

## Cechy teksturalne osadów jako źródło informacji o warunkach środowiska sedymentacji, na przykładzie osadów plejstocenijskich z profilu Głinojeck (Równina Raciąska)

Łukasz Bujak\*, Barbara Woronko\*, Krzysztof Wrotek\*\*



L. Bujak

B. Woronko

K. Wrotek

**Texture features of Pleistocene deposits as a source of information on sedimentary environment conditions; a case study of Głinojeck borehole (Raciąż Plain).** *Prz. Geol.*, 54: 319–325.

*Summary.* Analysis of the texture of sediments from the Głinojeck borehole (sheet Sochocin) allowed to better understand conditions of their accumulation environment. Sandy sediments were divided into fluvio-glacial, fluvio-periglacial and fluvial units. Rate and duration of the accumulation processes were determined. The analysis also allowed to distinguish between thick units of glacial till. No sediments representing climatic optimum of any interglacial were found in the borehole since the sediments must have been accumulated in harsh environmental conditions (sparse vegetation and intensive aeolian processes during the Malopolian and Great Interglacials).

*tion and intensive aeolian processes during the Malopolian and Great Interglacials).*

**Key words:** Raciąż Plain, textural features of Pleistocene mineral deposits, deposition environments

Cechy teksturalne osadów mineralnych mogą być cennym źródłem informacji o warunkach środowiska, w których były one deponowane (Mycielska-Dowgiało, 1995). Ma to szczególne znaczenie w przypadku osadów, których struktura jest nieznana np. w głębokich wierceniach, bądź też, gdy nie dysponujemy seriami organicznymi, których analiza z dużą precyzją może pomóc w odtworzeniu nawet niewielkich wahań klimatycznych oraz w określeniu wieku osadów (Lindner, 1992; Mojski, 1993; Jańczyk-Kopikowa, 1995). W sytuacji, gdy analizie podlegają jedynie miększe serie osadów mineralnych, warsztat badawczy ogranicza się wyłącznie do analiz cech teksturalnych (Bałuk i in., 2002). Niezwykle dużo informacji dostarcza analiza uziarnienia, przez wielu uważana jedynie za wstęp do dalszych badań. Analiza charakteru powierzchni ziaren kwarcowych frakcji piaszczystej wg Cailleux (1942) z późniejszymi modyfikacjami (Goździk, 1980; Mycielska-Dowgiało & Woronko, 1998), nie tylko przynosi cenne informacje na temat środowiska sedymentacji (Mycielska-Dowgiało & Woronko, 1998, 2001, 2004a, b; Woronko, 2001a; Błaszkiwicz i in., 2004), ale również pozwala określić stopień przekształcenia osadów źródłowych, a tym samym długości trwania procesu (Mycielska-Dowgiało, 1993, 1995, 2001). Ponadto wyniki tej analizy są pomocne w odtworzeniu charakteru procesów postsedymentacyjnych np. wietrzenia w profilach glebowych (Bednarek, 1988; Kowalkowski, 1988). Równocześnie skład mineralny osadów np. udział kwarcu lub skaleni w osadzie, jest niejednokrotnie jedyną informacją o wieku osadów (Goździk & Wiatrak, 2001). Podobnie cennym źródłem informacji jest skład minerałów ciężkich (Barczuk & Mycielska-Dowgiało, 2001; Mycielska-Dowgiało, 1993) oraz analiza petrograficzna żwirów dostarczająca informacji o wieku serii glacialnych (Lisicki, 2003).

Otwór kartograficzny Głinojeck, wykonany w ramach realizacji *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000* (ark. Sochocin) nawiercono na wschodnim skraju miasta Głinojeck (ryc. 1), na wysoczyźnie morenowej w strefie „głinojeckich moren czołowych“ (Michalska, 1961, 1967). Znajduje się on w obrębie obniżenia w podłożu plejstocenu, biegnącego z rejonu Żuromina przez Rydzyn, Głinojeck i dalej w kierunku Płońska (Bałuk, 1976, 1979; Wrotek, 2006). Do chwili obecnej została określona stratygrafia nawierconych osadów, opierająca się głównie na analizie petrograficznej żwirów (Jeleński, 2003; Wrotek, 2006). W otworze tym nie stwierdzono miększych serii organicznych, jak również struktura nawierconych osadów jest nieznana. W tej sytuacji cechy teksturalne osadów mineralnych są cennym źródłem informacji o warunkach środowiska akumulacji.

### Stratygrafia i litologia osadów plejstocenijskich w profilu Głinojeck

Przedstawiona poniżej stratygrafia osadów przede wszystkim jest oparta na analizie petrograficznej żwirów (Jeleński, 2003), uzupełnionej analizą palinologiczną (Winter, 2002a).

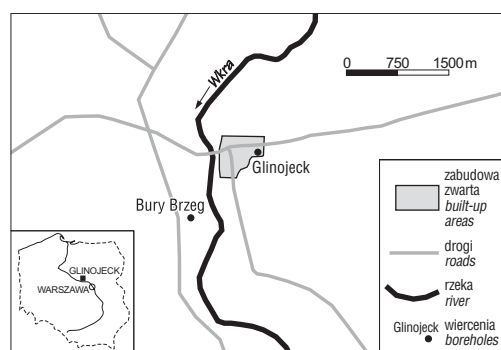
W otworze Głinojeck na gł. 188,6–177,5 m nawiercono ility i mułki z nielicznymi laminami piasków drobnoziarnistych. Badania palinologiczne nie określiły jednoznacznie ich wieku (Słodkowska, 2002). W profilu Budy Radzyminskie w podobnych osadach Słodkowska (2002) wyróżniła zespół pyłkowy charakterystyczny dla schyłku miocenu lub wczesnego pliocenu (Wrotek, 2006).

Na gł. 177,5–160,2 m występują piaski różnoziarniste, ze żwirem i otoczkami. W wyniku korelacji z innymi profilami w tym regionie przyjęto, że jest to osad wodnolodowcowy, akumulowany w czasie recesji lądolodu stadiału młodszego zlodowacenia narwi (Wrotek, 2006).

Wyżej, (gł. 160,2–155,9 m), zalegają piaski drobnoziarniste, z wkładkami mułków i domieszką humusu. Przyjęto, że jest to osad akumulowany w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia nidy w zbiorniku zastoiskowym u jego czoła. Ponad tymi piaskami na głębokości

\*Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa; lbujak@poczta.onet.pl; bworonko@uw.edu.pl

\*\*Przedsiębiorstwo Geologiczne POLGEOL, ul. Berezyńska 39, 02-903 Warszawa; www.polgeol.com.pl



Ryc. 1. Lokalizacja wiercenia Glinojec  
Fig. 1. Location of the Glinojec borehole

155,9–140,2 m stwierdzono pochodzącą z tego okresu glinę zwałową, powyżej której (gł. 140,2–129,0 m) zalegają wodnolodowcowe piaski różnoziarniste ze żwirami i otoczkami ze schyłku zlodowacenia nidy.

Osady interglacjału małopolskiego lub ferdynandowskiego (gł. 129,0–101,9 m), to lekko zamulony piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi żwirami. Ponad nim (gł. 101,0–90,0 m) spoczywają osady zlodowacenia sanu 1 lub sanu 2, wykształcone w postaci limnoglacialnych piasków pylastych, mułków i ilów. W serii tej na gł. 93,6–93,5 m pojawia się jeziorny mułek piaszczysto-pylasty z wkładkami detrytusu roślinnego.

Interglacjał wielki (gł. 90,0–63,8 m) reprezentują rzecne serie piasków drobno- i średnioziarnistych, z pojedynczymi żwirami i głazikami, liczniejszymi w spągu serii.

Powyżej, (gł. 63,8–58,3 m), występują mułki pylasto-piaszczyste zlodowacenia odry.

Prawie pięćdziesięciometrowy kompleks glin zwałowych (gł. 58,3–9,2 m) poprzedzielany warstwami piaszczystymi (gł. 57,9–55,3 m, 54,5–54,1 m, 15,6–15,3 m oraz 13,7–9,5 m) zakwalifikowany został przez Wrotka (2006) jako seria „odrzańsko-warciańska”. W wyniku korelacji poziomów gliniastych z innymi profilami oraz w nawiązaniu do analizy szerszego tła (Bałuk, 1979) przyjęto, że dolna część pakietu od spągu do gł. 36,5 m, odpowiada zlodowaceniowi odry. Z kolei glina zwałowa leżąca wyżej, zawierająca więcej żwirów została zaliczona do zlodowacenia warty (w sąsiednich profilach te dwie gliny zwałowe są rozdzielone na głębokości około 40 m serią osadów limnoglacialnych) (Wrotek, 2006). Jednakże Jeleński (2003) na podstawie badań petrograficznych, cały nierozdzielny kompleks glin zwałowych (gł. 54,1–16,05 m) zalicza do zlodowacenia warty. Jednocześnie wyróżnia w jej obrębie 3 rodzaje glin zwałowych o różnych współczynnikach petrograficznych oraz porwaki.

Nad warstwą glin zwałowych (gł. 9,2–5,0 m) występuje jednometrowej miąższości mułek piaszczysto-pylasty oraz 3,2 m piasków drobno- i średnioziarnistych. Przyjęto, że reprezentują one osady wodnolodowcowe. Powyżej (gł. 5,0–2,9 m) nawiercono mułki. Podścielają one piaski drobnoziarniste (gł. 2,9–0,7 m), których akumulacja jest związana ze stadiem środkowym (wkry) zlodowacenia warty (Wrotek, 2006).

Strop nawierconych osadów (gł. 0,7–0,0 m) stanowi piaszczysta glina, na której wykształciła się gleba.

### Metody badań

Ze wszystkich wyróżnionych serii w profilu Glinojec pobrano 61 próbek z niezaburzonych fragmentów rdzenia

(pominięto osady uzyskane z próby okrucowej z płuczki oraz osady mułkowe i ilaste), dla których wykonano analizę obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziaren kwarcowych frakcji piaszczystej (0,8–1,0 mm) metodą Cailleux (1942) w modyfikacji Goździka (1980) oraz Mycielskiej-Dowgiałło & Woronko (1998). Analiza ta łączy stopień obtoczenia ziaren kwarcowych wg skali Krumbeina (1941) oraz charakter ich powierzchni. Dla tych samych próbek wykonano również analizę obtoczenia ziaren kwarcu frakcji 0,8–1,0 mm na graniformetrze spychaczowym Krygowskiego (1964) oraz obliczono udział procentowy kwarcu w poszczególnych próbkach. Ponadto dla 21 próbek wykonano analizę minerałów ciężkich. Dla glin zwałowych oraz osadów piaszczysto-żwirowych przeprowadzono analizę petrograficzną (Jeleński, 2003). Jednocześnie wykorzystano sondażowe analizy palinologiczne (Winter, 2002a, b).

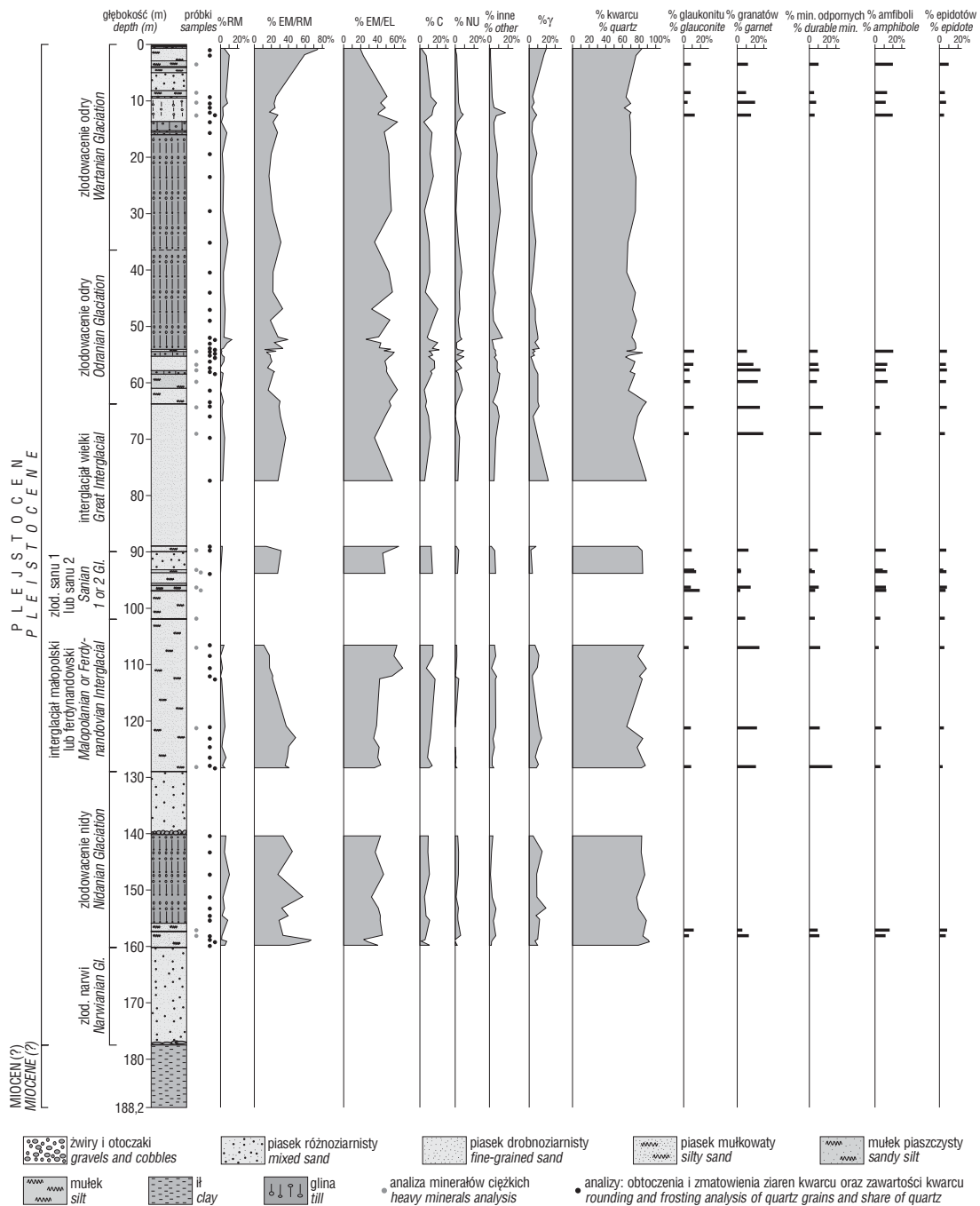
### Wyniki badań

Spąg nawierconych osadów plejstocenijskich (ryc. 2) stanowi warstwa bruku (żwir i głaziki), na którym spoczywa piasek różnoziarnisty ze żwirem (gł. 177,5–160,2 m), którego wiek i geneza w chwili obecnej jest trudny do ustalenia, gdyż brak jest na tym fragmencie rdzenia.

Piasek drobnoziarnisty zalegający na gł. 160,2–157,4 m, cechuje wysoki udział ziaren pękniętych (C) i świeżych (NU). W spągu stanowią one odpowiednio 2,4% i 12,2%, zaś w stropie 5,6% i 7,0% (ryc. 2). Tymczasem w środkowej części serii suma tych ziaren nie przekracza 6%. Ponadto odnotowano ziarna kształtowane w środowisku wysokoenergetycznym plażowym (EM/EL), jak również reprezentujące środowisko eoliczne (RM, EM/RM). Te ostatnie na gł. 160,1 m stanowią 43,9%, a na poziomie 159,4 m ich udział dochodzi do około 70% (ryc. 2) i jest jednym z najwyższych w badanym profilu. Jednak wśród nich dominują ziarna na powierzchni, których efekty abrazyj eolicznej widoczne są jedynie na krawędziach i narożach (EM/RM). Świadczy to o wzmożonym, ale krótkotrwałym działaniu procesów eolicznych w okresie akumulacji tej części serii piaszczystej. W stropie analizowanych osadów zauważalny jest spadek udziału ziaren o obróbce eolicznej do 34,5% (gł. 158,4 m). Najprawdopodobniej początek akumulacji piasków mógł nastąpić w warunkach peryglacialnych, u schyłku zlodowacenia narwi, bądź w fazie anaglacjalnej zlodowacenia nidy. Na odsłoniętych i już częściowo przesuszonych osadach sandrowych, przed czołem lądolodu, mogły istnieć dogodne warunki do rozwoju procesów eolicznych (Vandenbergh & Ming-ko Woo, 2002). W tych warunkach ziarna przenoszone przez wiatr mogły być deponowane bezpośrednio w korytach rzek (Van Huissteden i in., 2000; Mol i in., 2000; Kasse i in., 2003), bądź też akumulowane na terenach podmokłych m.in. w dnach dolin rzecznych (Kotarbiński i in., 2000; Van Huissteden i in., 2000). Duża kohezja osadów nie pozwalała na ponowne ich włączenie do transportu eolicznego. Najprawdopodobniej reprezentują one osady fluwioperyglacialne. Za taką interpretacją przemawia również bardzo wysoki udział kwarcu w osadach (ponad 90%). Szczególnie dogodne warunki do rozwoju procesów eolicznych miały miejsce w sezonie zimowym (Isarin i in., 1997), jeżeli miąższość śniegu była mała (Kobendza & Kobendza, 1958; Seppälä, 2004). Sprzyjała temu obfitość materiału piaszczystego w dolinach rzek, minimalne pokrycie roślinnością, jak również

większa niż latem prędkość wiatru (Seppälä, 2004). Współcześnie takie warunki obserwuje się w strefie klimatu arktycznego lub subarktycznego (Seppälä, 2004), między innymi na Alasce, w dolinach rzek roztokowych, na przedpolu lodowców (Lewkowicz & Young, 1991), bądź też na Islandii (Mountney & Russell, 2004). Natomiast, gdy śniegu było dużo, procesy eoliczne były aktywniejsze latem (Seppälä, 1971). Za akumulacją osadów w warunkach klimatu zimnego przemawiają również wyniki analizy palinologicznej (Winter, 2002a) stwierdzającej, że spektra pyłkowe występujące w mułkach (gł. 157,4–157,3

m) są redeponowane. Ich depozycja następowała w zbiorniku zastoiskowym. Natomiast akumulacja osadów budujących strop badanej serii miała miejsce w warunkach dostawy materiału przez wody fluwioglacjalne. Dlatego też charakteryzuje je bardzo duże zróżnicowanie powierzchni ziaren kwarcowych (Woronko, 2001a; Mycielska-Dowgiało & Woronko, 2004b). W tej sytuacji należy brać pod uwagę, że analizowane osady piaszczyste (gł. 160,2–157,4) odzwierciedlają zmiany położenia czoła lądolodu (może rangi stadiałów), bądź też nasunięcie kolejnego lądolodu. Najnowsze badania aluwii akumu-



**Ryc. 2.** Udział ziaren kwarcowych frakcji piaszczystej (0,8–1,0 mm): okrągłych matowych (RM), pośrednich matowych (EM/RM), błyszczących pośrednich (EM/EL), pękniętych (C), nieobrobionych (NU), innych, ziaren typu  $\gamma$ ; zawartość kwarcu w osadzie oraz minerałów ciężkich: glaukonitu, granatów, odpornych na wietrzenie fizyczne (cyrkon, dysten, rutyl, staurolit, turmalin), amfiboli, epidotu w profilu Gliniojeck

**Fig. 2.** The share of quartz grains of sand fraction (0.8–1.0 mm): rounded (RM), semi-rounded (EM/RM), shine semi-rounded (EM/EL), broken (C), angular (NU), other,  $\gamma$ ; share of quartz and heavy minerals: glauconites, garnets, durable minerals (zircon, rutile, tourmaline, staurolite, disthene), amphiboles, epidotes in the borehole Gliniojeck



lowanych od maksimum ostatniego zlodowacenia do holocenu pokazują, że jednak niewielkie zmiany klimatu nie są zapisane w tego typu osadach (Mol i in., 2000; Kasse i in., 2003).

Wyżej leżąca glina zwałowa (gł. 155,9–140,2 m), reprezentująca zlodowacenie nidy, charakteryzuje się podwyższonym udziałem ziaren o obróbce eolicznej (do 58,5%) w stosunku do innych tego typu osadów w profilu (ryc. 2). Jednak ku stropowi serii obserwuje się stopniowy spadek tego typu ziaren. Najprawdopodobniej transgredujący łądolód tego zlodowacenia początkowo (daleko na północy) egzarował osady zawierające małe ilości ziaren o obróbce eolicznej. Przesuwając się ku południowi, na obszar gdzie warunki peryglacjalne sprzyjały rozwojowi procesów eolicznych, udział ziaren eolicznych w osadzie wzrastał (Goździk, 1995; Goździk & Maruszczak, 2001). Dlatego też spąg serii gliniastej jest wzbogacony w ziarna typu RM i EM/RM (ryc. 2). Biorąc pod uwagę udział ziaren o obróbce eolicznej w tej glinie, zauważalna jest jej dwudzielność, na co wskazują również wyniki analizy petrograficznej żwirów (Jeleński, 2003).

Miąższa seria osadów piaszczysto-mułkowych (65 m), w wyniku korelacji z profilem Głinojeck w Starej Cukrowni (ok. 1 km na SW od badanego profilu), wstępnie została podzielona na trzy jednostki stratygraficzne — interglacjały: małopolski lub ferdynadowski (gł. 129,0–101,9 m) i wielki (gł. 90,0–63,8 m), rozdzielone osadami zlodowacenia sanu 1 lub sanu 2 (gł. 101,9–90,0 m). Jednakże forma zachowania rdzenia głównie w postaci próby okrucowej z płuczki, uniemożliwiła pobór próbek na tyle gęsto (rys. 2), aby interpretacja warunków środowiska była dostatecznie pełna.

Osady interglacjału małopolskiego lub ferdynadowskiego zostały oprobowane jedynie w partiach spągowych (gł. 128,5–121,2 m) i na gł. 112,8–106,6 m. Warstwa spągowa charakteryzuje się wyższą (do 47,9%) w stosunku do średniej (29,5%) w profilu zawartością ziaren o obróbce eolicznej, jednak są to jedynie ziarna typu EM/RM (ryc. 2). Podwyższony stopień eolizacji osadów potwierdza również wysoki udział ziaren grupy  $\gamma$  (do 14,3%) oraz kwarcu (do 87,1%). Ponadto wśród minerałów ciężkich zaznacza się wzbogacenie w minerały odporne na wietrzenie (cyrkon, dysten, rutil, staurolit i turmalin — powyżej 25%) oraz granaty (ponad 20%). Jednocześnie w osadach tych obserwuje się stosunkowo wysoki udział ziaren pękniętych (13,8%), niski zaś ziaren typu EM/EL. Takie cechy osadów najprawdopodobniej świadczą o istnieniu warunków sprzyjających rozwojowi procesów eolicznych, przy czym niski udział ziaren typu RM wskazuje, że były one krótkotrwałe (Woronko, 2001a). Dotychczasowe wyniki badań wskazują, że osady eoliczne długotrwałe przewiewane zawierają 93–95% kwarcu (Kamińska i in., 1986). Przeanalizowane osady reprezentują okres chłodny tego interglacjału.

Druga warstwa z tej serii (gł. 112,8–106,6 m) charakteryzuje się niskim udziałem ziaren EM/RM (11–21%) oraz wysokim ziaren pochodzących z wysokoenergetycznego środowiska plażowego (EM/EL do 69,4%). Osad był wielokrotnie redeponowany, o czym świadczy wzbogacenie w granaty (25,3%). Obserwuje się także, prawdopodobnie pod wpływem intensywnego wietrzenia chemicznego, zmniejszenie ilości amfiboli do 4,1% (Barczuk & Mycielska-Dowgiałło, 2001) oraz wysoki udział ziaren z grupy inne (do 7,3%). Najprawdopodobniej jest to osad akumulowany przez rzekę meandrującą (Bujak, 2003). Podobną

interpretację podaje Jeleński (2003), dodając ponadto, że mułki pylaste w stropie są związane z facją pozakorytową tej rzeki. Brak szczątków materii organicznej w analizowanych osadach można wyjaśnić tym, że pojawiają się one w aluwjach w okresie od 1/3 do 2/3 trwania interglacjału (Gibbard & Lewin, 2002). Można więc sądzić, że były one deponowane w warunkach łagodniejszego klimatu.

Wykazujące dużą zmienność osady zlodowacenia sanu 1 lub sanu 2 (gł. 101,9–90,0 m) zostały przebadane głównie pod kątem minerałów ciężkich. Według Jeleńskiego (2003) spągowa warstwa (ił) była akumulowana w środowisku limnoglacialnym. Natomiast strop warstwy jest związany ze środowiskiem fluwioglacialnym. Taką interpretację genezy tych osadów potwierdzają wyniki badań palinologicznych próbek pobranych z mułku z gł. 93,6–93,5 m. Stwierdzono w nich wysoki udział pyłków roślin charakterystycznych dla trzeciorzędu oraz pyłku i sporów taksonów plejstocenijskich (Winter, 2002a). Wskazuje to na egzarację osadów podłoża łącznie z utworami trzeciorzędowymi. Prawdopodobnie sedymentacja tych osadów następowała w klimacie subarktycznym, z ubogą roślinnością typu tundry krzewiastej i zbiorowisk roślin zielnych wokół zbiornika wodnego (Winter, 2002a).

Interglacjał wielki reprezentują osady piaszczyste (90,0–63,8 m gł.). Ich spąg stanowią piaski drobnoziarniste (gł. 90,0–89,0 m). W dolnej części zawierają one znaczny udział ziaren o obróbce eolicznej (31,1%), przy czym procesy eoliczne zaznaczyły się jedynie na krawędziach i narożach ziaren. Jednocześnie zanotowano brak ziaren typu RM. Z kolei stropową część warstwy (gł. 89,2 m) charakteryzuje (ryc. 2) zaledwie 11,0% udział ziaren typu EM/RM oraz wzbogacenie w ziarna typu EM/EL (66,1%). Takie cechy osadu mogą wskazywać na akumulację w środowisku fluwialnym w warunkach bardzo surowego klimatu, łagodniejszego jednak w miarę upływu czasu. Potwierdzać to może również brak szczątków organicznych w badanych osadach świadczący o akumulacji na początku, bądź w okresie schyłku tegoż interglacjału (Gibbard & Lewin, 2002). Ponadto drobnoziarnisty charakter osadów sugeruje, że mogą być one związane z rzeką meandrującą (Gibbard & Lewin, 2002; Mycielska-Dowgiałło & Woronko, 2004b), bądź też piaszkodenną rzeką roztokową (Zieliński, 1998). W późniejszym okresie interglacjału akumulacja osadów (gł. 89,0–63,8 m) przebiegała w bardzo podobnych warunkach (ryc. 2). Jedynie osady leżące na głębokości ok. 70 m wskazują na wyraźne pogorszenie warunków klimatycznych w czasie interglacjału. Wówczas to w osadach pojawia się wyższy udział ziaren genezy eolicznej (EM/RM — 36,4%) oraz typu C (11,8%) i NU (4,5%). Ponadto osady te charakteryzuje niski udział ziaren typu EM/EL (36,4%). Tak duża różnorodność typów powierzchni ziaren kwarcowych jest charakterystyczna m.in. dla osadów fluwioglacialnych (Woronko, 2001a).

W profilu Głinojeck nie zostały nawiercone osady optimum klimatycznego interglacjału wielkiego. Z dotychczasowych badań wynika, że okres optimum klimatycznego reprezentują zazwyczaj osady o bardzo małej miąższości (Gibbard & Lewin, 2002). Cechy osadów interglacjału wielkiego w profilu Głinojeck pokazują, że były one akumulowane w zmiennych warunkach klimatycznych.

Jednakże interpretując genezę i wiek całej serii piaszczysto-mułkowej (gł. 140,2–63,8 m), należy również brać pod uwagę możliwość, że w całości reprezentuje ona interglacjał wielki z fazami wyraźnego ochłodzenia klimatu. Równocześnie trzeba jednak podkreślić, że w profilach w

najbliższym sąsiedztwie nie stwierdza się tak mięjszych interglacialnych serii piaszczystych z tego okresu. Baraniecka (1974) na południe od Glinojcka (profile Karolino i Popieżyn) wyróżnia w podobnie wykształconych osadach tego samego wieku cztery cykle erozyjno-akumulacyjne. Tą zmienność obserwuje się w cechach teksturalnych analizowanych osadów. Jednocześnie bardzo zły stan zachowania tej części rdzenia, nie pozwala na pełną interpretację warunków środowiska ich akumulacji.

Pierwsze ogniwo serii odrzańskiej stanowią zamulone, limnoglacialne piaski drobnoziarniste (gł. 63,8–61,0 m). Charakteryzują się one spadkiem ku stropowi udziału ziaren kształtowanych w środowisku eolicznym (z 28,7 do 15,8 % EM/RM), pękniętych (z 7,4% do 5,3%) oraz zawartości kwarcu we frakcji piaszczystej z 88,6% do 66,7%. Wzrasta natomiast procent ziaren typu EM/EL (63,2%), NU oraz innych. Spąg tej warstwy (gł. 63,8 m) charakteryzuje ponadto najwyższy w całym profilu udział granatów (29,7%) oraz wysoki udział minerałów odpornych na niszczenie (15,1%). Świadczy to o wielokrotnej redepozycji osadów (Mycielska-Dowgiałło, 1995). Najprawdopodobniej taki obraz teksturalny osadów jest związany z dostawą materiału przez wody fluwioglacialne.

Wyżej leżąca glina zwałowa (gł. 63,8–58,5 m) charakteryzuje się małym udziałem ziaren o obróbce eolicznej (mniej niż 25%) oraz kwarcu (do 74,8%).

Warstwę tę nadbudowuje 2,6 m seria piaszczysta (Wrotek, 2006). Stwierdzono w niej bardzo wysoką zawartość ziaren świeżych (NU) do 9,2% i pękniętych (10–16,8%). Mało zaś jest ziaren typu EM/RM (zaledwie 15–20%) oraz kwarcu (63–75%). Wśród minerałów ciężkich (ryc. 2) zaznacza się wzbogacenie w granaty (do 26,7%), epidotyt (7–8%) oraz amfibole (12–13,5%). Jeleński (2003) sugeruje, że osad ten był akumulowany przez rzekę peryglacialną. Jednak cechy teksturalne osadów wskazują na ich fluwioglacialne pochodzenie. Woronko (2001a) uważa bowiem, że właśnie w proksymalnych częściach sandrów powstaje szczególnie dużo ziaren pękniętych i świeżych. Natomiast środowisko peryglacialne jedynie osłabia strukturę ziaren, co sprawia, że są one podatniejsze na pękanie.

Z kolejnej transgresji lądolodu zlodowacenia odry (Bałuk, 1979; Wrotek, 2006) lub warty (Jeleński, 2003) pochodzi piaszczysta glina zwałowa (gł. 55,3–54,5 m). Zawiera ona mało ziaren typu EM/RM 14,1%–18,0% przy jednoczesnym wzbogaceniu w ziarna typu EM/EL (56,4–58,7%) oraz pęknięte (14,5%) i świeże (6,6%). Wskazuje to na egzarcję przez lądolód osadów fluwioglacialnych lub wzmożone procesy niszczenia w obrębie lądolodu. Zarówno w stropie osadów podścielających glinę zwałową, jak również w spągu samej gliny, nie stwierdzono wzbogacenia w ziarna genezy eolicznej, jak to miało miejsce w innych przebadanych tą metodą utworach (Brud i in., 2001; Kotarbiński i in., 2000; Błaszkiwicz i in., 2004). Może to sugerować, że glina ta nie jest odrzańska, bądź warunki nie sprzyjały rozwojowi procesów eolicznych oraz egzarcji lodowcowej, tak jak miało to miejsce w Dębem (Woronko, 2001b). Odmiennej charakter w tej warstwie wykazuje jej część stropowa, w której wzrasta udział kwarcu (do 83,9%), co może wskazywać na rozmywanie tej gliny lub inne źródło czerpania materiału przez lądolód.

Wyżej leżący (gł. 54,5–54,1 m) pylasto-ilasty piasek lodowcowy (Jeleński, 2003), w porównaniu z warstwami okolicznymi, w dolnej części jest wzbogacony w ziarna typu EM/RM (25,6%), w górnej zaś w ziarna typu C (21,9%). Świadczyć to może nie o lodowcowym jak widzi

to Jeleński (2003), lecz fluwioglacialnym pochodzeniu tej warstwy. Na początku osad deponowany był daleko od czoła lądolodu (lekką podwyższona eolizacja), później w części proksymalnej (silne procesy niszczące — powstawanie ziaren pękniętych). Na silne procesy niszczenia mechanicznego wskazuje również selektywne wzbogacenie osadu w amfibole (20,2%) oraz epidot (7,9%).

Spąg mięjszej serii gliny zwałowej (gł. 54,1 m), która wg Wrotka (2006) składa się z nierozdzielonych serii pochodzących ze zlodowacenia odry (do gł. 36,5 m) i warty (powyżej), charakteryzuje się zdecydowanym podwyższeniem udziałem ziaren kształtowanych w środowisku eolicznym. Ich zawartość sięga 39,2% (EM/RM) i 12,8% (RM), a ziaren  $\gamma$  ponad 10%. W tej części podwyższony jest również (ryc. 2) udział ziaren pękniętych (20,2%) i świeżych (ponad 7%). Wyżej (gł. 49–40 m) ilość ziaren o retuszu eolicznym maleje (ryc. 2). Taki skład poszczególnych typów ziaren wskazuje, że lądolód egzarcował osady powstające w środowisku peryglacialnym (Goździk & Maruszczak, 2001; Mycielska-Dowgiałło & Woronko, 2001). Ponowne wzbogacenie w tego typu ziarna zauważalny jest na gł. ok. 35 m (31,3% EM/RM i 8,3 % RM). Próbką z tej głębokości pobrana do analizy petrograficznej również wykazała odmienne cechy od otaczających glin zwałowych (Jeleński, 2003). Możliwe, że jest to porwak innej gliny lub była ona akumulowana w odmiennych warunkach facjalnych.

Górna część tego kompleksu (zlodowacenie warty) charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem w udziale poszczególnych typów ziaren oraz obserwowanym ku stropowi wzrostem ilości ziaren typu NU z 0,9% do 6,2%.

Tak duże zróżnicowanie wewnętrzne gliny zwałowej może wynikać z jej pochodzenia z różnych epizodów glacialnych (glacjały, stadiały) lub rodzaju materiału inkorporowanego przez poruszający się po różnorodnym podłożu lądolód.

Na gł. 16,05–15,6 m znajduje się warstwa piaszczystej gliny zwałowej ze zlodowacenia warty (Wrotek, 2006) nie różniącą się cechami teksturalnymi od leżącej poniżej gliny zwałowej.

Kolejna warstwa gliny zwałowej (gł. 15,3–13,7 m) jest oddzielona nieopróbowanym piaskiem drobnoziarnistym. Pochodzi ona ze stadiału młodszego zlodowacenia (ryc. 2) warty (Wrotek, 2006; Jeleński, 2003). Stwierdzono w niej niewielką zawartość ziaren eolicznych i typu C, słabsze obtoczenie oraz wzbogacenie w ziarna EM/EL (powyżej 63%).

Powyżej znajduje się warstwa piasku lodowcowego (gł. 13,7–9,5 m) pochodzącego ze stadiału (Jeleński, 2003) dolnego zlodowacenia warty (Wrotek, 2006). Zawiera on małą ilość ziaren typu EM/RM (17,7–23,9%) i RM (2,3–3,1%). Jedynie w części stropowej zawartość RM wzrasta do 7,9% przy jednoczesnym wzroście zawartości kwarcu do 70%. W całej serii jest widoczny wysoki udział ziaren typu C (powyżej 14,0%) oraz minerałów ciężkich odpornych na wietrzenie chemiczne i fizyczne. Wskazywać to może na fluwioglacialną genezę tego osadu. Z kolei wzrost zawartości glaukonitu (do 12,8%), może wskazywać na egzarcję osadów starszych, niż plejstocen (ryc. 2).

Ostatnią opróbowaną serią osadów w profilu Glinojck jest piasek drobnoziarnisty (gł. 2,9–0,7 m), przykryty 70 cm warstwą gliny zwałowej, której wiek i geneza nie są jednak do końca pewne (Morawski, 2001). Wrotek (2006) dopuszcza możliwość korelacji tej gliny z dwiema glinami zwałowymi (gł. 2,3–2,9 i ok. 8–10 m) nawierconymi w Burym Brzegu,



pod którymi znalezione zostały osady organiczne datowane palinologicznie na interglacjał eemski (Winter, 2002b). W osadach piaszczystych stwierdzono rekordowo wysoką eoliczającą. Dominują ziarna typu EM/RM i RM (ryc. 2), których udział rośliny ku stropowi wynosi 58,3 do 73,2%. Bardzo wysokie wskaźniki eoliczacji potwierdza również duży udział ziaren typu  $\gamma$  (od 17 do 19,2%) i zawartość kwarcu 76–82%. Świadczy to o bardzo dużej aktywności, długotrwałych procesów eolicznych na tym terenie, rozwijających się przy braku lub bardzo skąpej roślinności. Najprawdopodobniej początkowo wiatr przewiewał osady fluwioglacjalne (wysoki udział ziaren pękniętych — 7,1%), a następnie dochodziło do redepozycji osadów eolicznych. Z dużym prawdopodobieństwem badana seria związana jest ze schyłkiem zlodowacenia wisły, kiedy to intensywność procesów eolicznych była na terenie Polski bardzo duża (Nowaczyk, 1986).

### Wnioski

Przeprowadzone analizy cech teksturalnych osadów plejstocenijskich nawierconych w profilu Głinojeck pozwoliły w wielu przypadkach na sprecyzowanie warunków panujących w czasie ich akumulacji.

Pokazują one, że przypisane interglacjałom osady reprezentują jedynie okresy chłodne. Nie nawiercono osadów optimum klimatycznego interglacjału.

Gliny zwałowe zlodowacenia nidy charakteryzują się podwyższonym udziałem ziaren kształtowanych w środowisku eolicznym. Zjawisko to jest znane również z innych profili z tego obszaru (Kotarbiński i in., 2000), co może wskazywać, że na północnym Mazowszu przed nasunięciem się tego lądolodu panowały warunki dogodne do rozwoju procesów eolicznych.

W osadach podścielających gliny zwałowe zlodowacenia odry (Mycielska-Dowgiałło & Woronko, 2004a) oraz bezpośrednio w ich spągu nie stwierdzono podwyższonego udziału ziaren kształtowanych w środowisku eolicznym, tak jak notowano to w innych profilach (Kotarbiński i in., 2000; Brud i in., 2001; Błaszkiwicz i in., 2005). W spągu tej gliny stwierdzono natomiast wysoki udział ziaren pękniętych i świeżych, co może świadczyć, iż lądolód poruszał się po podłożu wzbogaconym w tego typu ziarna, bądź w jego stopie dochodziło do intensywnego kruszenia okruchów skalnych.

Najsilniejsze procesy eoliczne w obrębie profilu Głinojeck zapisały się w osadzie piaszczystym akumulowanym prawdopodobnie u schyłku zlodowacenia wisły. Świadczy to, że panowały wówczas na tym terenie warunki peryglacjalne, ze skąpą roślinnością, sprzyjające rozwojowi długotrwałych procesów eolicznych.

### Literatura

BAŁUK A. 1976 — Mapy geologicznej Polski, 1 : 200 000, ark. Mława. Wyd. A i B. Wyd. Geol.  
 BAŁUK A. 1979 — Objaśnienia do arkusza Mława Mapy geologicznej Polski, 1 : 200 000. Wyd. Geol.  
 BAŁUK A., MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. & WORONKO B. 2002 — Profil osadów plejstocenijskich w Niksowiznie na Równinie Kurpiowskiej — wyniki badań litologicznych i ich interpretacja. *Prz. Geol.*, 50: 447–451.  
 BARANIECKA M. D. 1974 — Plejstocen nad dolną Wkrą. *Biul. Inst. Geol.*, 268.  
 BARCZUK A. & MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 2001 — Znaczenie składu mineralnego osadów dla rozpoznania obecności procesów eolicznych. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), Eoliczacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. *Prac. Sedyment. WGiSR UW*: 39–42.  
 BEDNAREK R. 1988 — Próba zastosowania mikroskopii elektronowej i mikroanalizy rentgenowskiej w badaniach genezy poziomów

rdzawych w niektórych glebach piaszczystych. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), Geneza osadów i gleb w świetle badań w mikroskopie elektronowym. *Wyd. UW*: 115–125.  
 BŁASZKIEWICZ M., WORONKO B. & JASTRZĘBSKI E. 2004 — Rozwój procesów eolicznych w okresie czwartorzędu na Pojezierzu Starogardzkim zapisany w cechach teksturalnych osadów. *Pr. Geograf.*, 200: 27–45.  
 BRUD S., MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. & WORONKO B. 2001 — Interpretacja stratygraficzna osadów z otworu Kozły-1 z wykorzystaniem stopnia ich eoliczacji. *Prz. Geol.*, 49: 688–691.  
 BUJAK Ł. 2003 — Cechy teksturalne osadów czwartorzędowych w profilu Głinojeck (Równina Raciąska). *Arch. WGiSR UW*.  
 CAILLEUX A. 1942 — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mm. Soc. Géol. de France*, 41: 1–176.  
 GIBBARD P.L. & LEWIN J. 2002 — Climate and related controls on interglacial fluvial sedimentation in lowland Britain. *Sediment. Geol.*, 151: 187–210.  
 GOŹDZIK J. 1980 — Zastosowanie morfometrii i graniformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego Bełchatów. *Stud. Region.*, 9: 101–114.  
 GOŹDZIK J. 1995 — Wybrane metody analizy kształtu ziarn piasku dla celów paleogeograficznych i stratygraficznych. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. & Rutkowski J. (red.), Metody badań osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. *WGiSR UW*: 115–132.  
 GOŹDZIK J. & MARUSZCZAK H. 2001 — Znaczenie paleogeograficzne osadów fluwioperyglacjalnych poprzedzających nasunięcie lądolodu odrzańskiego w dolinie Wisły środkowej. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), Eoliczacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. *Prac. Sedyment. WGiSR UW*: 65–81.  
 GOŹDZIK J. & WIATRAK M. 2001 — O genezie i wieku utworów czwartorzędowych z profilu wiercenia Lesiów PIG-1 w świetle analizy kształtu ziarn kwarcowych. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), Eoliczacja osadów czwartorzędowych jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. *Prac. Sedyment. WGiSR UW*: 65–81.  
 ISARIN R.F.B., RENNSSEN H. & KOSTER E.A. 1997 — Surface wind climate during the Younger Dryas in Europe as inferred from aeolian records and model simulations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 134: 127–148.  
 JANCZYK-KOPIKOWA Z. 1995 — Stratygrafia plejstocenu Polski NE na podstawie roślinności. *CAG PIG*.  
 JELEŃSKI O. 2003 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych dla ark. Sochocin (408). *CAG PIG, Arch. PG, Warszawa*.  
 KAMIŃSKA R., KONECKA-BETLEY K. & MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 1986 — The Liszyno dune in the Vistula valley (east of Płock). *Biul. Peryglacjalny*, 31: 141–162.  
 KASSE C., VANDENBERGHE J., VAN HUISSTEDEN J., BOHNCKE S.J.P. & BOS J.A.A. 2003 — Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (Nochten mine, eastern Germany). *Quater. Sc. Rev.*, 22: 2141–2156.  
 KOBENDZA J. & KOBENDZA R. 1958 — Rozwiewane wydmy Puszczy Kampinoskiej. *Wydmy śródlądowe Polski*, t. 1: 95–170.  
 KOTARBIŃSKI J., MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. & WORONKO B. 2000 — Wybrane cechy sedymentologiczne osadów ułatwiające ich podział stratygraficzny, na przykładzie otworu Galumin I. *Prz. Geol.*, 48: 1030–1034.  
 KOWALKOWSKI A. 1988 — Cechy urzeźbienia powierzchni ziarn piasku kwarcowego w kwaśnych i alkalicznych glebach klimatu zimnego. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), Geneza osadów i gleb w świetle badań w mikroskopie elektronowym. *Wyd. UW*: 87–101.  
 KRUMBEIN W.C. 1941 — Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *J. Sediment. Petrol.*, 11: 64–72.  
 KRYGOWSKI B. 1964 — Graniformometria mechaniczna. Teoria, zastosowanie. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 4: 1–112.  
 LEWKOWICZ A.G. & YOUNG K.L. 1991 — Observations of aeolian transport and niveoaeolian deposition at three lowland sites, Canadian Arctic Archipelago. *Permafrost and Periglac. Proc.*, 2: 197–210.  
 LINDNER L. (red.) 1992 — Czwartorzęd, osady, metody badań, stratygrafia. *Wyd. PAE*.  
 LISICKI S. 2003 — Zasięgi lądolodu skandynawskiego w dorzeczu Wisły wyznaczone na podstawie petrograficznych badań glin lodowcowych, w nawiązaniu do izotopowych stadiów tlenowych. *Prz. Geol.*, 51: 217–223.  
 MICHALSKA Z. 1961 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-wschodniego Mazowsza. *Stud. Geol. Pol.*, 7.  
 MICHALSKA Z. 1967 — Stratygrafia plejstocenu północnego Mazowsza w świetle nowych danych. *Acta Geol. Pol.*, 17: 398–418.  
 MOJSKI J.E. 1993 — Europa w Plejstocenie. Ewolucja środowiska przyrodniczego. *Wyd. PAE, Warszawa*.

- MOL J., VANDENBERGHE J. & KASSE C. 2000 — River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. *Geomorphology*, 33: 131–148.
- MOUNTNEY N.P. & RUSSELL A.J. 2004 — Sedimentology of cold-climate aeolian sandsheet deposits in the Askia region of northeast Iceland. *Sediment. Geol.*, 166: 223–244.
- MORAWSKI W. 2001 — Czy ostatnie zlodowacenie obejmowało wschodnie Mazowsze i Podlasie? *Prz. Geol.*, 49: 551–558.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 1993 — Estimates of Late Glacial and Holocene aeolian activity in Belgium, Poland and Sweden. *Boreas*, 22: 165–170.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 1995 — Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. & Rutkowski J. (red.), *Metody badań osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. WGiSR UW: 29–104.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 2001 — Wpływ warunków klimatycznych na cechy strukturalne i teksturalne osadów mineralnych. [W:] Kaczewski A. & Zwoliński Z. (red.), *Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych — monitoring, ochrona, edukacja*. Stow. Geomorf. Polskich, Poznań: 377–394.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. & WORONKO B. 1998 — Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. *Prz. Geol.*, 46: 1275–1281.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. & WORONKO B. 2001 — Wybrane cechy sedimentologiczne osadów ułatwiające ich podział stratygraficzny, na przykładzie otworów Galumin 1, Kozły K-1, Niksowizna i Olszewo Węgorzewskie. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*. *Pr. Sedym. WGiSR UW*: 43–58.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. & WORONKO B. 2004a — The degree of aeolization of Quaternary deposits in Poland as a tool for stratigraphic interpretation. *Sediment. Geol.*, 168: 149–163.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. & WORONKO B. 2004b — Zagadnienie serii interglacialnych w świetle cech teksturalnych osadów. [W:] Kostrzewski A. (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. UAM, Ser. Geogr., 68: 313–328.
- NOWACZYK B. 1986 — Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym wistulianie i holocenie. *UAM, Ser. Geogr.*, 26: 1–245.
- SEPPÄLÄ M. 1971 — Evolution of aeolian relief of the Kaamasjoki-Kiellajoki river basin in Finnish Lapland. *Fennia*, 104: 1–88.
- SEPPÄLÄ M. 2004 — Wind as geomorphic agent in cold climates. Cambridge University Press.
- SŁODKOWSKA B. 2002 — Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych przeprowadzonych dla ark. Sochocin 408, 1 : 50 000. CAG PIG, PG Warszawa.
- VAN HUISSTEDEN (KO) J., VANDENBERGHE J., VAN DER HAMMEN T. & LAAN W. 2000 — Fluvial and aeolian interaction under permafrost conditions Weichselian Late Pleniglacial, Twente, eastern Netherlands. *Catena*, 40: 307–321.
- VANDENBERGHE J. & MING-KO WOO 2002 — Modern and ancient periglacial river types. *Progress in Physical Geography*, 24: 479–506.
- WINTER H. 2002a — Orzeczenie dotyczące wyników analizy pyłkowej próbek z profilu Głinojeck, ark. Sochocin. CAG PIG, Arch. PG, Warszawa.
- WINTER H. 2002b — Orzeczenie dotyczące wyników analizy pyłkowej próbek z profilu Bury Brzeg (ark. Sochocin SMGP). Arch. Przedsięb. „POLGEOL” S.A., Warszawa.
- WORONKO B. 2001a — Znaczenie analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej w interpretacji genetycznej osadów czwartorzędowych. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*. *Prac. Sedym. WGiSR UW*: 33–38.
- WORONKO B. 2001b — Stopień eolizacji osadów czwartorzędowych na stanowisku Dębe k. Warszawy. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*. *Pr. Sedym. WGiSR UW*: 33–39.
- WROTEK K. 2006 (w druku) — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, ark. Sochocin. *Wyd. Geol.*
- ZIELIŃSKI T. 1998 — Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), *Struktury sedimentacyjne i post-sedimentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. WGiSR UW: 195–253.

Praca wpłynęła do redakcji 06.05.2005 r.  
Akceptacja do druku 22.08.2006 r.