

- Krajewski K., 1977b, *Poziomy terasowe w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej między Wartą a Wzgórzami Domaniewickimi*. Zesz. Nauk. Uniw. Łódz., ser. 2, 5.
- Nowaczyk B., 1986, *Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym vistulianie i holocenie*. UAM, Ser. geogr., 28.
- Prusinkiewicz Z., 1969, *Gleby wydm śródlądowych w Polsce*. Inst. Geogr. PAN, Pr. Geogr., 75.
- Tobolski K., 1966, *Późnoglacialna i holocenska historia roślinności na obszarze wydmowym w dolinie środkowej Prosnys*. Pr. Kom. Biol. Pozn. TPN, 32, 1.

Artykuł złożono do druku w 1993 r.

Instytut Geografii Fizycznej
i Kształtowania Środowiska
Uniwersytetu Łódzkiego

Barbara Manikowska

VISTULIAŃSKI EOLICZNY STOŻEK OSYPISKOWY NA STOKU DOLINY PILICY W INOWŁODZU

VISTLIAN AEOLIAN TALUS ON THE SLOPE OF PILICA VALLEY AT INOWŁÓDZ

W Inowłodzu-Zakościelu, na północnym stoku doliny Pilicy, zaobserwowany został piaszczysty osad o charakterze stożka osypiskowego, będący nie opisaną dotąd odmianą późnovistuliańskiego, eolicznego utworu pokrywowego. Stał się on przedmiotem analizy i omówienia w pracy magisterskiej M. Matuszek (1987), wykonanej pod kierunkiem autorki w Zakładzie Geomorfologii Uniwersytetu Łódzkiego. Interesujące wyniki uzyskane przez magistrantkę zostaną wykorzystane w niniejszej notatce.

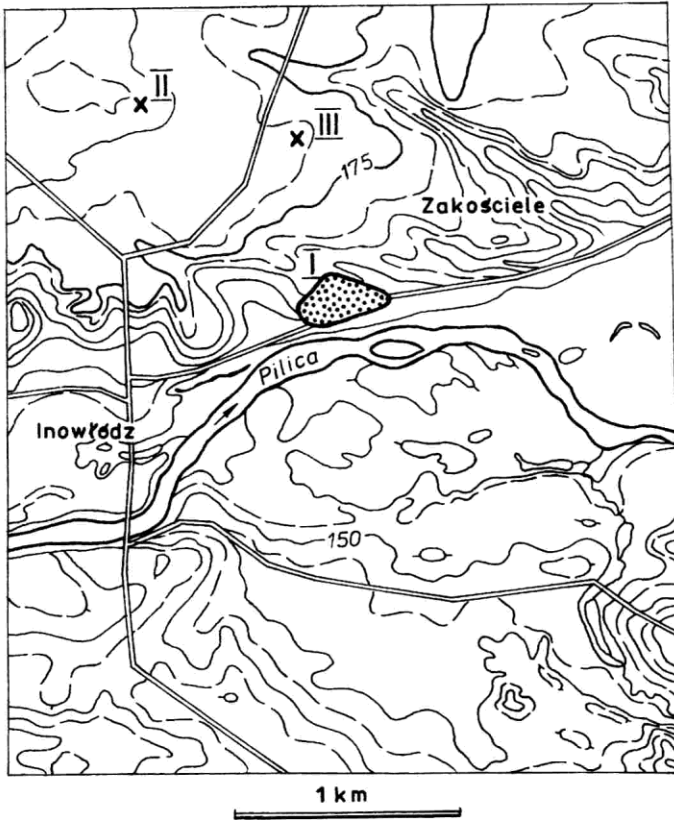
GEOLOGIA I SYTUACJA GEOMORFOLOGICZNA OBSZARU

Dolina Pilicy na odcinku Tomaszów Mazowiecki–Inowłódz ma przebieg równoleżnikowy i przecina południowo-zachodnie skrzydło antykliny rawsko-gielnikowskiej, która stanowi ogniwo łączące antyklorium świętokrzyskie z wałem kujawskim. Antyklinę tworzą tu skały jury środkowej (iły, piaskowce, mułowce, wapienie piaszczyste), występujące wzdłuż doliny na odcinku

Inowłódz–Rzeczyca, oraz jury górnej (wapienie, wapienie margliste, chalcedonity), stanowiące podłoże w rejonie na zachód od Inowłodza (Pietrenko 1961). Chalcedonity malmu, odsłonięte w północnym stoku doliny w Inowłodzu, były wydobywane dla potrzeb budownictwa. Niegdyś eksplotowane były również w okolicy Inowłodza sferosyderyty w utworach doggeru. Strop osadów jurajskich w rejonie Inowłodza, tworzący wyniosłość pozbawioną przykrycia osadów trzeciorzędowych, znajduje się na wysokości 160–168 m n.p.m. Jest to zapewne poziom denudacyjny odpowiadający najmłodszemu z przedtortońskich cykli gradacyjnych (Ruszczynska-Szenajch 1966).

Obszary przyległe do doliny dolnej Pilicy odznaczają się stałą tendencją przewagi procesów denudacyjnych, powodującą, że każde kolejne nasunięcie łądolodu napotykało na powierzchnię niemal całkowicie pozbawioną osadów starszego zlodowacenia (Sadłowska 1982). W pobliżu Inowłodza brak jest zupełnie osadów starszych zlodowaceń. Ostatni na tym obszarze łądolód – łądolód stadiału radomki zlodowacenia środkowopolskiego – pozostawił dość równomiernie rozłożony pokład gliny zwałowej grubości często kilku metrów, w niektórych miejscach zastąpiony przez poziom żwirowy (Ruszczynska-Szenajch 1966). Osady glacifluwalne o większych miąższościach występują w obniżeniach – między innymi w dolinie Pilicy, gdzie na obserwowanym stoku osiągają kilka metrów grubości. Seria glacifluwalna młodsza od gliny zwałowej albo wiąże się z odpływem wód z wytapiającego się łądolodu stadiału radomki, albo już z odpływem z łądolodu warciańskiego, którego czoło zatrzymało się w interesującej nas strefie w odległości około 10–20 km na północ od doliny Pilicy (Klajnert 1978, Klatkowa 1972, Ruszczynska-Szenajch 1966, Sadłowska 1982).

W dolinie Pilicy, poza najwyższym poziomem akumulacyjnym terasy ze schyłku zlodowacenia środkowopolskiego (Ruszczynska-Szenajch 1966), tak jak w innych większych dolinach regionu Polski środkowej (Krzemiński 1974, Turkowska 1988), występuje terasa plenivistuliańska o wysokości kilku metrów oraz jeden lub dwa niskie stopnie terasy późno-plejstoceno-holocenońskiej. Terasa plenivistuliańska w dolinach regionu rozcięta została po około 15 000 lat BP, a akumulacja wyściełającej rozcięcie serii osadowej rozpoczęła się najczęściej już przed allerödem (Manikowska 1991, Turkowska 1992). W Inowłodzu terasy wykształcone są niewyraźnie. Po stronie południowej terasa plenivistuliańska łagodnie, bez załamania przechodzi w wysoczyznę, po stronie północnej istnieje tylko jej wąski skrawek, który w całości zamaskowany jest przez zabudowania wsi Inowłódz–Zakościele. Powyżej wznosi się stromy stok doliny, osiągający miejscami kilkanaście stopni nachylenia i do 20 m wysokości ponad poziomem wody w rzece. Stok rozcinają boczne formy erozyjne o charakterze wąwozów (rys. 1).



Rys. 1. Eoliczny stożek piaszczysty w Inowłodzu-Zakościele – szkic sytuacyjny
I – stożek; II – wydma; III – osad glacyfluwialny

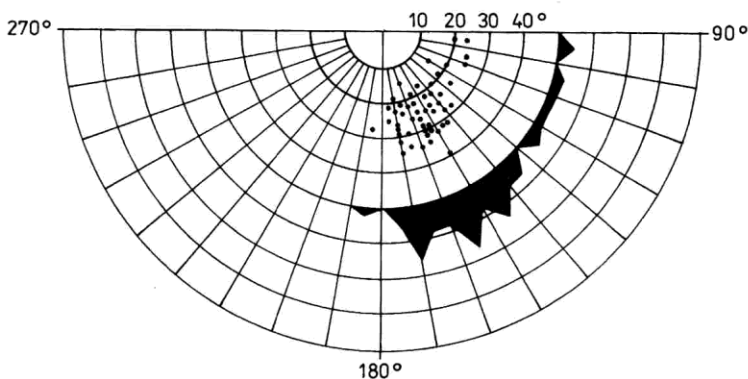
Fig. 1. Aeolian sand talus at Inowłódz-Zakościele – location map
I – talus; II – dune; III – glacial deposit

CHARAKTERYSTYKA UTWORU POKRYWOWEGO

Położenie pokrywy jest wyraźnie zboczowe. Spoczywa ona na wycinku stoku o przebiegu WSW–ENE, eksponowanym ku południowemu wschodowi (rys. 1). Jest to wycinek położony między dwiema dolinkami bocznymi, mający na zapleczu równinę zbudowaną częściowo z materiału glacyfluwialnego, a częściowo z gliny zwałowej. W zewnętrznych dolinkach bocznych i na stoku doliny Pilicy poza pokrywą ukazują się utwory mezozoiczne – ily, mułowce i piaskowce jury środkowej. Pod pokrywą i w dolince bezpośrednio przylegającej od wschodu występują utwory glacyfluwialne

– piaski różnoziarniste ze żwirem. Powierzchnia kontaktu pokrywy z podłożem w dolnej części stoku pokryta jest brukiem erozyjnym składającym się z dobrze obtoczonych kamieni pochodzących z rozmycia osadów glacyfluwialnych. W odległości 1,0–1,5 km na północny zachód od krawędzi doliny wysoczyzna powleczone jest osadami eolicznymi, tworzącymi niewielkie pagórki wydymowe.

Pokrywa ma około 220 m szerokości i rozciąga się od powierzchni terasy nadzalewowej do górnej, ostro zaznaczonej krawędzi doliny, na całej długości stoku. Składa się z długich, równoległych warstw o dużym nachyleniu. Upady warstw mierzone w różnych częściach pokrywy wykazują wartości w granicach 15–39°, najczęściej 24–32°, co odpowiada wartościom kąta naturalnego spoczynku osadów piaszczystych. Azymuty upadów są zawsze zbliżone do ogólnego kierunku pochylenia stoku i mieszczą się w granicach 90–180°, tworząc wachlarz kierunków południowo-wschodnich (rys. 2). Maksymalna grubość stożkowatej pokrywy wynosi około 5 m. Niektóre tworzące ją ławice wykazują zafalowania lamin wewnętrznych i spękania, które są skutkiem grawitacyjnego obsuwania się mas materiału po złożeniu na stromym stoku (rys. 3).



Rys. 2. Kierunki i wielkości upadów warstw stożka eolicznego w Inowłodzu–Zakościelu

Fig. 2. Values of bed dips in aeolian talus at Inowłódz–Zakościele

Do znaczących cech strukturalnych należy również niewielkich rozmiarów klin zmarzlinowy z nielaminowanym wypełnieniem piaszczystym, prawdopodobnie po lodzie szczelinowym, odkryty w miąższu dolnej partii pokrywy.

Skład granulometryczny osadu pokrywowego jest mało zróżnicowany. Tworzy go piasek średnio- i drobnoziarnisty z przewagą frakcji 0,20–0,16 mm, lub szerzej – frakcji 0,50–0,125 mm, w większości próbek. Tylko w dwóch próbkach na piętnaście udział ziarn grubszych od 0,50 mm jest

większy niż 10%, w pozostałych nie przekracza 4%. Niektóre warstwy w partii dolnej osadu wykazują większą domieszkę cząstek pylastych, która jednak nigdy nie przekracza kilku procent. Wyszortowanie piasku jest umiarkowanie dobre i dobre, wyrażające się współczynnikami δ_1 (Folk, Ward 1957), mieszczącymi się w granicach 0,6–0,9. Cechy te w pełni odpowiadają właściwościom uziarnienia osadów tworzących wydmy regionu łódzkiego (Manikowska 1985).

W części spągowej pokrywy, przy kontakcie z podłożem, zdarzają się pojedyncze kamienie, a także wkładki piasku grubego, pochodzące z przemieszczenia utworu podścielającego.

Obróbka ziarn kwarcowych tworzących osady zbadana została dwiema metodami. Graniformometria mechaniczna (Krygowski 1964) wykonana na aparacie spychaczowym dla składników o rozmiarach 1,0–0,8 mm wykazała największy udział ziarn okrągłych (γ) – średnio 44,9% (skrajne wartości 37–59%), przy lekkiej tendencji spadku ich liczby w coraz młodszych warstwach na korzyść ziarn półganiastych (β). Mniej więcej stała i niewielka okazała się liczba ziarn ganiastych (α) – średnio 9,2% (5–15%). Za pomocą zmodyfikowanej metody morfoskopowej (Cailleux, Tricart 1959) zostało stwierdzone, że osad zawiera dużo eolicznych ziarn okrągłych matowych (RM) – średnio 56,2% – oraz znikomą ilość ziarn błyszczących stępionych (EL), obrobionych przez wodę – 4,4% i nieobrobionych (NU) – 5,4%. Średnio 34% stanowią ziarna pośrednie (M), wykazujące niepełną obróbkę eoliczną. Analizy morfoskopowe wykonano dla ziarn o rozmiarach 0,8–0,5 mm.

Dane dotyczące obróbki osadu pokrywowego dowodzą wysokiego stopnia przekształcenia go w czasie transportu, przy czym duży udział ziarn zaokrąglonych matowych, które są typowymi ziarnami obrobionymi przez wiatr, wskazuje na długotrwały transport eoliczny. Łącznie wszystkie ziarna wykazujące wpływ czynnika eolicznego stanowią ponad 90% badanej frakcji osadu. Podobny stopień obróbki eolicznej – średnio 52% udziału ziarn typu RM – stwierdzony został dla wydm rozrzuconych na całym obszarze Polski środkowej (Manikowska 1985).

Dla określenia ilości skaleni w piasku użyto metody trawienia w HF i barwienia azotynokobaltanem sodu (Manikowska 1976). Udział ziarn skaleniowych (w stosunku do ziarn kwarcu) we frakcji 0,8–0,5 mm w poszczególnych próbkach był dość zróżnicowany – od 6,9 do 1,7%. Średnia zawartość okazała się jednak mała – 4,4% – i zbliżona do średniej uzyskanej dla wydm całej Polski środkowej – 4,8% (Manikowska 1985), co pozostaje w zgodzie z sugestią o eolicznej genezie materiału pokrywy, wynikającą z jej uziarnienia i obróbki.

PORÓWNANIE OSADU POKRYWOWEGO Z UTWORAMI GLACIFLUWIALNYMI I WYDMOWYMI NA ZAPLECZU

W celu ustalenia związku osadów pokrywy spoczywającej na stoku doliny z zapleczem, tzn. z możliwymi utworami źródłowymi, dokonano porównania ich cech z cechami osadów glacyfluwialnych występujących przy powierzchni wysoczyzny przylegającej do stoku oraz spoczywających na niej osadów wydmy (rys. 1).

W zakresie uziarnienia porównywane osady wykazały zróżnicowanie zaznaczające się w wartościach statystycznych wskaźników M_z i δ_1 (rys. 4). Uśredniona średnia średnica dla osadów pokrywowych, wydmych i glacyfluwialnych wynosi odpowiednio 2,3–1,8–1,1, a odchylenie standardowe wyraża się liczbami 0,8–0,8–2,1. Oznacza to, że najbardziej drobnoziarniste są osady pokrywowe, a najgrubsze osady glacyfluwialne, zaś pod względem wysortowania pokrywa oraz wydma są takie same i różnią się zdecydowanie od utworu glacyfluwialnego, który jest znacznie bardziej zróżnicowany co do wielkości składników.

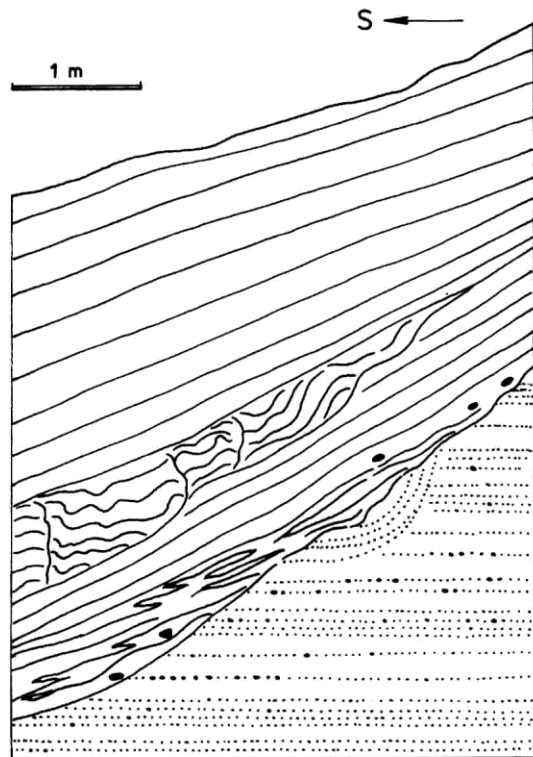
Porównywane osady różnią się także pod względem obróbki składników kwarcowych, chociaż jej nasilenie jest bardziej zbliżone w osadzie pokrywowym i w wydmy, a zdecydowanie odmienne w osadzie glacyfluwialnym (rys. 5). Liczbowo obrazuje to dobrze udział ziarn okrągłych typu γ , wynoszący średnio w pokrywie 44,9%, w wydmy 35,4%, a w osadzie glacyfluwialnym zaledwie 13,5%.

Podobne rezultaty dała analiza morfoskopowa obróbki ziarn. W utworze pokrywowym i w wydmy stwierdzono średni udział ziarn zaokrąglonych matowych (RM) 56,% i 48,1%, a w osadzie glacyfluwialnym tylko 16,8%; ziarn stępionych błyszczących (EL) było 4,4% i 5,3% w pokrywie i w wydmy oraz aż 40,2% w utworze glacyfluwialnym, a ziarn nieobrobionych (NU) odpowiednio 5,4% i 6,1% oraz 18,0% (rys. 6).

Zróżnicowanie porównywanych osadów zaznaczyło się także w zawartości skaleni. W stosunku do średniego udziału tych minerałów w pokrywie – 4,4% – ich zawartość w wydmy jest większa – 8,9% i zdecydowanie wyższa w osadzie glacyfluwialnym – 20,1%.

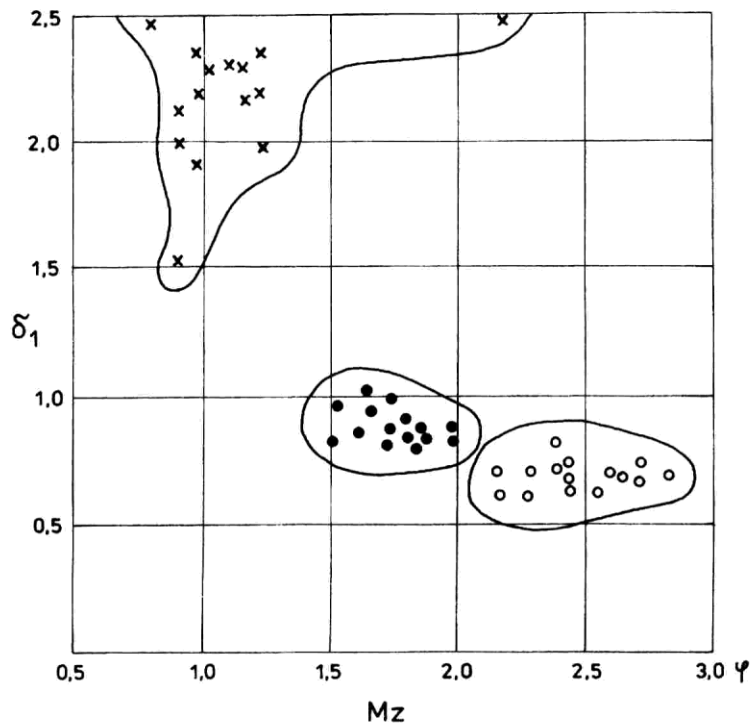
Przeprowadzone porównanie pozwala stwierdzić podobieństwo teksturalne, choć nie identyczność, osadów pokrywy i wydmy oraz wyraźną odmienną pokrywy w stosunku do osadu glacyfluwialnego.

Osad glacyfluwialny wykazuje zawartość mieszanki ziarn obrobionych przez różne czynniki i nieobrobionych, którą z reguły stwierdza się w osadach glacyfluwialnych na terytorium Polski. W osadach pokrywy i wydmy zapisane są cechy związane z transportem eolicznym, nabyte w ciągu długotrwałego oddziaływania tego czynnika na materiał pochodzenia glacyfluwialnego – duży wzrost ziarn eoliczowanych i zubożenie w mało odporne skalenie, oraz



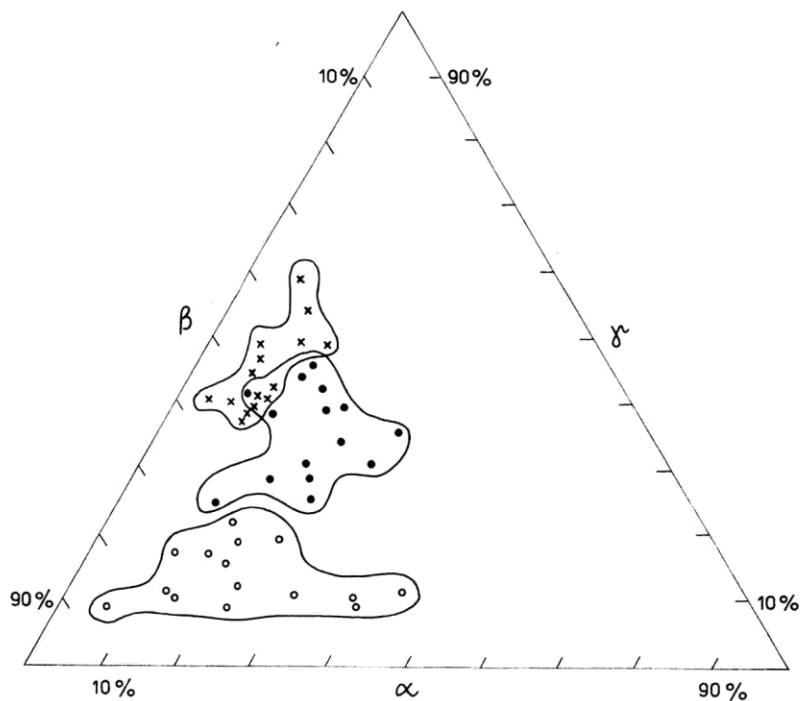
Rys. 3. Fragment eolicznego stożka na stoku doliny Pilicy w Inowłodzu-Zakościele

Fig. 3. Fragment of talus deposits on the slope of Pilica Valley at Inowłódz-Zakościele



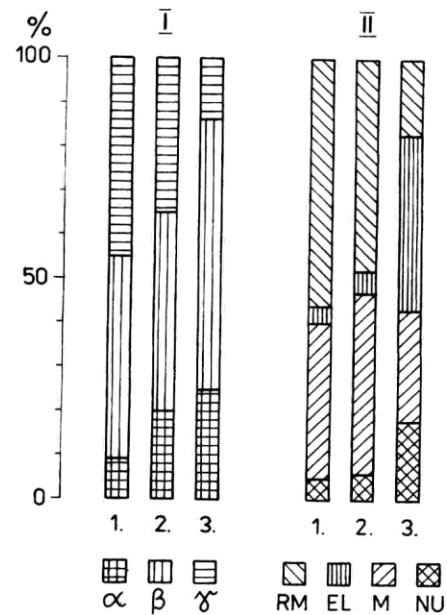
Rys. 4. Wartości średniej średnicy (M_z) i odchylenia standardowego (δ_1) dla osadów stożka eolicznego (kółka puste), wydmy (kółka pełne) i utworu glacifluvialnego (krzyżyki) w Inowłodzu

Fig. 4. Mean diameter (M_z) and standard deviation (δ_1) values of talus (white spots), dune (black spots) and glacifluvial deposits (cross) at Inowłódz



Rys. 5. Wyniki analizy granformametrycznej osadów stożka eolicznego, wydmy i utworu glacialfluwialnego w Inowłodzu

Fig. 5. Results of granformametric analysis of talus, dune and glacialfluvial deposits at Inowłodz



Rys. 6. Średni udział ziarn o różnej obróbce w osadach stożka eolicznego, wydmy i utworu glacialfluwialnego w Inowłodzu

Fig. 6. Mean percentages of sand grains abraded by different agents in the talus, dune and glacialfluvial deposits

znaczne wysortowanie piasku i eliminacja składników gruboziarnistych. Duża różnica w stopniu obróbki i składzie mineralogicznym osadów pokrywy i utworów glacyfluwalnych wyklucza możliwość pochodzenia pokrywy z bezpośredniego przemieszczenia osadu glacyfluwalnego na stoku.

Próba wyjaśnienia zróżnicowania cech teksturalnych pokrywy w porównaniu z wydumą zostanie dokonana niżej.

GENEZA POKRYWY

Sposób uwarstwienia pokrywy piaszczystej na stoku doliny w Inowłodzu–Zakościelu wskazuje na proces zsuwania się piasku po stromym zboczu pod wpływem siły grawitacji i układania się warstw w postaci stożka. Czynnikiem transportującym materiał po równinnej powierzchni zaplecza musiał być wiatr. Stożek rozciąga się między drogami spływu wód okresowych na stromym stoku i mógł powstać tylko na skutek dostarczania materiału przez wiatr do krawędzi doliny i swobodnego zsypywania się go po zawietrznym stoku. Nachylenie warstw najczęściej mieści się w granicach wartości kąta naturalnego spoczynku dla piasków średnio- i drobnoziarnistych (28–36°), lub jest nieco mniejsze, lecz nie spada poniżej 15°, które stanowią wartość graniczną tego kąta dla mało spoistych piasków gliniastych (Klimaszewski 1978).

Krawędź doliny w strefie występowania pokrywy ma przebieg prawie prostopadły do kierunku przeważających w Polsce wiatrów północno-zachodnich. Kierunek ogólnie zachodni miały też wiatry w czasie tworzenia się wydm śródlądowych w późnym vistulianie (Nowaczyk 1986). W starszym dryasie, który był główną fazą wydmotwórczą, wykazywał on wyraźne odchylenie północne (Dylikowa 1968). Przebieg krawędzi doliny w Zakościelu, mniej więcej prostopadły do kierunku wiatru, umożliwił osadzanie niesionego eolicznie materiału na zacisznym, odwietrznym stoku w postaci stożka osypiskowego.

Pokrywa niewątpliwie jest reliktem przedholoceńskim i musiała tworzyć się w okresie, gdy powierzchnia była pozbawiona ciągłej pokrywy roślinnej. Wydmy i piaszczyste pokrywy eoliczne w Polsce środkowej powstały w ciągu późnego vistulianu, po około 14 500 lat BP, jednak w młodszym dryasie zachodziło już tylko przewiewanie niewielkich ilości piasku na stokach istniejących wydm, a powierzchnie pozawydmore od allerödu były zasadniczo utrwalone przez roślinność i glebę (Mankowska 1985). Stożek eoliczny w Inowłodzu–Zakościelu powstał więc zapewne przed allerödem. Nie zawiera on kopalnej gleby allerödskiej, często spotykanej w wydmach pod osadem młodszodryasowym, bowiem jako pokrywa w młodszym dryasie już praw-

dopodobnie nie narastał. Obecność w stożku materiału pylastego oraz szczeliny zmarzlinowej może sugerować, że odpowiada on najstarszemu dryasowi, gdyż w osadach z tego okresu szczeliny są dość częste. Nie można jednak tego stwierdzić z pewnością, ponieważ pojedyncze struktury klinowe zdarzają się również w osadach eolicznych starszego dryasu (Goździk 1973, Kozarski i in. 1982, Manikowska 1991a, Szczypek 1986).

Stopień obróbki eolicznej osadu stożkowego jest porównywalny z obróbką stwierdzoną dla piaszczystych utworów eolicznych całej Polski środkowej. Stopień taki został osiągnięty już na początku cyklu późnowistuliańskiej akumulacji eolicznej, w najstarszym dryasie, i w dużym zakresie był odziedziczony po obróbce, która dokonała się w plenivistulianie, przed około 15 000 lat BP. Utwory plenivistulianu górnego w Polsce środkowej – piaski rzeczne i stokowe oraz piaski wypełniające kliny zmarzlinowe – odznaczają się udziałem składników eolizowanych podobnie wysokim, jak piaski wydymowe i pokrywowe vistulianu późnego (Goździk 1981, 1986, 1991, Manikowska 1985, 1990, 1991b, 1992), natomiast znacznie mniejszą eolizację wykazują wydmy na obszarze ostatniego zlodowacenia (Marosik 1988, Urbaniak-Biernacka 1976), które powstały z przewiania świeżego materiału glacialnego. Duża różnica w zawartości składników eolizowanych materiału tworzącego wydmy o porównywalnych rozmiarach na tych dwóch obszarach dowodzi, że sam tylko późnowistuliański proces wydmotwórczy nie może być odpowiedzialny za obróbkę wydm środkowopolskich. Skumulowany jest w nich wpływ procesów eolicznych, które zachodziły w ciągu całego vistulianu. Działy one szczególnie intensywnie w okresie plenivistulianu górnego (około 30 000–15 000 lat BP). Brak w Polsce środkowej typowych osadów eolicznych z tego okresu, lecz osady tego wieku o innej genezie (rzeczne i stokowe) zawierają maksymalną ilość składników obrobionych przez wiatr. Generalnie, taką samą eolizacją odznaczają się późnowistuliańskie osady eoliczne Polski środkowej.

Czasem osady eoliczne ze starszego dryasu wykazują niższy stopień eolizacji, który wydaje się być skutkiem sięgnięcia w większym zakresie do źródeł materiału niezmienionego wcześniej przez obróbkę eoliczną – podczas głównej, bardzo wydajnej fazy wydmotwórczej. Być może, w Inowłodzu zbadany osad wydymowy, odznaczający się nieco niższą zawartością ziarn eolizowanych, pochodzi właśnie z dryasu starszego, a stożek, o wyższej obróbce, z dryasu najstarszego.

W plenivistulianie materiał zwiewany z wysoczyzn do dolin był wkomponowywany w osady terasowe przez redepozycję rzeczną. Doliny były szerokie i płytkie, a dna ich zalewały okresowo obfite wody roztopowe. Sedymenty rzek roztokowych zasilane były intensywnie przez długo transportowany po powierzchni wysoczyznowej materiał eoliczny i dodatkowo

eolizowane na dnach dolin, okresowo wysuszanych. Po około 15 000 lat BP nastąpiło wcinanie się rzek i utworzenie stopnia terasy plenivistuliańskiej. Na powierzchni terasy rozpoczęła się działalność eoliczna, która doprowadziła do powstania na niej pokryw piaszczystych i wydm. W dalszym ciągu powierzchnie wysoczyznowe dostarczały do dolin materiał, ale nie był on już w całości wkomponowywany w osady rzeczne, lecz osadzał się wraz z porywanym przez wiatr materiałem miejscowym w postaci pokryw i wydm na terasie. Stożek eoliczny w Inowłodzu–Zakościelu jest dowodem takiej dostawy.

Forma, w jakiej nagromadził się eoliczny piasek na stoku w Inowłodzu obserwowana jest rzadko. Kształt stromego stożka osypiskowego uzyskał ten osad dzięki prostopadłej do kierunku paleowiatru przebiegu krawędzi doliny, dużej stromości stoku i, naturalnie, warunkom klimatycznym i roślinnym, które umożliwiły transport piasku po równinie wysoczyznowej. Trzeba podkreślić, że eoliczne pokrywy późnovistuliańskie poza wydmami, zarówno w dolinach jak i na wysoczyznach, nie osiągają nigdy tak dużej miąższości, jaką ma stożek w Inowłodzu w swej dolnej partii (5 m). Wziąwszy pod uwagę powszechność procesów eolicznych w strefie peryglacjalnej w vistulianie, należałoby oczekiwać liczniejszych przypadków występowania tej formy sedymentów w dolinach Polski środkowej.

LITERATURA

- Cailleux A., Tricart J., 1959, *Initiation à l'étude des sables et des galets*. CDU, Paris.
- Dylikowa A., 1968, *Fazy rozwoju wydym w środkowej Polsce w schyłkowym plejstocenie*. Folia Quater., 29.
- Folk R. L., Ward W. C., 1957, *Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters*. J Sed. Petrol., 27, 1.
- Goździk J., 1973, *Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w środkowej Polsce*. Acta Geogr. Lodz., 31.
- Goździk J. S., 1981, *Les changements de processus' eoliens dans la Pologne Centrale au cours du Vistulian (Würm)*. Rech. Géogr. Strasbourg, 16–17.
- Goździk J. S., 1986, *Structures de fentes à remplissage primaire sableux du Vistulien en Pologne et leur importance paléogéographique*. Biul. Perygl., 30.
- Goździk J., 1991, *Sedimentological records of aeolian processes from Upper Plenivistulian and the turn of Pleni- and Late Vistulian in Central Poland*. Z. Geomorph. N. F., Suppl. 90.
- Klajnert Z., 1978, *Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpołu*. Acta Geogr. Lodz., 38.
- Klátkowa H., 1972, *Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego*. Acta Geogr. Lodz., 28.
- Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*. PWN, Warszawa.

- Kozarski S., Mocek A., Nowaczyk B., Tobolski K., 1982, *Etapy i warunki rozwoju wydmy w Budzynie koło Chodzieży w świetle analizy radiowęglowej, paleobotanicznej i pedologicznej*. Rocz. Glebozn., 33, 3-4.
- Krygowski B., 1964, *Graniformametrija mechaniczna. Teoria, zastosowanie*. Pr. Kom. Geogr.-Geol. Pozn. TPN, 2, 4.
- Krzemiński T., 1974, *Geneza młodoplejstoczeńskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty*. Acta Geogr. Lodz., 33.
- Manikowska B., 1976, *Metoda barwienia skaleni azotynokobaltanem sodu i jej zastosowanie w badaniach czwartorzędzi okolic Łodzi*. Acta Geogr. Lodz., 37.
- Manikowska B., 1985, *O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydym Polski środkowej*. Acta Geogr. Lodz., 52.
- Manikowska B., 1990, *État des études des processus éoliens dans la région de Łódź (Pologne Centrale)*. [W:] *Rôle de la morphogenèse périglaciaire sur le Plateau de Łódź - Colloque polonofrançais*. Université de Łódź.
- Manikowska B., 1991a, *Dune processes, age of dune terrace and Vistulian decline in the Vistula Valley near Wyszogród, Central Poland*. Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci., 39, 2.
- Manikowska B., 1991b, *Vistulian and Holocene aeolian activity, pedomorphology and relief evolution in Central Poland*. Z. Geomorph. N. F., Suppl., 90.
- Manikowska B., 1992, *Ewolucja suchych dolin na terenie kopalni „Belchatów” w plenivistulianie*. Acta Univ. Lodz., Folia geogr., 15.
- Marosik A., 1988, *Przykład litologicznego zróżnicowania osadów wydmy na obszarze złodowacenia środkowopolskiego i północnopolskiego*. Acta Geogr. Lodz., Folia geogr., 9.
- Matuszek M., 1987, *Geneza piaszczystej pokrywy na stoku doliny Pilicy w okolicach Inowłódza*. Maszynopis pracy magisterskiej w Zakł. Geomorfologii UŁ.
- Nowaczyk B., 1986, *Wiek wydym, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym Vistulianie i holocenie*. UAM, Ser. geogr., 28.
- Pietrenko W., 1961, *Kształtowanie się wału kujawsko-pomorskiego*. Biul. Inst. Geol., 172.
- Ruszczynska-Szenajch H., 1966, *Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnej Pilicy*. Stud. Geol. Polon., 22.
- Sadłowska A., 1982, *Rozwój rzeźby międzyrzecza Pilicy, Czarnej i Drzewiczki*. Acta Geogr. Lodz., 47.
- Szczypek T., 1986, *Procesy wydmytwórcze w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej na tle obszarów przyległych*. Pr. Nauk. Uniw. Śląsk., 823.
- Turkowska K., 1988, *Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie*. Acta Geogr. Lodz., 57.
- Turkowska K., 1992, *Osady rzeczne i ewolucja dolin w okresie 20 000-8 000 lat BP na niezlodowaczonych nizinnych obszarach Polski*. Przegl. Geol., 10.
- Urbanik-Biernacka U., 1976, *Badania wydym środkowej Polski z wykorzystaniem metod statystycznych*. Politechnika Warsz. Pr. nauk. Geodezja, 17.