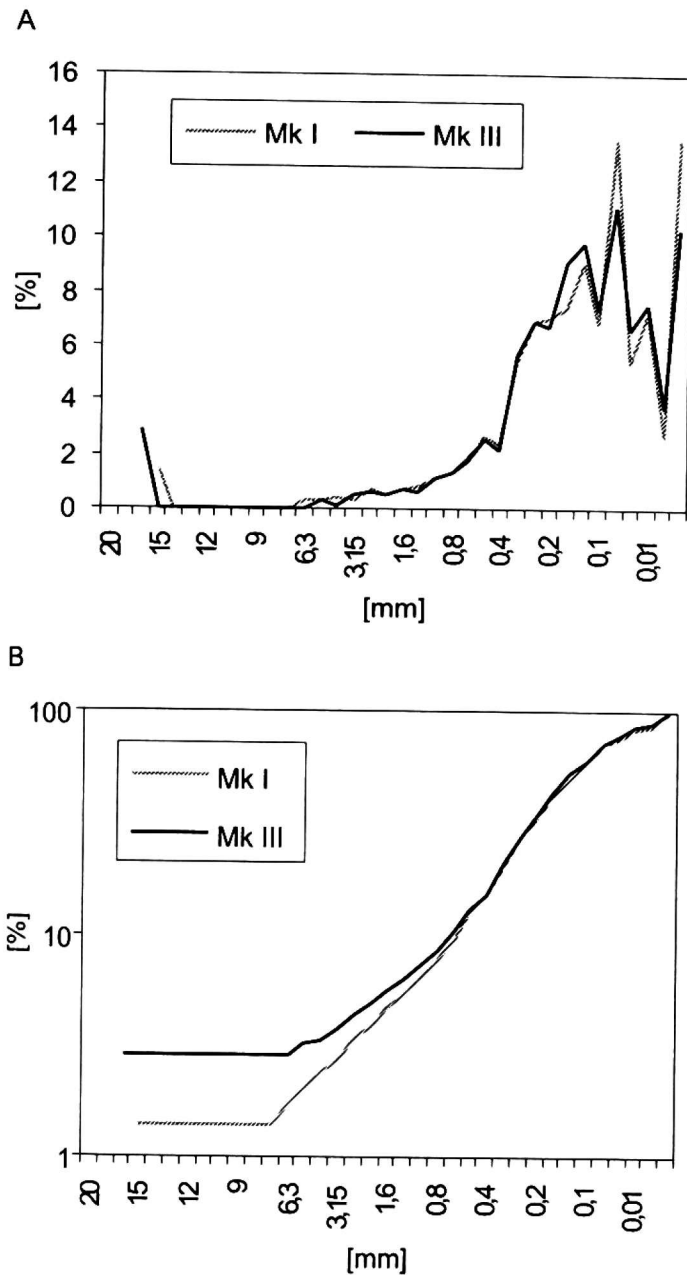
osadem heterogenicznym, słabo wysortowanym oraz prawie bezstrukturalnym. Natomiast w stanowisku drugim – Mk III (rys. 2) – jest to osad dwudzielny, rozdzielony wytrąceniami piaszczystymi w postaci regularnych soczewek i smug, w których zachowane jest warstwowanie wewnętrzne. Tworzą one zwarty poziom, dzielący glinę na dwie subfacje. Dolna subfacja to homogeniczny osad z bezładnie rozrzuconymi gładzikami. Górna – urozmaicona jest skupiskami żwirów i poziomymi smugowaniami piaszczystymi.

Uziarnienie osadu i zawartość  $\text{CaCO}_3$ : Gliny charakteryzują się podobnym składem granularnym. Przeważa frakcja piasku drobnoziarnistego (ok. 31%). Nie mniej jest mułku (28%). Na frakcje grube, tj.  $> 1,0$  mm, w obu stanowiskach przypada po 7% (rys. 3). Glina stanowiska pierwszego (Mk I) ma większą zawartość iltu koloidalnego ( $< 0,002$  mm). Wskaźnik ilastości I dla tej gliny wynosi 0,169, a dla drugiego stanowiska (Mk III) 0,115. Gliny obu stanowisk są osadami bardzo słabo wysortowanymi ( $\delta$  wynosi ok. 3,1). Różnią się one nieznacznie zawartością węgla wapnia. W pierwszym stanowisku wynosi ona 4–5%, natomiast w drugim 6–7%.

Obróbka ziarna kwarcowego: Stopień obróbki ziarna kwarcowego został przeanalizowany w dwóch frakcjach: 1,25–1,0 i 1,0–0,8 mm. W obu glinach wyraźnie zaznaczają się dysproporcje pomiędzy nimi (rys. 4). We frakcji 1,0–1,25 mm przewaga ziarn graniastych, bez obróbki, typu  $\alpha$  jest bardzo duża, natomiast we frakcji 0,8–1,0 mm jest ona niewielka, gdzie w miarę równy jest udział ziarn  $\alpha$  i  $\beta$ .

Skład petrograficzny: Gliny wykazują również podobieństwo w składzie petrograficznym frakcji żwirowej. Dominującymi grupami są w obu gli-





Rys. 3. Skład mechaniczny glin w stanowiskach Miasteczko Krajeńskie I (Mk I) i Miasteczko Krajeńskie III (Mk III)

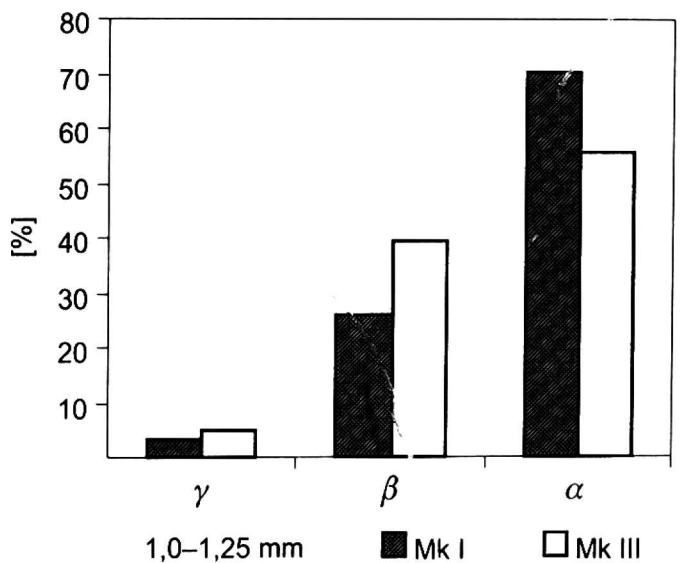
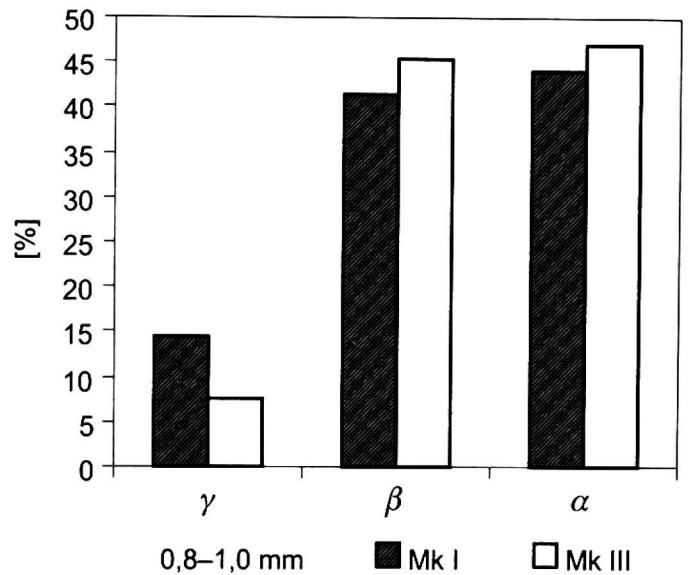
A: procentowy udział poszczególnych frakcji; B: skład skumulowany

Fig. 3. Mechanical composition of tills on the Miasteczko Krajeńskie site I (Mk I) and Miasteczko Krajeńskie III (Mk III)

A: percentage of each fraction; B: cumulative composition

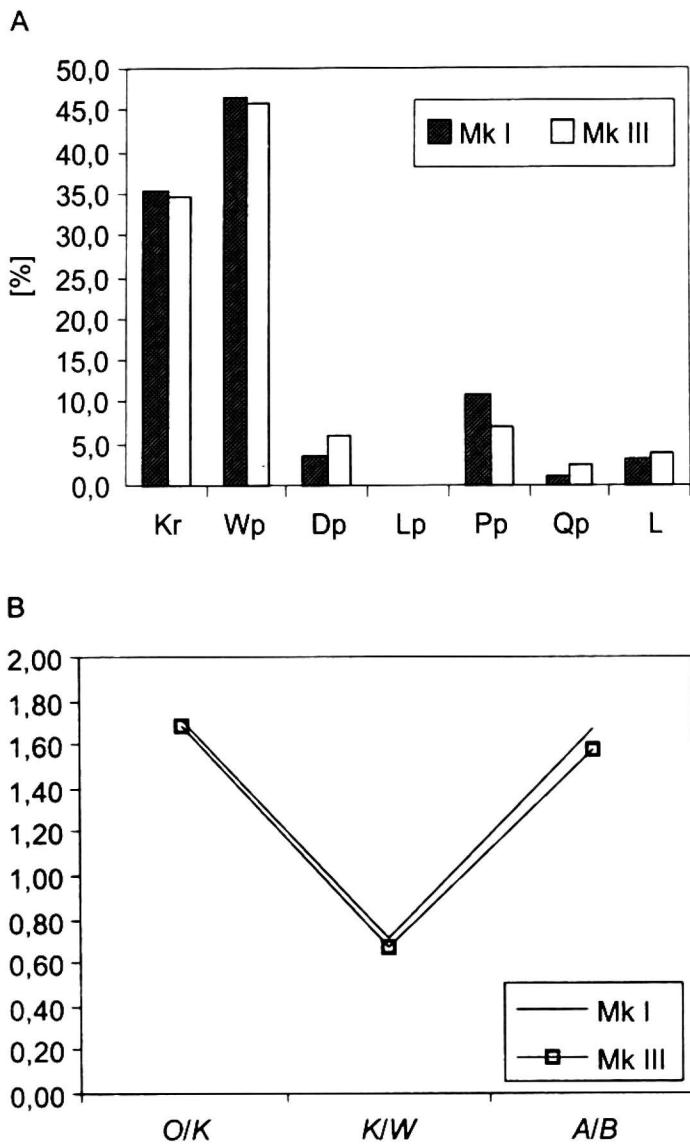
nach północne skały wapienne i skały krystaliczne (rys. 5A). Północne skały wapienne (55,5 i 41%) przeważają nad skałami krystalicznymi (42,5 i 38,8%). Następną grupą petrograficzną są piaskowce i kwarcyty paleozoiczne i starsze (10 i 8,5%). Skały lokalne reprezentowane są bardzo nielicznie (2,5%) w pierw-

szym stanowisku (Mk I). Tymczasem w drugim stanowisku ich udział jest większy (4,6%). Wśród skał lokalnych wydzielono mało związane wapienie mezozoiczne, margle, piaskowce i konkrety fosforytowe. Ze skał północnych wydzielono dolomity dewońskie (2% i 5,4%), które świadczą o północno-wschodnim pochodzeniu. Wśród wapieni paleozoicznych stwierdzono niewielką ilość (parę sztuk) czerwonych wapieni, które mają wychodnie wzdłuż wyspy Oland.



Rys. 4. Stopień obróbki ziarna kwarcowego Mk I - Miasteczko Krajeńskie I, Mk III - Miasteczko Krajeńskie III

Fig. 4. Quartz grain dressing Mk I - Miasteczko Krajeńskie I, Mk III - Miasteczko Krajeńskie III



Rys. 5. Skład petrograficzny frakcji żwirowej w glinach stanowisk Miasteczko Krajeńskie I (Mk I) i Miasteczko Krajeńskie III (Mk III)

A: procentowy udział grup petrograficznych, B: współczynniki petrograficzne. Skąły skandynawskie: Kr – skały krystaliczne, Wp – wapienie paleozoiczne, Dp – dolomity północne, Lp – łupki paleozoiczne, Pp – paleozoiczne i starsze piaskowce i kwarcyty, Qp – kwarc pochodzący z dezintegracji skał krystalicznych; L – skały lokalne

Fig. 5. Petrographic composition of the gravel fraction in tills on Miasteczko Krajeńskie I (Mk I) and Miasteczko Krajeńskie III (Mk III) sites  
A: percentage of petrographic groups, B: petrographic coefficients. Scandinavian rocks: Kr – crystalline rocks, Wp – Palaeozoic limestones, Dp – northern dolomites, Lp – Palaeozoic slates, Pp – Palaeozoic and older sandstone and quartzites, Qp – quartz from the disintegration of crystalline rocks; L – local rocks

Taki skład sugeruje, przy braku okruchów skalnych mających swoje wychodnie w południowo-zachodnim sektorze Niecki Bałtyku, o wyraźnie północno-wschodnim pochodzeniu. W związku

z przewagą wapieni paleozoicznych nad skałami krystalicznymi, współczynniki  $O/K$  i  $A/B$  mają większe wartości niż  $K/W$  w obu stanowiskach (rys. 5B) (gdzie:  $O$  – suma północnych skał osadowych,  $K$  – suma północnych skał krystalicznych wraz z kwarcem,  $A$  – suma skał północnych nieodpornych na niszczenie,  $B$  – suma skał północnych odpornych na niszczenie,  $W$  – suma wapieni i dolomitów północnych).

Orientacja gładzików: W glinie w Miasteczku Krajeńskim I dłuższe osie detrytusu skalnego wykazują znaczny stopień rozproszenia, tworząc skupienia w kilku sektorach:  $50-80^\circ$ ,  $120-130^\circ$ ,  $190-220^\circ$ ,  $250-270^\circ$  oraz  $290-330^\circ$  (rys. 7D). Ma to odbicie w stosunkowo niskich wartościach wektora wypadkowego  $L$  (18%). Można jednak wyodrębnić pewną tendencję do koncentracji ułożenia dłuższych osi klastów wzdłuż linii NE-SW. Przeważają gładziki o inklinacji w kierunku SW. Upady długich osi okruchów skalnych nie wykazują dużego zróżnicowania. Maksimum zaobserwowano w przedziałach  $10-20^\circ$ , mniej w przedziale  $0-10^\circ$  oraz  $20-30^\circ$ . Tylko 6% pomierzonych klastów posiada kąty upadu w przedziałach  $30-40^\circ$  i  $40-50^\circ$ .

W drugim stanowisku klasty pomierzono w dolnej części poziomego glinistego. Wydłużone gładziki mają orientację NNW-SSE, z tendencją do zbliżania się do kierunku N-S. Część klastów układa się prostopadle do kierunku głównego, czyli mniej więcej W-E. Współczynnik  $L$  wynosi 33% i wskazuje na umiarkowaną zbieżność dłuższych osi gładzików. Większość klastów zapada pod kątem:  $10-20^\circ$  (30%) oraz  $0-10^\circ$  (22%) i  $20-30^\circ$  (24%), reszta klastów zapada pod kątami większymi niż  $30^\circ$ . Dominuje inklinacja ku S, czyli zgodnie z nachyleniem terenu oraz ogólnie przyjętym kierunkiem nasuwania się lądolodu.

Zapadanie klastów ku południowi (tj. w stronę dystalną), występujące w obu glinach, wiązać można z wpływem urzeźbienia podłoża, z którego może wynikać ruch zstępujący w dół stoku brzeżnej części lodu. Według KLATKOWEJ (1992) takie ułożenie klastów może również wynikać z depozycji osadów ablacyjnych na stoku. Jednak upady długich osi okruchów skalnych nie wykazują aż tak dużego zróżnicowania, o jakim pisze KLATKOWA (1992), dla glin ablacyjnych. Rozkład upadów jest charakterystyczny dla wydzielonej przez nią facji subglacialnych glin z wytopienia.

Klasty wykazujące spory rozrzut – jak np. w Miasteczku Krajeńskim III, gdzie wartość wektora wypadkowego  $L$  równa jest 33%, klasyfikuje to dany osad jako subglacialną glinę bazalną (KLATKOWA 1992). Jednak jak na glinę subglacialną bazalną, czyli deponowaną przez bezpośrednie odkładanie osadu przez stopę przesuwającego się lądolodu, w stanowisku tym głaziki posiadają bardzo duże kąty zapadania. Kąty takie występują, gdy osad deponowany był przy większym udziale wody, w wyniku tzw. miękkiego odkładania (RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH 1998).

Cechy strukturalne: Gлина lodowcowa, osad o masywnej budowie, najczęściej odzwierciedla generalny charakter rozkładu materiału w lodzie (STANKOWSKI 1996; LAWSON 1979; RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH 1998). W glinie stanowiska Miasteczko Krajeńskie I zaobserwowano bezładnie rozmieszczone małe smugi piaszczyste, małe skupiska piaszczyste o osi dłuższej ok. 1–1,5 cm. Okruchy skalne, miejscami występujące w skupieniach, w większości są bezładnie rozproszone w gliniastej masie. Spąg gliny dosyć ostro zarysowany, jedynie miejscami wykazuje tendencję do inkorporacji materiału z podłoża. Wymienione wyżej

cechy strukturalno-teksturalne, zwłaszcza orientacja dłuższych osi okruchów skalnych oraz sposób wykształcenia ciał i przewarstwień piaszczystych, pozwalają zaklasyfikować tę glinę do facji z wytopienia.

Glina w stanowisku Miasteczko Krajeńskie III jest wyraźnie dwudzielna. Górna część zdecydowanie różni się od części spągowej. Elementem dzielącym omawiany poziom gliniasty na dwie subfacje jest poziom wytrąceń piaszczystych w postaci regularnych soczewek i smug, z zachowanym wewnętrznym warstwowaniem. Kontakt gliny z podścielającymi ją piaskami jest kontaktem typu erozyjnego. Piaski ścięte są dyskor-dantnie przez glinę. Brak jest struktur dynamicznych opisywanych przez BERTHELSENA (1978), BROSTERA (1991), KACZMARKA (1992), KOZARSKIEGO i KASPRZAKA (1991). Natomiast wyraźne jest poziome spękanie gliny, tzw. uławicenie (KRYGOWSKI 1950). Spągowa część osadu tworzy jednolitą, zwartą bryłę z bezładnie rozrzuconymi głazikami. Wyżej wymienione cechy diagnostyczne charakterystyczne są dla gliny bazalnej z nałożenia. Stropowa część tej gliny zdecydowanie różni się strukturalnie od części spągowej. Elementem dzielącym glinę na dwie subfacje jest poziom piaszczystych wytrąceń w postaci regularnych soczewek i smug z zachowanym wewnętrznym warstwowaniem. Tworzą one jeden poziom i zapadają zgodnie z kierunkiem nachylenia stropu podścielającej subfacji gliny, wskazując na swobodne przemieszczanie się osadów. Do powstania tego typu struktur, najczęściej w postaci piaszczystych soczewek o wrzecionowatych kształtach, może dojść w wyniku grawitacyjnego przemieszczania się odwodnionych mas gliniastych. Przemawia to za supraglacialnym pochodzeniem osadu. Stropową subfację gliny można więc uważać za glinę spływo-



wą. Poza tym, w części stropowej tej subfacji gliny licznie występują nieciągłe, poziome skupiska żwirów oraz piaski smugowane poziomo. Całość zakończona jest nieciągłą warstwą kamienistą, tzw. brukiem kamienistym, w skład którego wchodzi okazy o średnicy kilkadziesiąt centymetrów.

Przewarstwienia piaszczysto-żwirowe, żwirowe albo piaszczyste, nadające glinie strukturę fluidalną, są jedną z najbardziej charakterystycznych cech diagnostycznych glin spływowych (BOULTON, PAUL 1976; KASPRZAK 1988; KASPRZAK, KOZARSKI 1984; RATAJCZAK 1995). Zróżnicowanie strukturalno-teksturalne związane jest ze stopniem uwodnienia i uplastycznienia osadu. Większe klasty mogą być unoszone w mało nasyconym wodą osadzie, gdzie siły kohezji powodują podtrzymanie żwirów w ruchu i ich rozrzut w materiale gliniastym. Obecność przewarstwień żwirowych oraz bruku kamienistego często wynika z uwalniania się tego typu ziarn z płaszczyszyn ślizgu (KASPRZAK 1988), gdzie w trakcie lub po depozycji mogło dojść do lokalnego wymycia frakcji drobnych i bardzo drobnych.

Całość serii osadowej zamknięta jest przez ok. 50-centymetrową serię ilasto-pylastych osadów rytmicznie warstwowych. W spągu poszczególne laminy mają ok. 5 cm miąższości, która zmniejsza się ku stropowi, co zapewne było związane z ilością materiału dostarczanego do zbiornika. Osady te mają ograniczony zasięg. Nie stwierdzono ich na północ od odsłonięcia, tzn. na wysoczyźnie polodowcowej.

W obu stanowiskach glina lodowcowa podścielona jest piaskami fluwioglacjalnymi. W pierwszym (Mk I) – miąższość tych osadów wynosi ok. 10 m, natomiast w drugim (Mk III) 1–1,5 m. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, warstwowane poziomo. W składzie mecha-

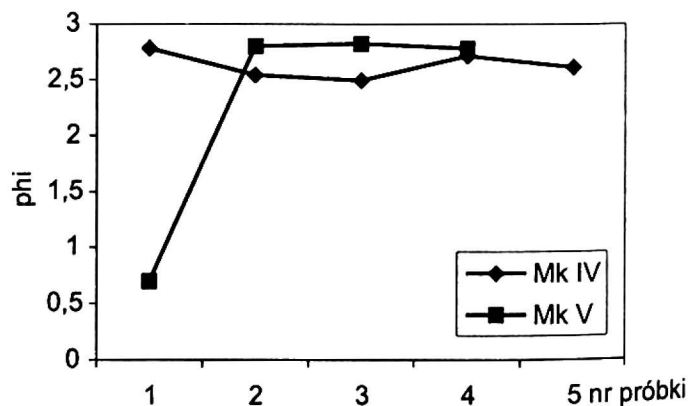
nicznym 60% stanowi piasek drobnoziarnisty, a 38% – mułek. Mz wynosi 0,11 mm. Wysortowanie osadu jest dobre ( $\delta = 0,47$ ). Udział węglanów wynosi przeciętnie 5%.

#### OSADY POWIERZCHNIOWE WYSOCZYŻNY NA ZAPLECCZU WZGÓRZA „LAS BIAŁOŚLIWSKI”

Na północ od stanowiska Miasteczko Krajeńskie III, bezpośrednio na zaplecczu wzgórza, na wysoczyźnie polodowcowej płaskiej zlokalizowano dwa punkty badawcze: Miasteczko Krajeńskie IV (Mk IV) i Miasteczko Krajeńskie V (Mk V) (rzędna ok. 102,5 m n.p.m) (rys. 2).

Cechy litologiczne: Osady przeanalizowano do ok. 2 m p.p.t. Występują tutaj piaski drobno- i średnioziarniste, rdzawe, bezstrukturalne, z wyraźnymi przebarwieniami żelazistymi, podobnymi do struktur, które tworzą się w warunkach klimatu peryglacjalnego, a nazywane są fragipanami.

Cechy teksturalno-strukturalne: W pierwszym punkcie badawczym Mk IV występuje w miarę jednolity pod względem teksturalnym, jak i strukturalnym piasek. W składzie granularnym najwięcej jest piasku drobnoziarnistego (57–65%) (rys. 6). Mz średnio wynosi 0,16 mm (rys. 6). Jego wysorto-



Rys. 6. Średnia średnica ziarna (próbki od 1 do 5 – od spągu do stropu odsłonięcia)

Fig. 6. Mean grain diameter (samples 1 to 5 – from the floor to the ceiling)

wanie jest umiarkowane ( $\delta$  – maksymalnie 1,33, minimalnie 0,77, średnio 1,05). Jednakże od spągu ku stropowi udział tej frakcji maleje. Zwiększa się natomiast ilość frakcji pylastej. Frakcja ilasta występuje tylko w części stropowej tej serii osadowej. Jej udział jest jednak niewielki, rzędu kilku – kilkunastu procent. Brak tutaj frakcji żwirowej.

W drugim punkcie badawczym Mk V w spągu występują piaski średnio- i gruboziarniste, z domieszką żwirów, przechodzące ku stropowi w mięszszą serię bezstrukturalnych piasków gliniastych. Zawartość frakcji pylastej i żwirowej zmniejsza się od spągu ku stropowi. Ił koloidalny występuje tylko w stropie i w spągu. Wysortowanie osadów jest słabe (średnio  $\delta$  – 1,27), a współczynnik  $Mz$  wynosi średnio 0,14 mm (rys. 6). W spągu występuje seria piasku średniego z gładzikami, gdzie żwiry stanowią 25%.  $Mz$  wynosi 0,95 mm, a ujemne wartości wskaźnika  $Sk$  (-0,46) wskazują na wyraźną przewagę frakcji gruboziarnistej w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości (MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO 1995). Całość przykryta jest kilkunastocentymetrową serią homogenicznych piasków gliniastych, które w 80% składają się z mułków oraz drobnych piasków.

Ziarna kwarcowe w obu punktach badawczych mają w całym profilu podobny stopień obróbki. Dominują ziarna typu  $\beta$ , zwłaszcza we frakcji 0,8–1,0 mm, stanowiąc średnio 55 i 57%; maksymalnie 60 i 64%. Ziarna  $\alpha$  stanowią średnio tylko 33%. Ich ilość wzrasta w piaskach gliniastych (38%). Ziarno typu  $\gamma$  stanowi średnio 12,3% (Mk IV) i 10% (Mk V). Najmniej jest tego typu ziaren w piaskach gliniastych (7%).

Zawartość węgla wapnia w osadach punktów badawczych Miasteczko Krajeńskie IV i V jest bardzo mała, rzędu 1–2%.

#### OSADY POWIERZCHNIOWE DOLINKI DENUDACYJNEJ

Stanowisko Miasteczko Krajeńskie II leży u stóp odsłonięcia Miasteczko Krajeńskie I, na dnie dolinki denudacyjnej, na wysokości ok. 65 m n.p.m (rys. 2). Została ona wykształcona w piaskach i żwirach fluwioglacjalnych. Brak jest tutaj osadów dolinnych. Całkowita miąższość obserwowanych osadów wynosi 2,5 m.

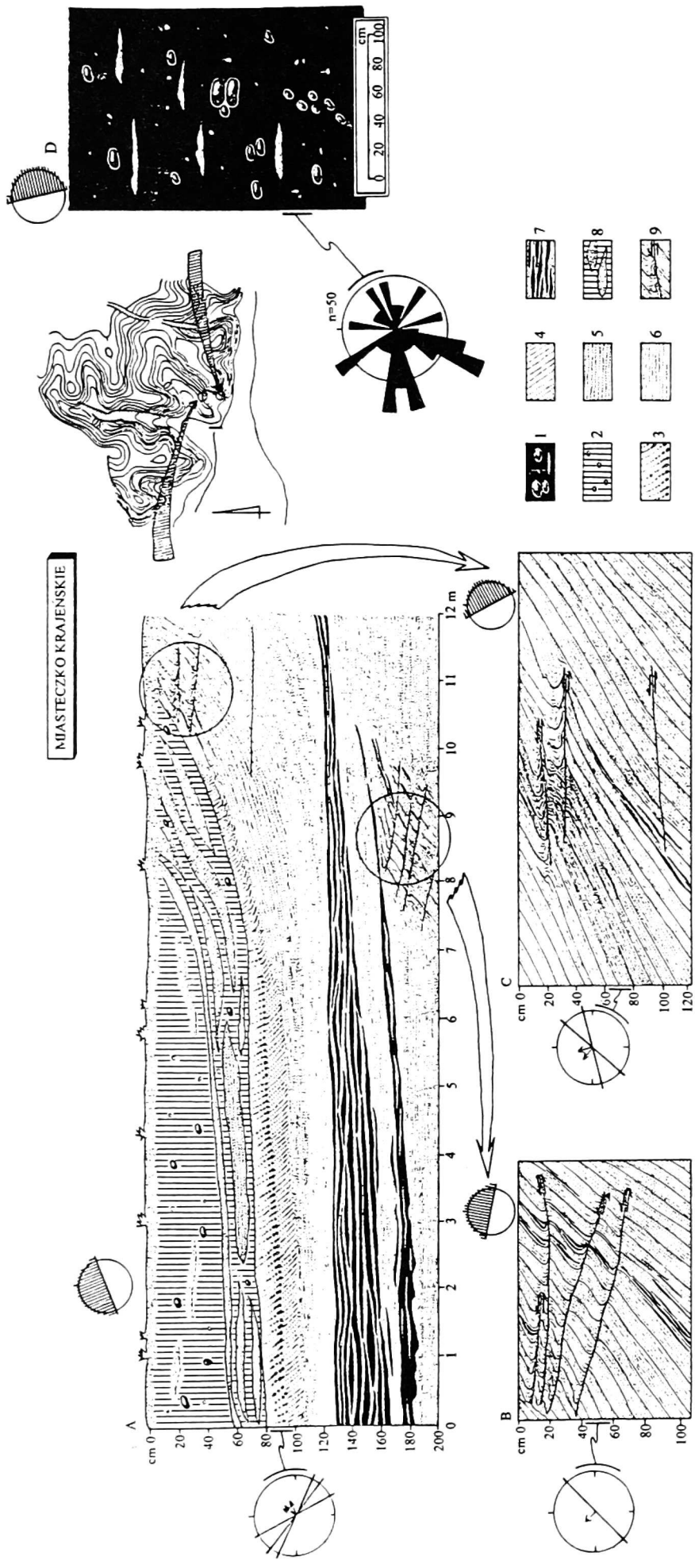
Cechy litologiczne: Występują tutaj mułkowo-piaszczysto-żwirowe osady fluwioglacjalne przykryte gliną piaszczystą.

Najniżej leżącym zespołem litofacjalnym są piaski średnio- i drobnoziarniste, laminowane poziomo, miejscami smugowane mułkami ( $Sh(f)/SFf$ ), oraz piaski warstwowe przekątnie ( $Sp$ ). Wody odpływały w kierunku północno-zachodnim (rys. 7A). Przechodzą one w zespół piasków drobnych laminowanych smużacie ( $S/SFf$ ), z przewarstwieniami mułkowo-ilastymi, oraz w warstwę piasków mułkowo-ilastych laminowanych poziomo ( $SFf$ ), riplemarkowo i faliście ( $SFr/w$ ). W części środkowej i w stropie występują poziomo laminowane przewarstwienia piaszczyste ( $SFh/Sh$ ).

Nad piaskami i mułkami zalega warstwa piasków drobno- i średnioziarnistych, laminowanych poziomo ( $Sk$ ), oraz piasków mułkowo-ilastych, laminowanych faliście ( $Sp$ ) (rys. 7A).

Powyżej znajduje się seria średnioziarnistego żwiru warstwowanego poziomo ( $GSh$ ). Przechodzą one w zestaw żwirów i żwirów piaszczystych, warstwowanych przekątnie ( $GSp/Gp$ ). W ich stropie obserwuje się przewarstwienia masywnego piasku gliniastego ( $SDm$ ).

Sekwencję zamyka ok. 50 cm seria gliniasta ( $Dm/Ds$ ). W jej spągu zaobserwowano liczne wydłużone soczewki piaszczyste ( $Ds$ ). Kontakt warstwy gliniastej z osadami żwirowo-piaszczystymi jest kontaktem typowo akumulacyj-



Rys. 7. Gлина lodowcowa stanowiska Miasteczko Krajeńskie I (D) oraz częściowo zdeformowane osady wodnolodowcowe w stanowisku Miasteczko Krajeńskie II (A, B, C)

1 – gлина lodowcowa (D), 2 – gлина piaszczysta (A), 3 – piasek i żwir drobnoziarnisty, warstwowane przekątnie, 4 – piasek średnioziarnisty, warstwowany poziomo, 5 – piasek drobnoziarnisty, warstwowany poziomo, 6 – piasek drobnoziarnisty, warstwowany poziomo, 7 – przewarstwienia mułkowe w piasku (A), 8 – soczewki piaszczyste w glinie (A), 9 – fałdki kolankowe w piaskach fluwioglacjalnych (A, B, C); na diagramach kołowych zaznaczono: orientację osi klastów

Fig. 7. Glacial till on the Miasteczko Krajeńskie I site (D) and partly deformed water-glacial deposits on the Miasteczko Krajeńskie II site (A, B, C)

1 – glacial till (D), 2 – sandy till (A), 3 – fine grained sand and gravel, transversely laminated, 4 – medium grained sand, transversely laminated, 5 – medium grained sand, horizontally laminated, 6 – fine grained sand, horizontally laminated, 7 – silty interbeddings in sand (A), 8 – sandy lenses in till (A), 9 – knee folds in fluvioglacal sands (A, B, C); pie charts show the orientation of uncoversings, directions of water outflow, and orientation of longer axes of clasts



nym, gdzie obserwuje się zazębienie się gliny z osadami piaszczysto-żwirowymi, co daje w efekcie smugowanie w spągu osadów gliniastych. Głazików w glinie jest niewiele i tkwią bezładnie w całej masie. Osad ten, za CHURSKĄ (1965), można traktować jako osad koluwalny.

Osady fluwioglacjalne: Najniżej leżące zespoły litofacjalne ( $Sh(f)/SFf$  i  $Sf/SFh(f)/Sh$ ) są efektem niskoenergetycznej depozycji z rytmicznego transportu przydennego ( $SFf$ ) bądź z drobnoziarnistej zawiesiny ( $SFh$ ), najczęściej świadcząc o wypłycaaniu się zbiornika sedimentacyjnego.

Wzrost średnicy ziarn w osadach to efekt wzrostu energetyki środowiska depozycyjnego, a warstwowanie horyzontalne i przekątne ( $Sh/Sp$ ) wskazuje na depozycję z tzw. przesłony trakcyjnej (ZIELIŃSKI 1998). Przekątne warstwowanie żwiry są świadectwem depozycji z rytmicznego transportu przydennego w strefach spadku nośności przepływu ( $GSp$ ) (ZIELIŃSKI 1998).

Trzy pierwsze zespoły litofacjalne ( $Sh(f)/SFf$ ,  $Sf/SFh(f)/Sh$  i  $Sh/w$ ) według interpretacji stosowanej przez ZIELIŃSKIEGO (1992, 1993, 1995, 1998) wskazują na środowisko dystalnego stożka sandrowego, powstałe w okresowo zamierających korytach rzeczno systemu roztokowego bądź na proksymalnej równi zalewowej w sąsiedztwie niskoenergetycznej rzeki. Wody odpływały ku NW (rys. 7B).

Następny zespół litofacjalny ( $GSh/GSp$ ) charakterystyczny jest dla płytkich, rozległych roztokowych koryt o żwirowych dnach ( $GSh$ ). Przemienny rytm następstwa osadów żwirowych i żwirowo-piaszczystych przy małej ich miąższości i zasięgu uwarunkowany był krótkookresową zmiennością ablacyjnego zasilania rzeki proglaćjalnej z pobliskich mas lodowych (ZIELIŃSKI 1993). Przejście  $GSh \rightarrow GSp$  spowodowane było zwiększeniem się energetyki. Związane jest to

z subsródowniskiem proksymalnego koryta roztokowego z wysokoenergetycznym przepływem. Wody odpływały ku NE. Całość serii osadowej zapada ku północy, a wyklinowuje się w kierunku południowym.

Glina piaszczysta: Ta litofacjalna odmiana osadów gliniastych  $Ds$  jest efektem zmniejszania się udziału wody w osadzie. Masywny i piaszczysty diamikton ( $Ds$ ) zawiera drobne przewarstwienia piaszczyste, które świadczą o redepozycji tego osadu. Glina posiada cechy diagnostyczne, takie jak pseudowarstwowa budowa, częste przemycia, wyraźna strefowo-warstwowa różnorodność uziarnienia, niski stopień konsolidacji, bardzo zróżnicowana orientacja dłuższych osi klastów, zarówno pod względem kierunku, inklinacji, jak i upadu, oraz kontakt depozycyjny, przejawiający się przede wszystkim wyściełaniem nierówności podłoża, są uważane za typowe dla glin spływowowych (STANKOWSKI 1996; LISZKOWSKI 1996; BOULTON, 1970a, b; LAWSON 1979; KASPRZAK, KOZARSKI 1984) lub dla osadów gliniastych powstałych w wyniku redepozycji, koluwalnych.

Struktury deformacyjne: Deformacje występują tylko w piaskach i żwirach piaszczystych. Są to fałdy kolankowe (rys. 7B, C, fot. 1) w postaci asymetrycznych zygzaków (DADLEZ, JAROSZEWSKI 1994). Pojawiają się one najczęściej w strefach zaburzeń metasedymentacyjnych, kriogenicznych i wczesnodiagenetycznych. Czasami towarzyszą strefom deformacji glacitektonicznych (BRODZIKOWSKI, CEGŁA 1981). Większość zaobserwowanych w analizowanym stanowisku struktur fałdowych to fałdy odwrócone. Według BRODZIKOWSKIEGO i CEGŁY (1981) takie struktury powstają w osadach o mniejszej zawartości frakcji drobnych. Brak frak-



Fot. 1. Miasteczko Krajeńskie II. Fałdy kolankowe w postaci asymetrycznych zygzaków w piaskach i żwirach piaszczystych

Photo 1. Miasteczko Krajeńskie II. Knee folds as asymmetric zigzags in sands and sandy gravels

cji pyłowej umożliwia formowanie niskątkowych fałdów odwróconych, ponieważ duża spójność osadu nie sprzyja tworzeniu załamania. Genezę tych struktur można, z jednej strony, wiązać z deformacjami glacictektonicznymi (kryterium metasedymentacyjne), które według SZUPRYCZYŃSKIEGO (1966) nastąpiły na tym obszarze, i ze zmianami wczesnodiagenetycznymi podczas kolejnego nacisku mas lodowych bądź – z drugiej strony – w wyniku deponowanych później osadów (kryterium wczesnodiagenetyczne). Nie ulega wątpliwości, że główną składową, w wyniku której doszło do powstania deformacji, był ruch poziomy, prawie równoległy do obserwowanych obecnie struktur, z kierunku NW. Orientacja układu naprężeń, w następstwie których

dochodzi do deformacji i powstania tego typu struktur fałdowych, jest zmienna w czasie (BRODZIKOWSKI 1984; BRODZIKOWSKI, CEGŁA 1981). W wyniku płynięcia osadów gliniastych przykrywających warstwowane piaski i żwiry w strefach o zróżnicowanym stopniu anizotropowości oraz o zwiększonej zdolności przemieszczeń wzdłuż powierzchni foliacji mogło dojść do załamania warstwowania w piaskach i formowania fałdów kolankowych (BRODZIKOWSKI 1984; BRODZIKOWSKI, CEGŁA 1981).

#### PODSUMOWANIE

W zachodniej części środkowego wzniesienia wchodzącego w skład nadnoteckiego ciągu czołowomorenowego (rys. 1),



w okolicy Miasteczka Krajeńskiego, w osadach powierzchniowych nie zaobserwowano deformacji glacitektonicznych, których obecność stwierdził SZUPRYCZYŃSKI (1966) w okolicy Wolska Dolnego, leżącego na wschód od Miasteczka Krajeńskiego. Również w strefie kontaktu bazalnej gliny z nałożenia w stanowisku Mk III nie stwierdzono obecności zaburzeń glacitektonicznych, takich jak fałdy, inkorporacje osadów podścielających w obręb gliny w postaci diapirów bądź diapirów gliny penetrujących w nadległe piaski, bądź budynów, toczenców czy zawinięć laminacji inkorporowanych osadów, świadczących o wysokoenergetycznym środowisku depozycyjnym. Idealna płaszczyzna pozioma kontaktu gliny lodowcowej z podścielającymi ją osadami fluwioglacjalnymi charakterystyczna jest raczej dla niskoenergetycznego środowiska energetycznego (GÓRSKA 1995; EHLERS, STEPHAN 1979; KACZMAREK 1992). Niestety, w badanym fragmencie odsłonięcia Mk III nie stwierdzono zaburzeń w postaci struktur klinów pionowych i poziomych, płaskich klinów pionowych i ondulacji, które są jednoznacznymi dowodami na niskoenergetyczne środowisko depozycyjne (KACZMAREK 1992). W obu stanowiskach (Mk I i III) glina lodowcowa posiada podobne cechy teksturalne, lecz różni się strukturalnie. Największe podobieństwo uderza w składzie mechanicznym, obróbce ziarna kwarcowego i składzie petrograficznym.

Dominacja ziarn o niższym stopniu obróbki typu  $\alpha$ , które zaobserwowano w glinie lodowcowej w obu stanowiskach, według OLSZEWSKIEGO (1974) jest typowa dla supraglacjalnej gliny ablacyjnej, ponieważ większe znaczenie dla sposobu obróbki ziarna kwarcowego ma pęknięcie i rozpad mrozowy ziarna. Natomiast największy wzrost obróbki ziarna kwarcowego jest w glinach bazal-

nych, z uwagi na wydłużanie się czasu pobytu w środowisku transportu bazalnego, gdzie dominującymi procesami są ścieranie i szlifowanie (OLSZEWSKI 1974). Obecnie najbardziej powszechnym staje się pogląd, że ziarna kwarcu noszą na powierzchni zapis środowiska, z którego zostały redeponowane w obręb konserwującej mikrorzeźbę ziarn kwarcu masy lodu (KLATKOWA 1976, 1992; GOŹDZIK, MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO 1982). Nie bez znaczenia dla formy powierzchni ziarn kwarcu, ich rozwoju lub zaniku pozostaje długość transportu i czas przebywania w danym środowisku depozycyjnym (GOŹDZIK 1998). OLSZEWSKI (1974) przedstawia pogląd, iż w wyniku procesu inkorporacji ziarn bez obróbki, świeżych, który następuje od spągu warstwy osadów gliniastych, łatwiej daje się zaobserwować w materiale drobniejszym. Ten punkt widzenia jest sprzeczny z zaprezentowanymi powyżej wynikami analiz, gdzie świeże ziarna kwarcu, bez obróbki dominują zdecydowanie we frakcji grubszej.

W składzie petrograficznym dominują skały skandynawskie (północne): wapienie paleozoiczne i skały krystaliczne. To prawidłowość, która uważana jest za jeden z ważniejszych wyznaczników dla różnowiekowych poziomów glin lodowcowych. Uwagę na to zwrócił LAMPARSKI (1971), twierdząc, że sytuację petrograficzną najlepiej oddaje stosunek skał krystalicznych do północnych skał wapiennych. Są to składniki skandynawskiego pochodzenia, występujące w podobnej ilości. Autor ten zwrócił uwagę (LAMPARSKI 1971), że z punktu widzenia metodologicznego stosowanie wskaźników opartych na materiale skandynawskim i lokalnym oraz nierównych ilościowo poszczególnych grupach skalnych może wzbudzać wątpliwości. Dlatego do obliczeń wskaźników petrograficznych bierze się pod uwagę



tylko materiał skandynawski, północny. Postulat ten został zastosowany w niniejszej pracy.

Przewaga okruchów skał osadowych nad krystalicznymi znajduje wyraz w wartościach współczynnika  $O/K$  (1,72 i 1,69). Są one równie wysokie, jak te, które uzyskali DZIERŻEK i OLSZEWSKA (1996) dla gliny subfazy chodzieskiej w stanowisku Wolsko Dolne. Podobny rozkład współczynników petrograficznych uzyskała również dla tej gliny (tj. gliny subfazy chodzieskiej) GÓRSKA (1995, 1997) w Ujściu. Dodatkowym podobieństwem do wyników uzyskanych dla gliny subfazy chodzieskiej przez DZIERŻKA, OLSZEWSKĄ i GÓRSKĄ (1995, 1997, 2000) jest obecność dolomitów dewońskich oraz brak łupków paleozoicznych. Dolomity dewońskie wskazują dodatkowo na północno-wschodnie pochodzenie materiału żwirowego w glinie.

Strukturalnie gliny różnią się między sobą. Ze względu na dość chaotyczne ułożenie dłuższych osi głazików i małe nachylenie oraz niewielkie, owalne skupiska piaszczyste możemy uznać glinę stanowiska Mk I za glinę z wytopienia. W stanowisku Mk III wydzielono na podstawie cech strukturalnych dwie fazy gliny: glinę bazalną z nałożenia w części spągowej oraz glinę z licznymi soczewkami piaszczystymi o wrzecionowatych kształtach, charakterystycznych dla gliny spływowej.

Stanowiska Mk IV i V dają wgląd w budowę powierzchniowych osadów wysoczyzny polodowcowej. W obu stanowiskach występują bezstrukturalne osady drobno- i średniopiaszczyste, z domieszką frakcji żwirowej w spągu (tj. na głębokości ok. 2 m p.p.t). Znaczną przewagę posiada ziarno kwarcowe typu  $\beta$ . Są to charakterystyczne cechy dla osadów akumulacji fluwioglacjalnej bądź osadów ablacyjnych. Za ablacyjną genezę tych osadów przemawia

obecność piasków gliniastych w części stropowej stanowiska Mk V.

Natomiast glinę przykrywającą osady piaszczysto-żwirowe w stanowisku Mk II można uznać za CHURSKĄ (1965) za osad postglacjalny, koluwalny, stanowiący wypełnienie doliny powstałej w warunkach peryglacjalnych, podobny do osadów występujących w badanych przez CHURSKĄ (1965) dolinkach na stokach wzdłuż pradoliny Noteci-Warty. Podczas depozycji koluwium w wyniku zmian wczesnodiagenetycznych powstały opisane wyżej deformacje ciągłe w postaci fałdów kolankowych.

#### LITERATURA

- BERTHELSEN A., 1978: The methodology of kinetostratygraphy as applied to glacial geology. *Biul. Geol. Soc. Denmark*, 27, SI, 25–38.
- BOULTON G.S., 1970a: On the deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers. *Journ. Glaciol.*, 9, 231–245.
- BOULTON G.S., 1970b: On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. *Journ. Glaciol.*, 9, 213–230.
- BOULTON G.S., Paul M.A., 1976: The influence of genetic processes on some geotechnical properties of glacial till. *Quatern. Journ. Eng. Geol.*, 9, 159–194.
- BRODZIKOWSKI K., 1984: Deformacje metasedymentacyjne w osadach czwartorzędowych okolic Jaroszowa. *Acta Univ. Wratisl.*, 655, 17–55.
- BRODZIKOWSKI K., CEGŁA J., 1981: Kink folding in unconsolidated Quaternary sediments. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 51, 63–82.
- BROSTER B.E., 1991: Glacitectonic deformation in sediment and bedrock, Hat Creek, British Columbia. *Geogr. Phys. Quater.*, 45, 1, 5–20.
- CHURSKA Z., 1965: Późnoplejstoceńskie formy denudacyjne na zboczach pradoliny Noteci-Warty i doliny Drwęcy. *Studia Soc. Torunensis*, 6, C.
- DADLEZ R., JAROSZEWSKI W., 1994: *Tektonika*. Wydawnictwa Naukowe PWN, Warszawa.
- DZIERŻEK J., OLSZEWSKA D., 1996: Litostratygrafia osadów czwartorzędowych w odslonięciu Wolsko nad Notecią. [W:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utwo-*

- rów czwartorzędowych. *Geografia* 57, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, 97–109.
- EHLERS J., STEPHAN H.J., 1979: Forms at the base of till strata as indicators of ice movement. *Journ. of Glaciol.*, 25(91), 345–356.
- GALON R., 1952: Formy polodowcowe okolic Więcborka. *Stud. Soc. Toruniensis, C*, 1, 5, 1–29.
- GOŹDZIK J., 1998: Struktury sedymentacyjne w eolicznych piaskach pokrywowych w Polsce. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. Wyd. Geogr. i St. Regional. UW, Warszawa, 167–191.
- GOŹDZIK J., MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., 1982: Badanie wpływu niektórych procesów geologicznych na przekształcenie powierzchni ziarn kwarcowych. *Przegl. Geogr.*, 54(3), 219–241.
- GÓRSKA M., 1995: Litostratygrafia glin w Ujściu nad Notecią. [W:] A. Kostrzewski, B. Nowaczyk, L. Kasprzak (red.), *Póznoczwartorzędowy rozwój rzeźby i zmiany środowiska przyrodniczego*. Sympozjum, Poznań 12–13.10.95, *Abstrakty*, 21–22.
- GÓRSKA M., 2000: Wybrane właściwości petrograficzne vistuliańskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenie dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu. *PTPN*, Poznań.
- KACZMAREK L., 1992: Paleośrodowiskowe implikacje wybranych sublitofacji osadów vistulianu okolic Śmigła. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Seria A – Geografia Fizyczna*, 44–92.
- KASPRZAK L., 1988: Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej. *PAN, Dokumentacja Geologiczna, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania*, z. 5–6. Zakład im. Ossolińskich, Wrocław – Kraków – Gdańsk – Łódź.
- KASPRZAK L., 1995: Rzeźba i osady glacialne lobu Sławy Śląskiej. [W:] S. Kozarski (red.), *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki i transformacja geosystemu (~20ka – 10ka BP)*, część II – Opracowanie analityczne. UAM, ZG, IBCz, Poznań, 75–110.
- KASPRZAK L., KOZARSKI S., 1984: Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. *Geografia* 29, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- KLATKOWA H., 1976: Ślady środowiska eolicznego w rzeźbie powierzchni ziarn kwarcowych, wyniki analizy w elektornowym mikroskopie skaningowym. *Acta Geogr. Lodz*, 37, 93–109.
- KLATKOWA H., 1992: Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w Środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facjalnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych. *Acta Geogr. Lodz.*, 63, 39–79.
- KOZARSKI S., 1962: Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci–Warty. *Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 2, 3.
- KOZARSKI S., 1995: Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki i transformacja geosystemu (~20ka–10ka BP). *Dokumentacja Geograficzna 1*. PAN, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania. Wyd. Continuo, Wrocław.
- KOZARSKI S., KASPRZAK L., 1991: Stosunek rzeźby strefy marginalnej fazy leszczyńskiej ostatniego zlodowacenia do podłoża previstuliańskiego w południowo-zachodniej Wielkopolsce. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Seria A – Geografia Fizyczna*, 42, 85–101.
- KRYGOWSKI B., 1961: *Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej, cz. I, Geomorfologia*. Wyd. Mat.-Przyr. PTPN, Poznań.
- LAMPARSKI Z., 1971: Egzaracja lodowcowa w marginalnej strefie zlodowacenia środkowopolskiego. *Biul. Geol. UW*, 13, 5–74.
- LAWSON D., 1979: *Sedimentological analysis of the Matanuska Glacier, Alaska*, CRREL Report 79–9. Hannover, New Hampshire, USA.
- LISZKOWSKI J., 1996: Cechy diagnostyczne oraz typowe sekwencje subfacji glin morenowych vistulianu środkowej Wielkopolski. *Geologos*, 1, 159–174.
- MIALL A.D., 1978: Glaciofluvial transport and deposition. [W:] N. Eyles (ed.), *Glacial geology: an introduction for engineers and earth scientists*. Pergamon Press (Oxford), 168–183.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., 1995: Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Warszawa, 29–105.
- OLSZEWSKI A., 1974: Jednostki litofacjalne glin subglacialnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotektur. *Studia Soc. Torunensis*, 8, 2, Toruń.
- RATAJCZAK M., 1995: Właściwości allochtonicznej gliny spływowej w krawędzi sedymentacyjnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowace-

- nia koło Gaju Wielkiego. Zakład Geomorfologii IBCz UAM. Praca magisterska [maszynopis].
- RUSZCZYŃSKA-SZEJNAJCH H., 1998: Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. Wydż. Geogr. i St. Regional. UW, Warszawa, 13–40.
- STANKOWSKI W., 1996: Podstawowe facje glin morenowych oraz kryteria ich wyróżniania. *Geologos*, 1, 149–157.
- SZUPRYCZYŃSKI J., 1966: Objaśnienie do mapy geomorfologicznej 1:50 000, Arkusz Szamocin. *Dokumentacja Geograficzna*, I, Instytut. Geogr. PAN, Warszawa.
- WYSOTA W., 1992: Morfogeneza środkowo-wschodniej części Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego w świetle badań osadów i form zlodowacenia vistuliańskiego. UMK, Toruń. Rozprawa doktorska [maszynopis].
- ZIELIŃSKI T., 1992: Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Prace Nauk. Uniw. Śląsk.*, 1325, Katowice.
- ZIELIŃSKI T., 1993: Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Prace Nauk. Uniw. Śląsk.*, 1398, Katowice.
- ZIELIŃSKI T., 1995: Kod litofacjalny i litogeniczny – konstrukcja i zastosowanie. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Warszawa, 220–235.
- ZIELIŃSKI T., 1998: Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.) *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. Wydż. Geogr. St. Regional., UW, Warszawa, 193–257.

Recenzent: prof. dr hab. Bolesław Nowaczyk

Zakład Geomorfologii  
Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii  
Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu

## SURFACE DEPOSITS OF THE TERMINAL MORaine HILL AND ITS NEIGHBOURHOOD NEAR MIASTECZKO KRAJEŃSKIE IN LIGHT OF LITHOLOGICAL INVESTIGATIONS

### Summary

The article discusses results of sedimentological and lithological investigations of glacial and fluvio-glacial sediments, which build the surface series of the Western fragment of one of the hills of the terminal moraine series of the Noteć River, and deposits, which build the upland at the back of these hills. Deposits at the bottom of the erosion valley were also analysed. The aim of the work was to present the sedimentation conditions of the deposits in question. For that purpose lithofacial analysis was used, which comprises determination of the diagnostic features of each deposit, manifested by its texture and structure, and determination of the spatial reach of the deposits and geological relations between them and the geomorphological position (KASPRZAK, KOZARSKI, 1984). The hills north of the Noteć proglacial stream valley in the southern fragment of the Wysoczyzna Krajeńska (Krajeńska Upland) are treated by GALON (1952) as belonging to the terminal moraine series of the Noteć River, called by KOZARSKI (1962) Wyrzysk oscillation. This terminal moraine zone consists

of a few hills (Fig. 1). One of them, the so-called Las Białośliwski (Białośliwski Forest) is found between the towns of Białośliwie and Miasteczko Krajeńskie (Fig. 1). The hill's peak is at 162 m above sea level. The southern slopes of the hill are cut by erosion valleys and dry concave forms, which are considered to be slope synclines or denudation synclines (CHURSKA, 1965).

The lithofacial analysis has revealed that the surface series of the deposits that build the "Las Białośliwski" hill consist of about 10 m thick fluvio-glacial sands and gravels, covered with glacial till and rhythmically laminated clayey-dusty deposits. On site Mk I melting till was found, whereas on site Mk III the till is dual. Some of it is basal till and some is flow till. Glacial tills on both sites are characterized by similar mechanical composition, dressing of quartz grains and petrographic composition. However, they are clearly different structurally.

In the petrographic composition there are more fragments of deposit rocks (i.e. Palaeozoic limestones and northern dolomites) than



crystalline rocks. This is characteristic of Chodzież till. Similar results for this till in Wolsk Dolny (the same elevation) were obtained by DZIERŻEK and OLSZEWSKA (1996). The presence of Devon dolomites and lack of Palaeozoic slates are also characteristic of Chodzież till. Devon dolomites indicate the northeastern origin of the material, which was additionally confirmed by the analysis of the position of the longer axis of pebbles.

Sites Mk IV and Mk V give insight into the structure of the surface deposits of the post-

glacial upland. On both sites there are structureless small and medium sized sands, with the addition of gravel fraction in the floor. With respect to dressing, quartz grains type *â* dominate in the deposit. These are characteristic features of the deposits of fluvio-glacial accumulation or ablation deposits. On site Mk II, which was located in the erosion valley, the till covered by sand-gravel deposit can be considered after CHURSKA (1965) to be postglacial, coluvial deposit, which fills the valleys formed under periglacial conditions.