

Zakład Geografii Regionalnej
Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS

Jan BURACZYŃSKI

**ZMIENNOŚĆ PROCESÓW EOLICZNYCH NA ROZTOCZU I W KOTLINIE SANDOMIERSKIEJ
PODCZAS PIĘTRA WISŁY**

Changeability of Eolian Processes in Roztocze Upland and Sandomierz Basin During the Vistulian Stage

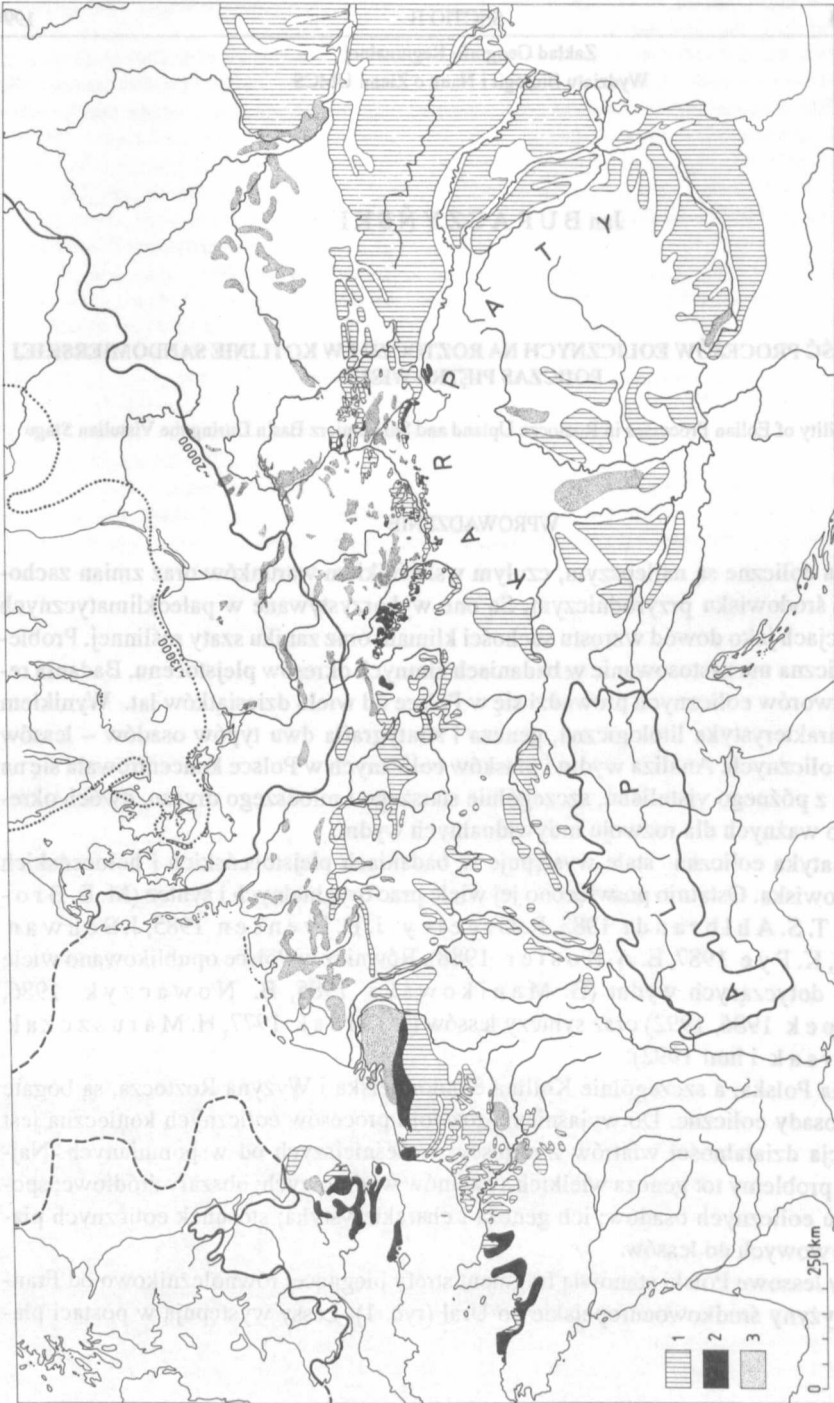
WPROWADZENIE

Zjawiska eoliczne są najlepszym, czułym wskaźnikiem warunków oraz zmian zachodzących w środowisku przyrodniczym. Są one wykorzystywane w paleoklimatycznych rekonstrukcjach jako dowód wzrostu suchości klimatu oraz zaniku szaty roślinnej. Problematyka eoliczna ma zastosowanie w badaniach zimnych okresów plejstocenu. Badania regionalne utworów eolicznych prowadzi się w Polsce od wielu dziesiątków lat. Wynikiem ich jest charakterystyka litologiczna, geneza i stratygrafia dwu typów osadów – lessów i piasków eolicznych. Analiza wydm i piasków eolicznych w Polsce koncentrowała się na zjawiskach z późnego vistulianu, szczególnie starszego i młodszego dryasu, dwóch okresach bardzo ważnych dla rozwoju indywidualnych wydm.

Problematyka eoliczna stale występuje w badaniach plejstocenijskich i holocenijskich zmian środowiska. Ostatnio poświęcono jej wiele prac oryginalnych i syntez (M. E. Brookfield, T. S. Ahlbrandt 1983, R. Greeley, J. D. Iversen 1985, J. Schwan 1987, 1988, K. Pye 1987, E. A. Koster 1988). Również w Polsce opublikowano wiele opracowań dotyczących wydm (B. Manikowska 1985, B. Nowaczyk 1986, T. Szczypek 1986, 1992) oraz syntezy lessów (J. Jersak 1977, H. Maruszczak 1986, J. Jersak i inni 1992).

Centralna Polska, a szczególnie Kotlinia Sandomierska i Wyżyna Roztocza, są bogate w formy i osady eoliczne. Do wyjaśnienia rozwoju procesów eolicznych konieczna jest rekonstrukcja działalności wiatrów z okresów wcześniejszych od wspomnianych. Najważniejsze problemy to: geneza wielkich systemów wydmowych; obszary źródłowe; sposób rozwoju eolicznych osadów; ich geneza i charakterystyka; stosunek eolicznych piasków pokrywowych do lessów.

Pokrywy lessowe Polski stanowią fragment strefy biegnącej równoleżnikowo od Francji przez wyżyny środkowoeuropejskie po Ural (ryc. 1). Lessy występują w postaci pła-



Ryc. 1. Rozmieszczenie lessów i obszarów piaszczystych w Europie; 1 – lessy, 2 – periglacialne płyty piaszczyste, 3 – obszary piaszczyste z wydrami, oznaczenia kreślowe – maksymalny zasięg zlodowacenia wisty ~ 20 000 lat BP, oznaczenia kropkowe – stadiów recesyjny wisty ~ 13 000 lat BP
 Distribution of loess and sandy areas in Europe; 1 – loess cover, 2 – periglacial sandy silt cover, 3 – sandy area with dunes, --- – the maximum extent of the Vistulian Glaciation ~ 20,000 yr BP, ... – limit of the recession stadial ~ 13 000 yr BP

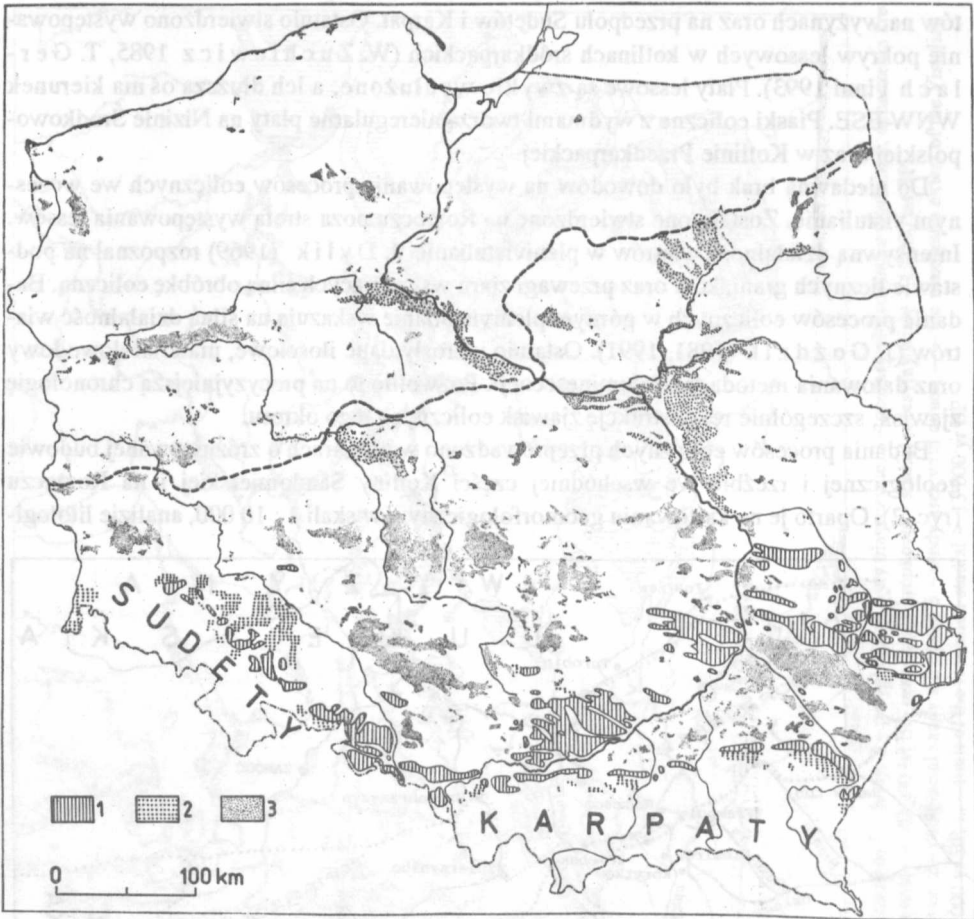
tów na wyżynach oraz na przedpolu Sudetów i Karpat. Ostatnio stwierdzono występowanie pokryw lessowych w kotlinach śródkarpackich (W. Zuchiewicz 1985, T. Gerlach i inni 1993). Płaty lessowe są zwykle wydłużone, a ich dłuższa oś ma kierunek WNW-ESE. Piaski eoliczne z wydrami tworzą nieregularne płyty na Nizinie Środkowopolskiej oraz w Kotlinie Przedkarpackiej.

Do niedawna brak było dowodów na występowanie procesów eolicznych we wczesnym vistulianie. Zostały one stwierdzone na Roztoczu poza strefą występowania lessów. Intensywną działalność wiatrów w plenivistulianie J. Dylik (1969) rozpoznał na podstawie licznych graniaków oraz przewagi ziarn wskazujących silną obróbkę eoliczną. Badania procesów eolicznych w górnym plenivistulianie wskazują na silną działalność wiatrów (J. Goździk 1981, 1991). Ostatnio wzrosły dane ilościowe, materiał dowodowy oraz datowania metodą termoluminescencji. Pozwoliło to na precyzyjniejszą chronologię zjawisk, szczególnie rekonstrukcję zjawisk eolicznych tego okresu.

Badania procesów eolicznych przeprowadzono w obszarach o zróżnicowanej budowie geologicznej i rzeźbie we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej i na Roztoczu (ryc. 2). Oparto je na kartowaniu geomorfologicznym w skali 1 : 10 000, analizie litologi-



Ryc. 2. Szkic sytuacyjny i lokalizacja punktów badawczych
Location of the described sections



Ryc. 3. Rozmieszczenie lessów i obszarów piaszczystych w Polsce; zestawione na podstawie opracowania R. Galona (1958) i H. Maruszczaka (1986); 1 – lessy o grubości powyżej 3 m, 2 – peryglacialne pyły piaszczyste, 3 – obszary piaszczyste z wydmiami, oznaczenia kreskowe – zasięg zlodowacenia wistulskiego
 Distribution of loess and sandy areas with dunes in Poland; completed on the basis of the studies by R. Galon (1958) and H. Maruszczak (1986); 1 – loess cover thickness than 3 m, 2 – periglacial sandy silts, 3 – sandy areas with dunes, --- – extent of the Vistulian Glaciation

cznej i stratygraficznej pokryw piaszczystych. Na tej podstawie opracowano mapę procesów eolicznych w skali 1 : 100 000 (J. B u r a c z y ń s k i 1991).

Roztocze Tomaszowskie zajmuje szczególne miejsce w pasie wyżyn, jako kluczowy region dla badania procesów eolicznych. Decyduje o tym wiele faktów, między innymi urozmaicona rzeźba terenu oraz położenie Roztocza w pasie intensywnych procesów eolicznych w Kotlinie Sandomierskiej i Nadbużu. Pozwala to na porównanie osadów eolicznych na Roztoczu z dobrze zbadanymi utworami eolicznymi Kotliny Sandomierskiej oraz określenie jej wpływu na rozwój zjawisk eolicznych na Roztoczu. Duże zagęszczenie

form oraz litofacjalne bogactwo zjawisk eolicznych (less, eoliczne piaski pokrywowe i wydmy) sprzyjają opracowaniu korelacji osadów i ocenie wieku zjawisk eolicznych.

CHARAKTERYSTYKA UTWORÓW EOLICZNYCH

Cykliczność zmian klimatu (ochłodzenie – ocieplenie) w czasie piętra wisły prowadziła do krótkotrwałych przemian środowiska. W warunkach peryglacialnych na Rostoczu rozwijały się intensywnie procesy wietrzenia stoków oraz akumulacja rzeczna w dolinach. Działające równocześnie procesy eoliczne o zmiennym natężeniu tworzyły pokrywy lessowe i piaski pokrywowe (A. J a h n 1970, H. M. F r e n c h 1976).

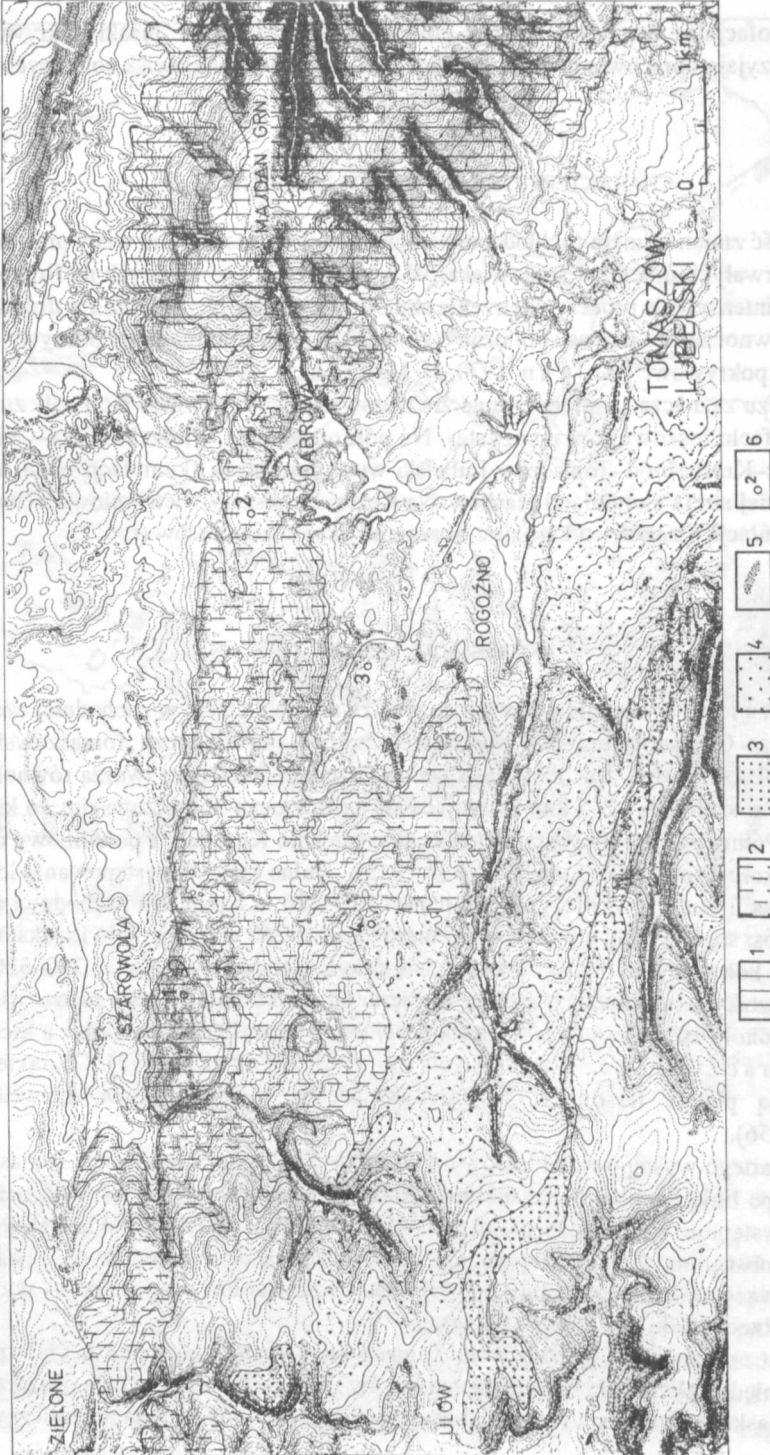
Na Rostoczu zaznacza się przestrzenne zróżnicowanie występowania facji eolicznych w dwóch strefach: lessowej i piaszczystej. Na północ od linii Wierzchowiska–Goraj–Zwierzyniec–Krasnobród–Tomaszów Lubelski występuje strefa akumulacji lessu, a na południe od niej strefa akumulacji piasków. Na Rostoczu obszary wietrzeniowo-denudacyjne z akumulacją piasków stykają się z obszarami akumulacji lessów (ryc. 3).

AKUMULACJA LESSÓW

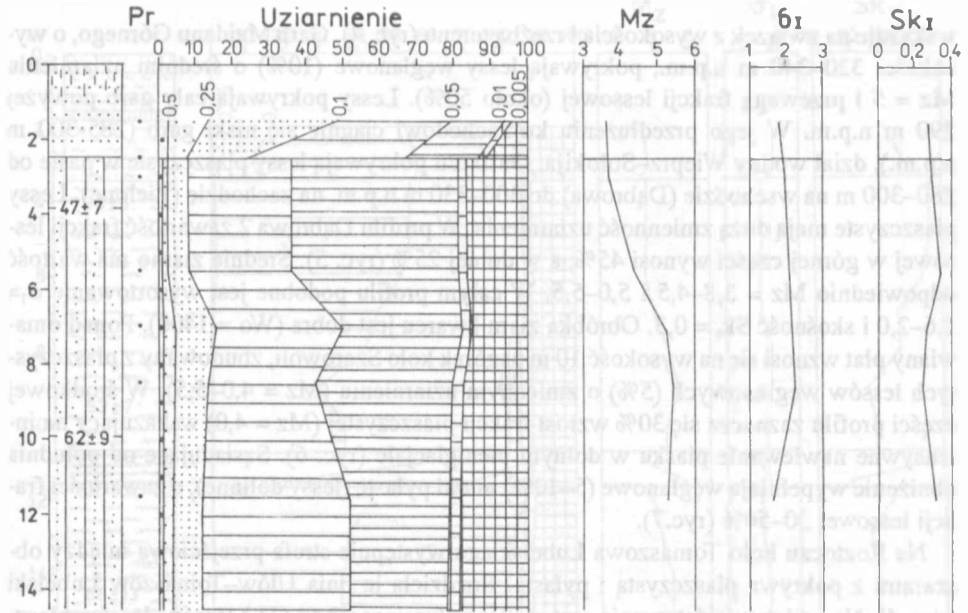
Na Rostoczu lessy występują w dwóch dużych zwartych płatach; w zachodniej części – na Rostoczu Gorajskim oraz we wschodniej części – na Rostoczu Tomaszowskim i Grzędzie Sokalskiej (ryc. 2). Płaty lessowe na Grzędzie Sokalskiej tworzą równoleżnikowe garby o szerokości 2–5 km, związujące się na Rostoczu Tomaszowskim do kilku kilometrów. Północny garb długości 15 km kończy się koło Kosobud, a południowy długości 10 km koło Tomaszowa Lubelskiego (ryc. 15). Dolna granica występowania lessu koło Tyszowiec i Łaszczówki leży na wysokości 210–220 m n.p.m. Ku zachodowi stopniowo podnosi się do 230 m n.p.m. koło Komarowa, 250–260 m n.p.m. koło Lipska oraz 280 m n.p.m. koło Szewni. Płat lessu kończy się koło Kosobud na wysokości 320–330 m n.p.m. Miąższość lessu również maleje w kierunku zachodnim. Lessy piętra wisły, o miąższości około 10 m, leżą na lessach starszych bądź bezpośrednio na garbach kredowych (J. B u r a c z y Ń s k i, J. W o j t a n o w i c z 1973, J. J e r s a k 1973). Charakterystyczną cechą płatów lessowych są ograniczające je równoleżnikowe krawędzie (A. J a h n 1956).

Obszar zwartego występowania lessów na Grzędzie Sokalskiej i Rostoczu Tomaszowskim sięga po linię Kosobudy–Krasnobród–Tomaszów Lubelski–Ulhówek. Na zachód od niej less występuje wyspowo, cienkimi płatami na lewym zboczu doliny Wieprza. Poza omawianym obszarem, 20 km na południe, less występuje koło Siedlisk (A. J a h n 1956); pokrywa prawie zbocze doliny Sołokiji oraz tworzy izolowane pagórki na wierzchołku (J. R z e c h o w s k i, wiadomość ustna).

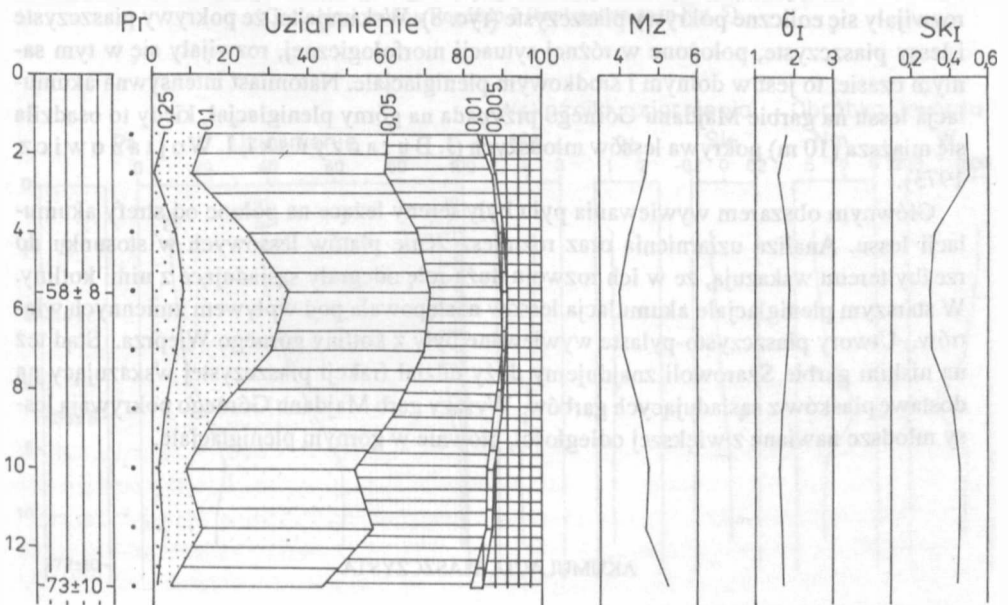
Rostocze o urozmaiconej rzeźbie koło Tomaszowa Lubelskiego przedstawia strefę przejściową między obszarami występowania lessów i lessów piaszczystych a obszarami eolicznych piasków pokrywowych. Analiza rozmieszczenia różnych facji eolicznych



Ryc. 4. Eoliczne utwory pokrywowe: na Roztoczu koło Tomaszowa Lubelskiego; 1 – pokrywy lessowe, 2 – periglacialne pyły piaszczyste (less piaszczyste), 3 – eoliczne piaski pokrywowe, 4 – piaski eoliczno-deluwialne, 5 – wydmy, 6 – profile: 1. Szarówola, 2. Dąbrowa, 3. Rogoźno, 4. Szarówola–Zamiany, 5. Zawadki Eolian sediments in the Roztocze Upland near Tomaszów Lubelski; 1 – loess cover, 2 – periglacial sandy silts (sandy loess), 3 – loess coversands, 4 – eolian-deluvial sands, 5 – dunes, 6 – profiles: 1. Szarówola, 2. Dąbrowa, 3. Rogoźno, 4. Szarówola–Zamiany, 5. Zawadki



Ryc. 5. Profil geologiczny Dąbrowa 2. Uziarnienie i wskaźniki uziarnienia w skali μm . Wiek TL x 1000 lat
 Geological section Dąbrowa 2. Content of size classes and grain size parameters in μm scale; TL age x 1000 yrs BP



Ryc. 6. Profil geologiczny Szarowola 1 (objaśnienia jak ryc. 5)
 Geological section Szarowola 1 (explanations as in Fig. 5)

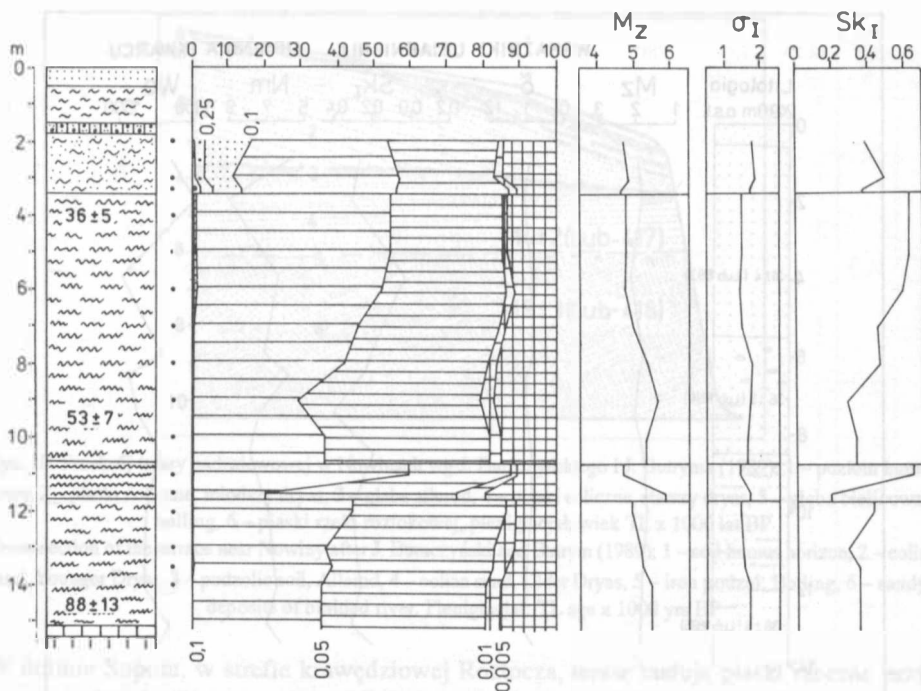
wskazuje na związek z wysokością i rzeźbą terenu (ryc. 4). Garb Majdanu Górnego, o wysokości 320–340 m n.p.m., pokrywają lessy węglanowe (10%) o średnim uziarnieniu $M_z = 5$ i przewagą frakcji lessowej (około 50%). Lessy pokrywają cały garb powyżej 290 m n.p.m. W jego przedłużeniu ku zachodowi ciągnie się niski garb (285–300 m n.p.m.), dział wodny Wieprz–Sołokija. Garb ten pokrywają lessy piaszczyste w pasie od 280–300 m na wschodzie (Dąbrowa) do 300–330 m n.p.m. na zachodzie (Zielone). Lessy piaszczyste mają dużą zmienność uziarnienia. W profilu Dąbrowa 2 zawartość frakcji lessowej w górnej części wynosi 45%, a w dolnej 25% (ryc. 5). Średnie ziarno ma wartość odpowiednio $M_z = 3,8–4,5$ i $5,0–5,5$. W całym profilu podobne jest wysortowanie $\sigma_1 = 1,6–2,0$ i skośność $Sk_1 = 0,3$. Obróbka ziarn kwarcu jest dobra ($Wo = 1400$). Ponad omawiany płat wznosi się na wysokość 10 m pagórek koło Szarowoli, zbudowany z piaszczystych lessów węglanowych (5%) o zmiennym uziarnieniu ($M_z = 4,0–5,5$). W środkowej części profilu zaznacza się 30% wzrost frakcji piaszczystej ($M_z = 4,0$) wskazujący na intensywne nawiewanie piasku w dolnym pleniglacjale (ryc. 6). Sąsiadujące od południa obniżenie wypełniają węglanowe (5–10%) mułki pylaste (lessy dolinne), o zawartości frakcji lessowej 30–50% (ryc.7).

Na Roztoczu koło Tomaszowa Lubelskiego występuje strefa przejściowa między obszarami z pokrywą piaszczystą i pylastą. Rozdziela je linia Ulów–Tomaszów Lubelski (ryc. 4). Na podstawie datowania metodą termoluminescencji (TL) lessów, lessów piaszczystych i piasków można sformułować wnioski co do wieku tych pokryw. Lessy piaszczyste rozwinęły się w okresie 73 000–47 000 lat BP (ryc. 5, 6), a lessy dolinne 86 000–36 000 lat BP (ryc. 7). W tym samym czasie (73 000–44 000 lat BP) w suchych dolinach rozwijały się eoliczne pokrywy piaszczyste (ryc. 8). Wskazuje to, że pokrywy piaszczyste i lessy piaszczyste, położone w różnej sytuacji morfologicznej, rozwijały się w tym samym czasie, to jest w dolnym i środkowym pleniglacjale. Natomiast intensywna akumulacja lessu na garbie Majdanu Górnego przypada na gómy pleniglacjał, kiedy to osadziła się miąższa (10 m) pokrywa lessów młodszych (J. B u r a c z y ń s k i, J. W o j t a n o w i c z 1973).

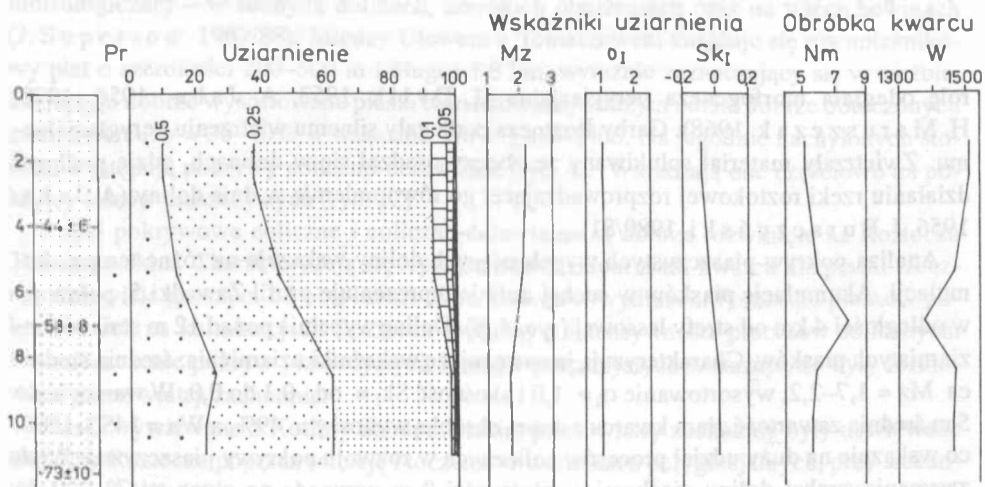
Głównym obszarem wywiewania pyłu były tereny leżące na północ od strefy akumulacji lessu. Analiza uziarnienia oraz rozmieszczenie płatów lessowych w stosunku do rzeźby terenu wskazują, że w ich rozwoju dużą rolę odegrały sąsiadujące z nimi kotliny. W starszym pleniglacjale akumulacja lessów następowała pod wpływem zmiennych wiatrów. Utwory piaszczysto-pylaste wywiewane były z kotliny górnego Wieprza. Stąd też na niskim garbie Szarowoli znajdujemy duży udział frakcji piaszczystej wskazujący na dostawę piasków z sąsiadujących garbów. Wyższy garb Majdanu Górnego pokrywają lessy młodsze nawiane z większej odległości, głównie w górnym pleniglacjale.

AKUMULACJA PIASZCZYSTA

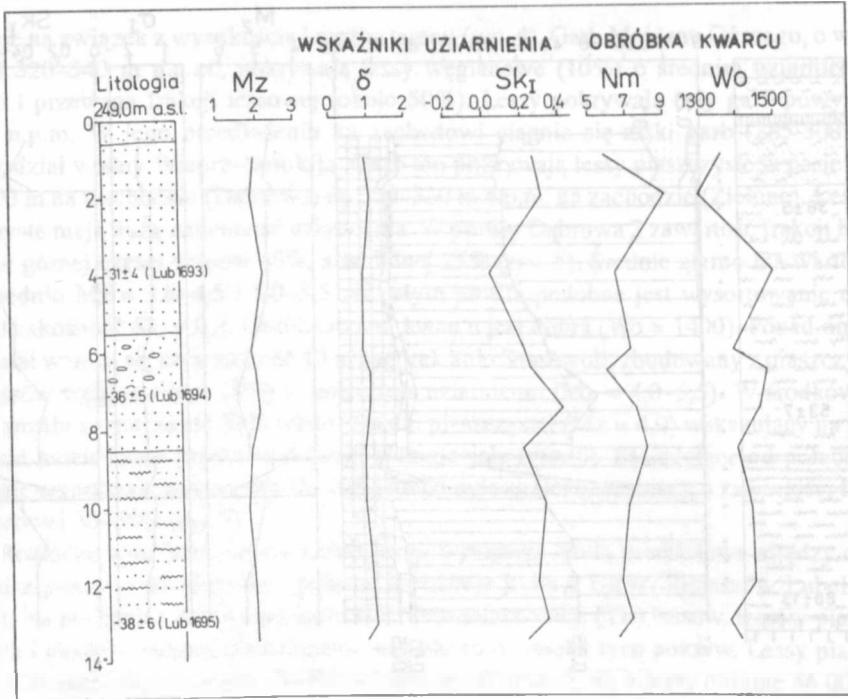
Na południe od obszaru występowania lessów garby Rostocza budują opoki i gezy kredowe, a w strefie krawędziowej występują wapienie i piaskowce miocenijskie oraz utwory czwartorzędowe (J. B u r a c z y ń s k i 1974). W rozwoju pokryw piaszczystych doniosłą



Ryc. 7. Profil geologiczny Rogóźno 3 (objaśnienia jak ryc. 5)
 Geological section Rogóźno 3 (explanation as in Fig. 5)



Ryc. 8. Profil geologiczny Zawadki 5 (objaśnienia jak ryc. 5)
 Geological section Zawadki 5 (explanation as in Fig. 5)

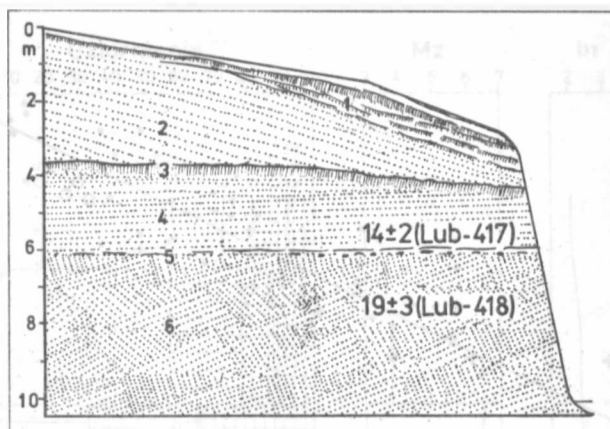


Ryc. 9. Profil geologiczny Bondyrz. Uziarnienie, wskaźniki uziarnienia i obróbka kwarcu: γ – % ziarn z dobrą obróbką, Wo – wskaźnik obróbki, Nm – wskaźnik jednorodności. Wiek TL x 1000 lat

Geological section Bondyrz. Content of size classes, grain size parameters in phi scale and abrasion of quartz: γ – % grains well abraded, Wo – indices of abrasion, Nm – heterogeneous coefficient. TL age x 1000 yrs BP

rolę odegrała morfogeneza peryglacialna (J. Dylík 1953, A. Jahn 1956, 1970, H. Maruszczak 1968). Garby Roztocza podlegały silnemu wietrzeniu peryglacialnemu. Zwietrzały materiał splukiwany ze zboczy osadzał się w dolinach, gdzie podlegał działaniu rzeki roztokowej rozprowadzającej go równomiernie w dnie doliny (A. Jahn 1956, J. Buraczyński 1980/81).

Analiza pokryw piaszczystych wypełniających doliny wskazuje na różne tempo akumulacji. Akumulację piasków w suchej dolinie reprezentuje profil Zawadki 5, położony w odległości 4 km od strefy lessowej (ryc. 4, 8). Dolinę wypełnia ponad 12 m seria różnoziarnistych piasków. Charakteryzują je następujące wskaźniki uziarnienia: średnia średnica $Mz = 1,7-2,2$, wysortowanie $\sigma_1 = 1,0$ i skośność $Sk_1 = \text{od } -0,1 \text{ do } 0,0$. W warstwie do 5 m średnia zawartość ziarn kwarcu z dobrą obróbką wynosi $\gamma = 49\%$, a $Wo = 1450-1500$, co wskazuje na duży udział procesów eolicznych w rozwoju pokrywy piaszczystej. Wiek zasypania suchej doliny piaskami o miąższości 8 m przypada na okres od 73 000 do 44 000 lat B.P. Na tej podstawie można wnioskować o znacznym tempie akumulacji w dolnym i środkowym pleniglacie. Znacznie większe tempo akumulacji piasku stwierdzono w dolinie górnego Wieprza koło Krasnobrodu w środkowym pleniglacie (ryc. 9).



Ryc. 10. Przekrój terasy nadzalewowej w Nowinach wg J. Buraczyńskiego i J. Butryma (1989); 1 – poziom humusowy, 2 – piaski eoliczne, młodszy dryas, 3 – gleba allerrod, 4 – piaski eoliczne, starszy dryas, 5 – gleba biellicowa, bolling, 6 – piaski rzeki roztokowej, pleniglacja; wiek TL x 1000 lat BP

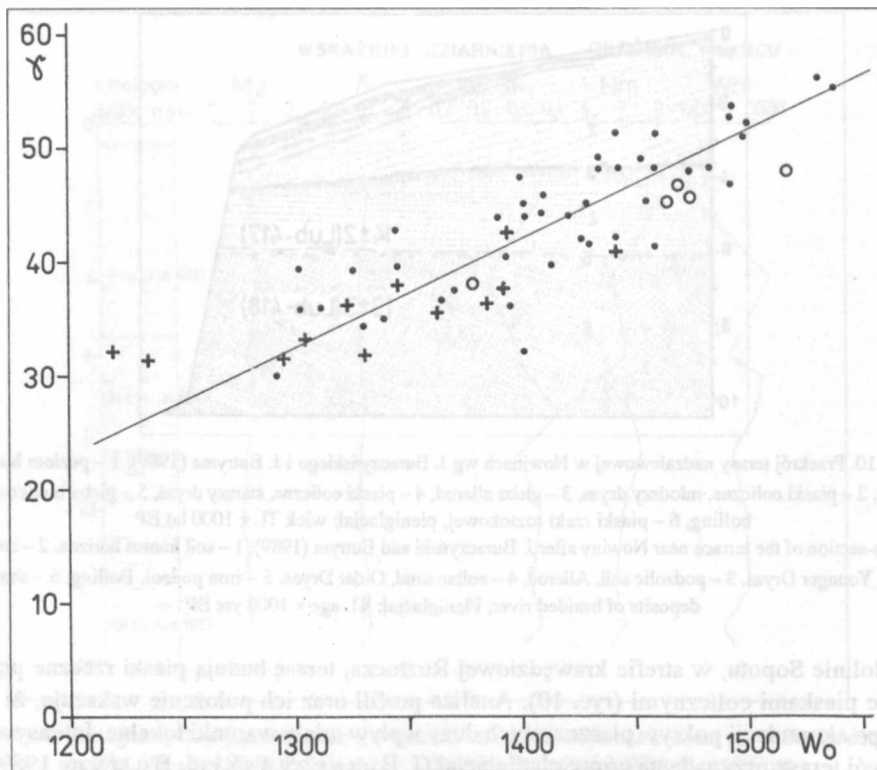
Cross-section of the terrace near Nowiny after J. Buraczyński and Butrym (1989); 1 – soil humus horizon, 2 – eolian sand, Younger Dryas, 3 – podzolic soil, Allerrod, 4 – eolian sand, Older Dryas, 5 – iron podzol, Bolling, 6 – sandy deposits of braided river, Pleniglacial; TL age x 1000 yrs BP

W dolinie Sopotu, w strefie krawędziowej Roztocza, terasę budują piaski rzeczne przykryte piaskami eolicznymi (ryc. 10). Analiza profili oraz ich położenie wskazują, że na tempo akumulacji pokryw piaszczystych duży wpływ miały warunki lokalne. Intensywny rozwój terasy przypada na gómy pleniglacjał (J. Buraczyński, J. Butrym 1989).

Eoliczne piaski pokrywowe występują na Roztoczu Tomaszowskim w różnej sytuacji morfologicznej – w suchych dolinach, szerokich obniżeniach oraz na wierzchowinach (J. Superon 1987/88). Między Ułowem a Tomaszowem znajduje się równoleżnikowy płat o szerokości 200–500 m i długości 8 km, wyraźnie zaznaczający się w rzeźbie. Budują go dobrze wysortowane piaski warstwowe, z dużym udziałem dobrze obtoczonych ziarn kwarcu: $\gamma = 30\text{--}40\%$, a wskaźnik $W_o = 1300\text{--}1400$. Na łagodnie nachylonych stokach występują pokrywy eoliczno-deluwialne (ryc. 4). Wkraczają one częściowo na pokrywy lessów piaszczystych (ryc. 12).

Piaski pokrywowe eoliczne i eoliczno-deluwialne są dobrze rozwinięte na Roztoczu Tomaszowskim. Charakteryzują się lepszym obtoczeniem ziarn kwarcu niż piaski rzeczne, a niewiele gorszym od obtoczenia ziarn kwarcu w wydmach. Położenie piasków pokrywowych na kulminacjach Roztocza świadczy o intensywności procesów eolicznych. Rozmieszczenie pokryw piaszczystych i lessów piaszczystych wskazuje, że były formowane przez wiatry zachodnie.

Piaski wywiewane z Kotliny Sandomierskiej przez wiatry zachodnie były nawiewane na garby Roztocza poprzez saltację i toczenie w warunkach peryglacialnych, przy stosunkowo małej ilości transportowanego materiału. Zdaniem J. Schwana (1987, 1988) ziarna piasku były uwalniane w warunkach wieloletniej zmarzliny poprzez parowanie lodu. Cienka powierzchniowa warstwa piasku uwolniona ze spoiwa lodowego podlegała działalności wiatru. Piaski podlegały wielokrotnym cyklom transportowo-akumulacyj-

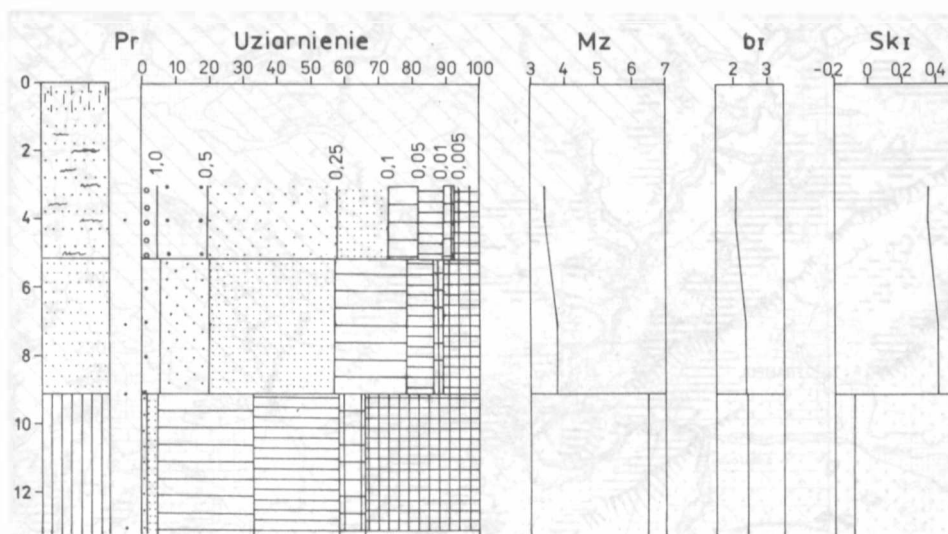


Ryc. 11. Diagram obróbki ziarn kwarcu (0,8–1,0 mm) piasków pokrywowych. Procent ziarn typu γ (dobra obróbka) i wskaźnik obróbki W_o według metody Krygowskiego. Profile: + – Kąty, o – Zawadki, - - inne
Diagram of quartz grain abraded (0,8–1,0 mm) from the coversand. Percentage of type γ grains (well abraded) and W_o indice of abrasion according to Krygowski's method. Profiles: + – Kąty, o – Zawadki, - - other

nym. Były akumulowane równocześnie z pyłem lessowym z różnym natężeniem w zależności od warunków lokalnych. Procesy eoliczne rozwijały się w warunkach klimatu zimnego i suchego w dolnym i środkowym pleniglacjale (A. Cailleux 1942, J. Dylik 1969, J. Góździk 1981). Szczególnie intensywna działalność wiatrów zaznaczyła się w górnym pleniglacjale (E. Kolstrup 1980). Wówczas to wywiewany materiał z równiny piaszczystej był transportowany i osadzany na Roztoczu. W późnym glacjale proces ten rozwijał się powszechnie na wyżynach polskich (J. Góździk 1981, 1991, T. Szczępek 1986).

ROZWÓJ RÓWNI NY P I A S Z C Z Y S T E J

Równinę piaszczystą w Kotlinie Sandomierskiej budują piaski pokrywowe o miąższości wynoszącej od kilku do ponad 20 m. U sczytłu glacjału nastąpiło ogromne ożywienie procesów stokowych, czego efektem było wysokie zasypianie dolin (A. Jahn 1956, L. Starckel 1988). Intensywna akumulacja piasków wzdłuż południowej krawędzi Roz-



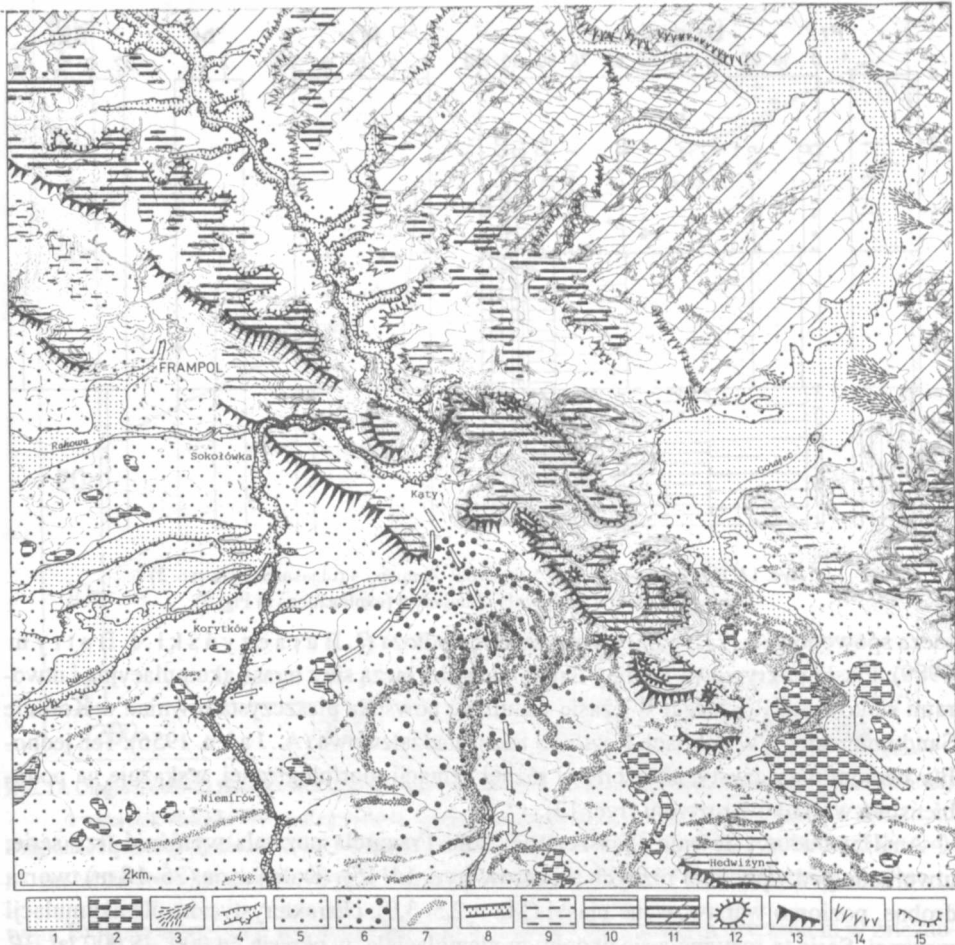
Ryc. 12. Przekrój geologiczny Szarowola–Zamiany 4 (objaśnienia jak ryc. 5)
Geological section Szarowola–Zamiany 4 (explanations in Fig. 5)

tocza spowodowała zasypanie i wyrównanie podłoża (J. Bura czyński, J. Butrym 1989). Piaski pokrywowe Kotliny Sandomierskiej łączą się z terasą akumulacyjną i utworami stokowymi Roztocza. W czasie vistulianu powstała piaszczysta równina w Kotlinie Sandomierskiej, a w dolinach Roztocza terasa nadzalewowa (A. Jahn 1956). Ten jednolity poziom piaszczysty, położony w różnej sytuacji morfologicznej, wskazuje na podobieństwo warunków rozwoju (ryc. 13).

Analiza budowy równiny piaszczystej koło Frampola pozwala wyróżnić trzy serie, utworzone pod wpływem różnych procesów (ryc. 14, 15). Dolną serię (26–18 m) tworzą drobne, poziomo warstwowane piaski ($Mz = 2,5-3,0$), charakterystyczne dla akumulacji rzecznej. Seria ta rozwinęła się w dolnym pleniglacjale, w okresie 64 000–48 000 lat BP. W spągu serii, na duży udział procesów eolicznych wskazują dobrze obrobione ziarna kwarcu ($Wo = 1400$). Reprezentuje ona dolne piaski pokrywowe, które rozwinęły się podczas pierwszego maksimum zimna. Dużą aktywność procesów eolicznych w dolnym pleniglacjale stwierdzono na Wyżynie Łódzkiej (J. Dylík 1969, J. Goździk 1981). Eoliczne piaski pokrywowe z tego okresu obserwuje się również w Europie Zachodniej (J. Ruegg 1983, J. Vanderberghe 1985).

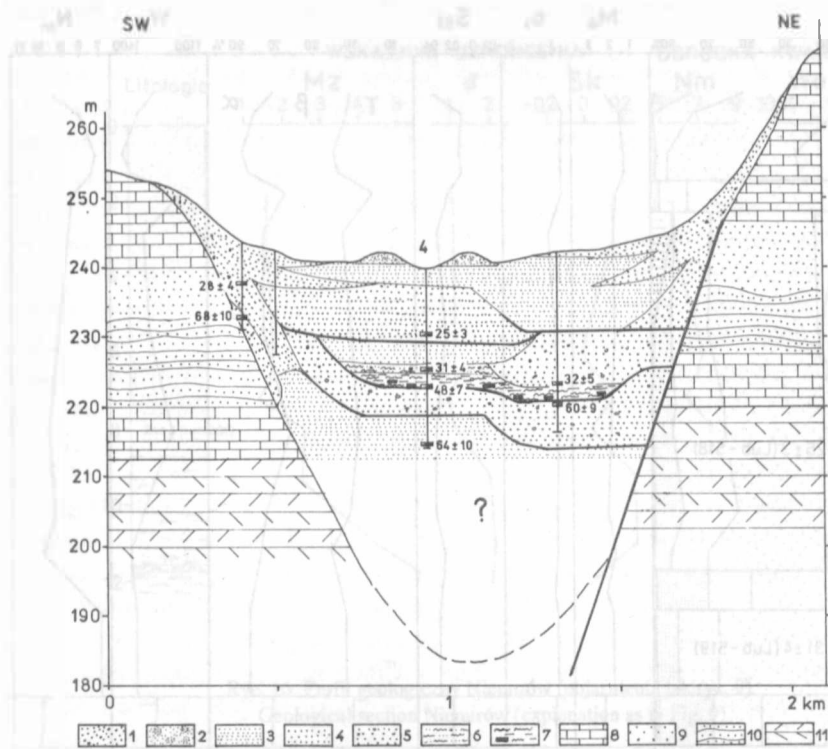
Druga seria (18–14 m) wskazuje na zmienne warunki akumulacji związane z okresowym ociepleniem i zwilgotnieniem klimatu w środkowym pleniglacjale. W okresie tym rozwinęły się dwa typy akumulacji: „sucha” i „wilgotna”. W dolinach akumulację rzeczno-rozlewiskową reprezentują mułki organiczne. Na międzyrzeczu rozwijała się akumulacja z dużym udziałem procesów eolicznych.

W górnym pleniglacjale wystąpił najgłębszy kryzys termiczny (T. Hammen i inni 1971), czego wyrazem była kontynentalizacja klimatu zaznaczona wzrostem suchości i gradientów termicznych. Klimat kontynentalny cechowała średnia roczna temperatura



Ryc. 13. Mapa geomorfologiczna strefy krawędziowej Roztocza koło Frampola wg J. Buraczyńskiego (1993); 1 – terasa zalewowa, 2 – równina torfowa, 3 – stożki napływowe, 4 – krawędzie o wysokości 3-6 m, 5 – dolina przełomowa, 6 – terasa nadzalewowa i równina piaszczysta, 7 – stożek proluwialny, 8 – wydmy, 9 – równina denudacyjna, 10 – powierzchnia strukturalna niższa, 240-250 m n.p.m., 11 – powierzchnia strukturalna wyższa, 300-320 m n.p.m., 12 – wzgórza ostańcowe, 13 – progi tektoniczne, 14 – zbocza dolin o założeniach tektonicznych, 15 – krawędzie strukturalne; ← – kierunek płynięcia Białej Łądy w pleniglacjałe i holocenie
 Geomorphological map of escarpment zone of Roztocze Upland after J. Buraczyński (1993); 1 – valley floor, 2 – peat plain, 3 – alluvial fan, 4 – scarp 3-6 m high, 5 – gap valley, 6 – terrace, accumulative plain, 7 – proluvial fan, 8 – dunes, 9 – plain of denudation, 10 structural surface, 240-250 m a.s.l., 11 – high structural surface, 300-320 m, 12 – residual hills, 13 – fault-line scarp, 14 – fault-slopes, 15 – structural scarps; ← direction of the Białe Łądy flow in Plenivistulian and Holocene

poniżej -7°C , a lipca 8°C , małe opady roczne z bardzo dużą aktywnością wiatrów (E. Kolstrup 1980). Zimny i suchy klimat arktyczny sprzyjał intensywnemu wietrzeniu oraz rozwojowi grubych pokryw piaszczystych (L. Starckel 1988). Rzeki roztokowe spływające z Roztocza wynosiły duże ilości materiału. Przeciążone rzeki akumulowa-



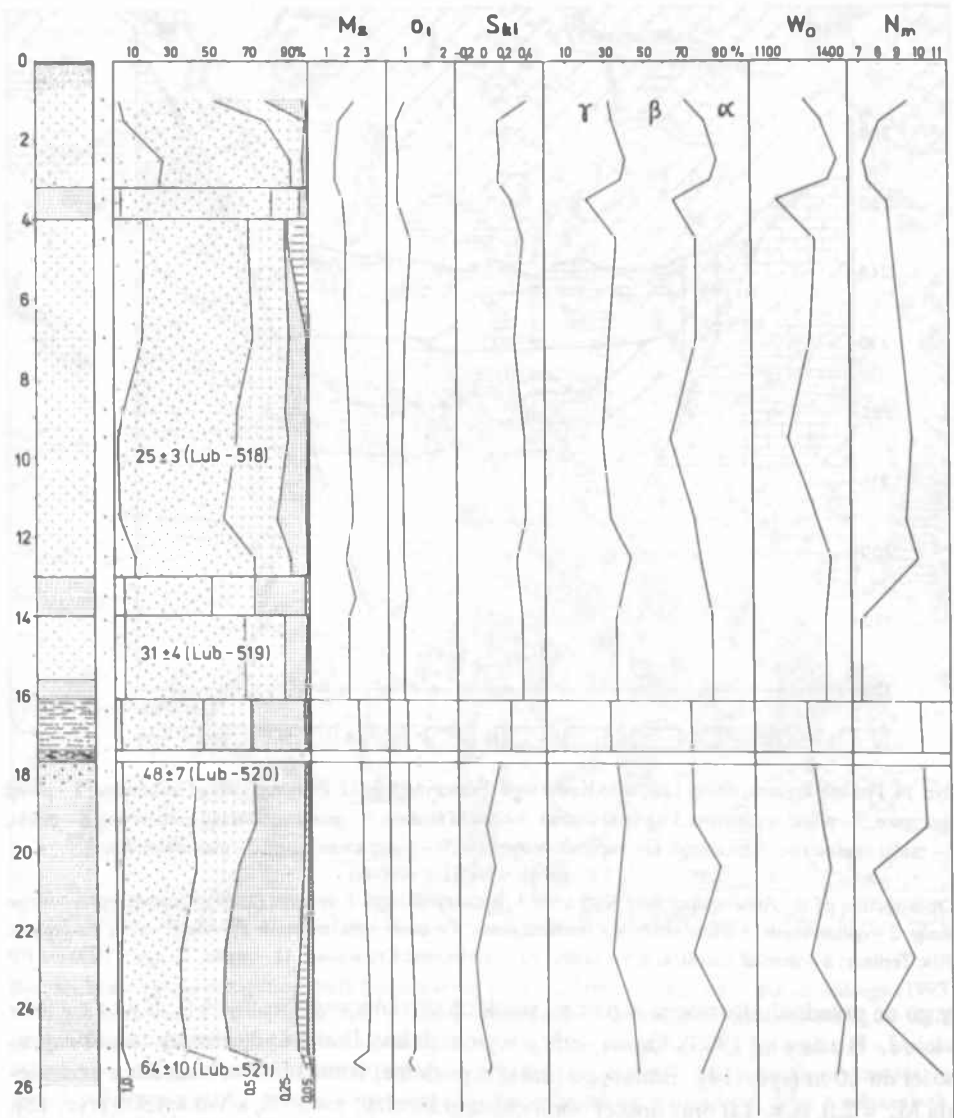
Ryc. 14. Przekrój kopalnej doliny Łady koło Kątów wg J. Buraczyńskiego i J. Butryma (1989); Czwartorzęd: 1 – piaski zboczowe, 2 – piaski wydymowe, 3 – piaski drobne, 4 – piaski średnie, 5 – piaski ze żwirami kredowymi, 6 – mulki, 7 – mulki organiczne; Trzeciorzęd: 8 – wapienie detrytyczne, 9 – piaski kwarcowe, 10 – piaskowce; Kreda:

11 – opoki; wiek TL x 1000 lat

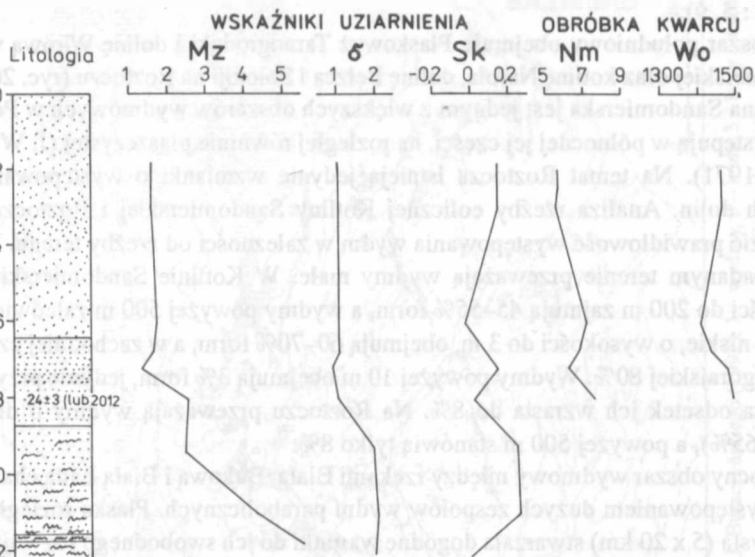
Cross-section of the fossil valley near Kąty after J. Buraczyński and J. Butrym (1989); Quaternary: 1 – slope sands, 2 – eolian sands, 3 – fine sands, 4 – medium sands, 5 – sands with limestone gravels, 6 – silts, 7 – organic silts; Tertiary: 8 – detrital limestones, 9 – sands, 10 – sandstones; Cretaceous: 11 – marls; TL age x 1000 yrs BP

ły go na przedpolu Rostoczka w postaci płaskich stożków napływowych (J. B u r a c z y Ń s k i, J. B u t r y m 1989). Górną serię u wylotu doliny Białej Łady tworzy stożek o grubości do 10 m (ryc. 14). Budują go piaski o poziomej laminacji i wskaźnikach uziarnienia $Mz = 2,0$, $\sigma_1 = 1,0$ oraz dobrej obróbce ziarn kwarcu: $\gamma = 30\%$, a $Wo = 1300$ (ryc. 15).

Powierzchniową warstwę stożka (3–4 m) tworzą piaski eoliczne o charakterystycznych wskaźnikach uziarnienia $Mz = 1,5$, $\sigma_1 = 0,5$ i $Sk_f = 0,1$. W warstwie tej ziarna kwarcu mają najlepszą obróbkę eoliczną: $\gamma = 40\%$, a $Wo = 1400–1500$ (ryc. 15, 16). Piaski osadzone na stożku Łady, pod koniec lata po przesuszeniu, podlegały intensywnej działalności eolicznej i przewiewaniu ku wschodowi. Wskazuje na to jego nachylenie ku SW i W oraz podnoszenie się powierzchni ku krawędzi Rostoczka (ryc. 13). Tak przerobiony materiał utworzył eoliczne górnice piaski pokrywowe. Na podstawie przytoczonych faktów można stwierdzić, że piaski pokrywowe na przedpolu wyżyn rozwinęły się pod wpływem zróżnicowanych procesów: zboczowych, fluwialnych i eolicznych (A. J a h n 1956, J. B u r a c z y Ń s k i 1980/81).



Ryc. 15. Profil geologiczny Kąty (objaśnienia jak ryc. 9)
 Geological section Kąty (explanations as in Fig. 9)



Ryc. 16. Profil geologiczny Niemirów (objaśnienia jak ryc. 9)
Geological section Niemirów (explanation as in Fig. 9)

RZEŻBA EOLICZNA

U schyłku glacjału nastąpiło zanikanie wieloletniej zmarzliny oraz zdecydowana zmiana cyrkulacji atmosferycznej z przewagą wiatrów zachodnich. Zanikanie zmarzliny oraz brak zwartej szaty roślinnej stworzyło dogodne warunki do natężenia procesów eolicznych. Procesy deflacji zapoczątkowane w górnym pleniglacjale rozwijały się intensywnie w najstarszym dryasie osiągając maksymalne natężenie w starszym dryasie. Na równinie piaszczystej w Kotlinie Sandomierskiej istniały warunki sprzyjające rozwojowi procesów deflacji pod wpływem przeważających wiatrów zachodnich. Intensywna działalność wiatrów w górnym dorzeczu Bukowej zaznaczyła się rozwojem mis i garbów deflacyjnych. Garby deflacyjne z brukiem eolicznym znane są z centralnej części Kotliny Sandomierskiej (J. Wojsanowicz 1973). Formy deflacyjne tworzą symetryczne garby o wysokości około 1 m i długości kilkuset metrów.

Analizując mapę rozmieszczenia wydm w Kotlinie Sandomierskiej i na Roztoczu można wyróżnić trzy równoleżnikowe strefy ich występowania. Taki pasowy układ ciągów wydmowych wyznacza kierunki głównych strumieni piaszczystych (ryc. 17):

1) obszar północny obejmuje dolinę Bukową i Ładę oraz duże doliny południkowe na Roztoczu (ryc. 20 : 1),

2) obszar środkowy obejmuje dolinę Tanwi oraz doliny Szumu i Sopotu na Rztoczcu (ryc. 20 : 5, 9),

3) obszar południowy obejmuje Płaskowyż Tamogrodzki i dolinę Wirową w Kotlinie Sandomierskiej oraz kotlinę Narola, dolinę Bełzca i Sołokiji na Rztoczcu (ryc. 20 : 11, 13).

Kotlina Sandomierska jest jednym z większych obszarów wydmych w Polsce. Wydmy występują w północnej jej części, na rozległej równinie piaszczystej (J. Wojtanowicz 1971). Na temat Rztoczca istnieją jedynie wzmianki o występowaniu wydym w dnach dolin. Analiza rzeźby eolicznej Kotliny Sandomierskiej i Rztoczca pozwala stwierdzić prawidłowość występowania wydym w zależności od rzeźby terenu.

Na badanym terenie przeważają wydmy małe. W Kotlinie Sandomierskiej wydmy o długości do 200 m zajmują 45–55% form, a wydmy powyżej 500 m zaledwie 10–15%. Wydmy niskie, o wysokości do 3 m, obejmują 60–70% form, a w zachodniej części Równiny Biłgorajskiej 80%. Wydmy powyżej 10 m obejmują 3% form, jedynie przy krawędzi Rztoczca odsetek ich wzrasta do 8%. Na Rztoczcu przeważają wydmy o długości do 200 m (65%), a powyżej 500 m stanowią tylko 8%.

Północny obszar wydmy między rzekami Białą, Bukową i Białą Ładą charakteryzuje się występowaniem dużych zespołów wydym parabolicznych. Płaska rozległa równina piaszczysta (5 x 20 km) stwarzała dogodne warunki do ich swobodnego rozwoju. Wydmy układają się tu w szereg równoległych ciągów, tworzących co kilka kilometrów zespoły dużych wydym parabolicznych, między którymi rozciąga się strefa z niskimi wydymami. O intensywnym wywiewaniu świadczą liczne misy deflacyjne. Spotyka się owalne zagłębienia o osi dłuższej do 1–2 km i głębokości 1–2 m, w obrębie których występują ostańce deflacyjne o wysokości do 1 m. Ten „falisty” układ wydym wskazuje na strefę deflacji, tranzytu materiału oraz akumulację i jest reprezentowany przez wydmy położone między dolinami Branwi i Bukowej (ryc. 20 : 1).

Wywiewany materiał utworzył w odległości 5–10 km duży zespół wydym wałowych koło Żelebska przy krawędzi Rztoczca (ryc. 17). Duża ilość transportowanego materiału nie uległa całkowitemu zatrzymaniu przy krawędzi Rztoczca i piasek był przewiewany w głąb Rztoczca. Drogę tranzytową dla niego stanowiły obniżenia i suche doliny, o czym świadczą wyścielające je eoliczne piaski pokrywowe. W cieniu garbów na zachodnim zboczu Padołu Gorajca i Zwierzyńca rozwinęły się wydmy wałowe.

W środkowym obszarze, między dolinami Bukową i Tanwią, na garbach podłoża występują niskie wydmy podłużne i poprzeczne. Większe wydmy poprzeczne i paraboliczne rozwinęły się na piaszczystej równinie w dolinie Tanwi. W obszarze o zmniejszonej ilości transportowanego materiału występują niskie wydmy podłużne, wyznaczające drogę przewiewania piasku ku wschodowi (ryc. 17).

Na równinie piaszczystej ograniczonej od południa garbem podłoża charakterystyczna jest rzeźba deflacyjna zakończona dużym zespołem wydmy (ryc. 20 : 5). Drugi kompleks wydmy przy krawędzi Rztoczca wykazuje związek z rzeźbą terenu. Sytuacja morfologiczna wymusiła utworzenie się szeregu wałów wydmych, których ramiona są zgodne z kierunkiem obniżenia między krawędzią Rztoczca a wzgórzami (ryc. 20 : 6). Obszarem alimentacji dla tych wydym było rozległe równoleżnikowe obniżenie Bukowej, długości 50 km (ryc. 17).



Ryc. 17. Mapa występowania wydmy i lessów w Kotlinie Sandomierskiej i na Roztoczu wg J. Buraczyńskiego (1993); 1 – wydmy, 2 – lessy, 3 – lessy piaszczyste, 4 – eoliczne piaski pokrywowe, 5 – krawędzie morfologiczne, stoiki garbów lub zbocza dolin; 1–14 – połączenie szczegółowych mapek coversands, 5 – scarp slopes, slopes of bumps and valleys; 1–14 – localization of the detailed maps

Piaski transportowane z kotliny były nawiewane na Roztocze dolinami oraz Padołem Zwierzynieckim i Józefowskim (ryc. 17). Pokrywają one dna i zbocza suchych dolin oraz tworzą duże skupienie wydym w dolinie Szumu i kotlinie Sopotu (ryc. 17). Na wschód od nich piaski były intensywnie przewiewane przez wierzchowiny koło Wólki Husińskiej, a szczególnie równoleżnikową doliną (4 km) wychodzącą na wierzchowinę koło Łuszczacza. Na kulminacji o wysokości 350 m n.p.m. rozwinął się duży kompleks wydmy tworzący południkowy wał długości 3 km i wysokości 10 m, położony bezpośrednio na skałach podłoża. Wyjątkowe położenie dużego kompleksu wydmowego na kulminacji świadczy o intensywnym transporcie piasków nie tylko w dolinach, ale i o przewiewaniu go poprzez wysokie garby wierzchowinowe (ryc. 20 : 9).

Południowy obszar tworzy Płaskowyż Tamogrodzki o wysokości 250 m n.p.m. z szerokimi równoleżnikowymi dolinami, które stanowiły strefę wywiewania i transportu piasków ku wschodowi. Drogę transportu piasku wyznaczają niskie wydmy podłużne.

Między Płaskowyżem a Roztoczem rozciąga się równina piaszczysta o urozmaiconej rzeźbie eolicznej z licznymi niskimi wydmami podłużnymi o kierunku SW-NE. Z form deflacyjnych charakterystyczne są podłużne obniżenia deflacyjne (ryc. 17 : 7). Wywiewany materiał akumulował w zatoce Suśca, tworząc zespół wydym wałowych wymuszonych przez rzeźbę terenu (ryc. 17 : 10). Piasek nawiewany w głąb Roztocza utworzył w dolinach (SW-NE i NW-SE) przebiegających prostopadle lub ukośnie do kierunku wiatru duże kompleksy wydmy położone po zawietrznej stronie garbów (ryc. 17: 12).

Koło Rudy Różanieckiej występuje złożony kompleks wydym parabolicznych i podłużnych długości 10 km. Drogę przewiewania piasków przez Roztocze wyznacza wydma podłużna 2 km długości przechodząca przez kulminację do kotliny Narola, gdzie przy zboczu zawietrznym rozwinęły się duże wały wydmy (ryc. 20 : 11). Drogę przewiewania piasków przez garb Roztocza, na odcinku 20 km, do doliny Sołokiji wyznaczają wydmy podłużne długości 5 km koło Siedlisk (ryc. 20 : 13). Na kulminacji Roztocza koło Huty Lubyckiej wznoszą się do 50 m ponad wierzchowinę pagóry ostańcowe. Między nimi utworzył się ukierunkowany i skoncentrowany strumień piaszczysty. Wskazuje to na dużą dynamikę i intensywnie rozwijające się procesy deflacji i transportu piasku na Roztoczu. Dotychczas Kotlina Sandomierska była uważana za klasyczny obszar działalności eolicznej.

Położenie wydym w Kotlinie Sandomierskiej i na Roztoczu wskazują na zorientowany układ, związany z kierunkiem głównych strumieni piaszczystych (ryc. 18). Taki pasowy układ wydym zaznacza się również w centralnej Polsce (J. G o Ź d z i k 1991). Pasy wydym przebiegają równolegle w kierunku WNW-ESE i W-E zgodnie z kierunkiem przeważających wiatrów kształtujących wydmy, wyrażonym orientacją wydym. Przebieg pasów wydym w Kotlinie Sandomierskiej wskazuje, że ich położenie i kształt są uzależnione od głównych rysów rzeźby. Masa przewiewanego piasku była transportowana po płaskiej i wklęsłej, zorientowanej powierzchni. Na Roztoczu orientacja tych pasów była uwarunkowana przebiegiem dolin.

Strumienie piaszczyste wywołane działaniem wiatrów rozwijały się na dystansie koniecznym do jego zorganizowania. Długość równoleżnikowych pasów wydymowych wskazuje, że strumień piaszczysty rozwijał się na przestrzeni co najmniej kilkudziesięciu



Ryc. 18. Rozmieszczenie wydm oraz główne kierunki strumieni piaszczystych w Kotlinie Sandomierskiej i na Roztoczu (poziomice co 10 m)

Distribution of dunes and directions of major windstreaks in Sandomierz Basin and in Roztocze Upland (contour lines 10 m)

kilometrów (J. Goździk 1991). Intensywna działalność eoliczna w późnym plejstocenie zaznaczyła się rozwojem strumieni piaszczystych w Kotlinie Sandomierskiej przekraczających Roztocze i ciągnących się dalej ku wschodowi w Kotlinie Bugu.

WIEK I WARUNKI ROZWOJU PROCESÓW EOLICZNYCH

Deflacja odgrywała istotną rolę wśród procesów denudacyjnych strefy peryglacialnej (J. Dylik 1969, H. French 1976). Materiał wywiewany z powierzchni osadów luźnych, nie chronionych przez roślinność, podlegał przestrzennej segregacji na piasek i pył. Materiał gruby był transportowany przez saltację, a drobny w postaci zawiesiny. Proces sortujący odbywał się na płaskim terenie, skąd materiał był wywiewany i transportowany na znaczną odległość przez niskie wiatry. Przy zmianie wysokości względnej te-

renu (garby, krawędzie) następował spadek prędkości wiatru i akumulacja unoszonego pyłu (A. J a h n 1956).

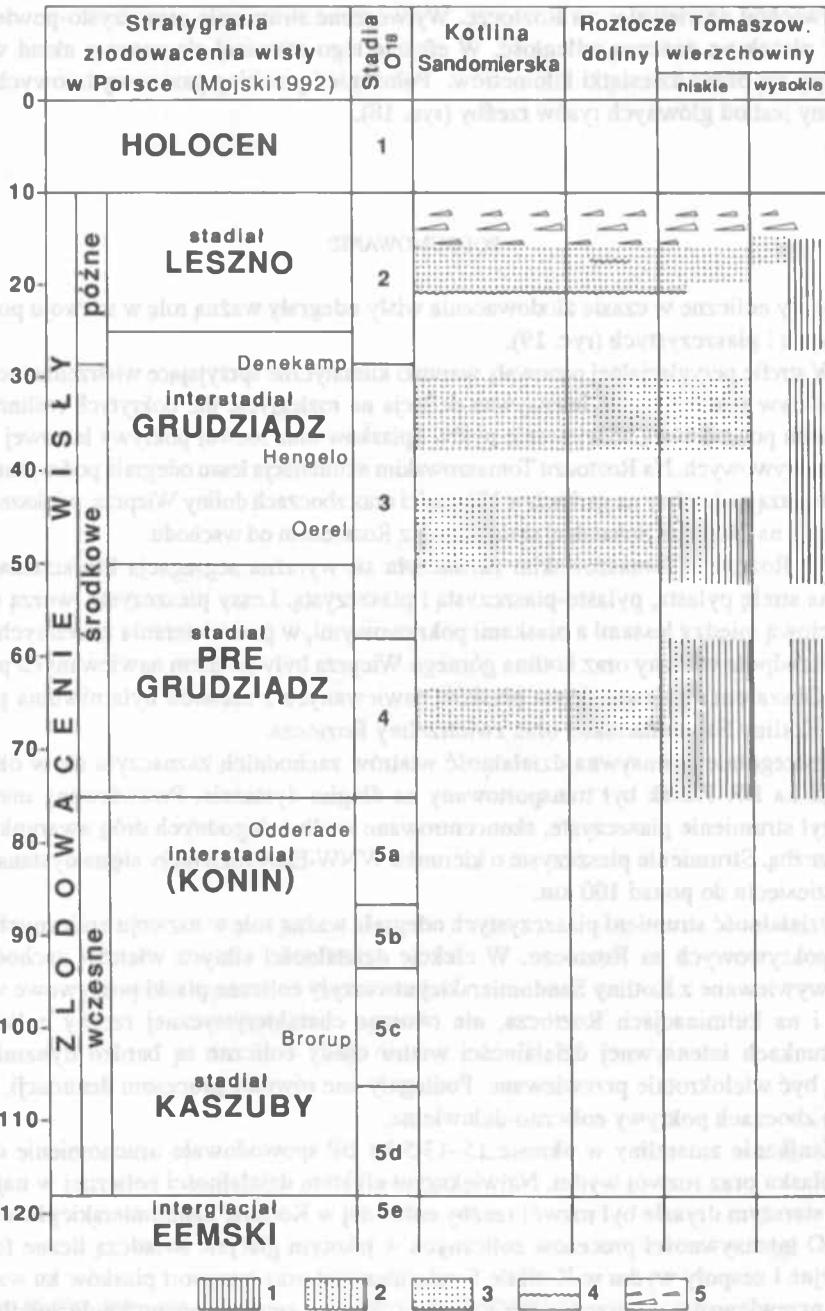
Zdaniem H. L a m b a (1977) cyrkulacja atmosferyczna w okresie pleniglacjału (20 000 lat BP) w Europie Środkowej wykazywała przewagę wiatrów wschodnich. Procesy eoliczne przebiegały zależnie od pory roku. W lecie przeważały słabe i zmienne wiatry z kierunku NW. Letnia sedymentacja związana była z wodną akumulacją pyłu na początku lata, który po osuszeniu był wywiewany i transportowany przez niskie wiatry. Zimowa sedymentacja była kontrolowana przez silne wschodnie (NE) wiatry grawitacyjne (H. L a m b 1977). Mogły one unosić ziarna piasku skokami lub wlec je po podłożu. Wywiewany w małych ilościach piasek był częściowo transportowany w czasie burz śnieżnych. Wskazuje to, że eoliczne piaski pokrywowe rozwijały się głównie w zimie. Duży wpływ na akumulację piasków miała rzeźba terenu (J. S c h w a n 1987, 1988), dodatkowo komplikowana przez okresową zmienność prędkości wiatru.

Strefę peryglacialną charakteryzuje pasowość procesów eolicznych (A. C a i l l e u x 1942, J. D y l i k 1953, A. J a h n 1975, H. F r e n c h 1976, L. S t a r k e l 1988). Jednym z przejawów procesów eolicznych jest zróżnicowanie facji eolicznych: pylastej i piaszczystej. Ważne jest tu rozmieszczenie i stosunek piasków eolicznych do lessów. Wielu badaczy zwraca na to uwagę i wypowiada się za synchronizacją akumulacji piasków eolicznych i lessów (J. C a t t 1977, E. K o l s t r u p 1980, T. S z c z y p e k 1986).

W piętrze wistły badany obszar znajdował się w strefie peryglacialnej, gdzie aktywnie rozwijały się procesy akumulacji eolicznej. Akumulacja lessów trwająca przez cały okres wistły zakończyła się około 15 000 lat BP (J. J e r s a k 1973, 1977, H. M a r u s z c z a k 1986). Natomiast eoliczne piaski pokrywowe rozwijały się tylko w okresach ekstremalnych: we wczesnym glacie 95-85 000 lat BP, w dolnym pleniglacie 75-60 000 lat BP i górnym pleniglacie 25-15 000 lat BP. Ostatni cykl eoliczny zaznaczył się rozwojem wydm w późnym glacie (B. N o w a c z y k 1976, J. C a t t 1977, G. R u e g g 1983, T. S z c z y p e k 1986, E. K o s t e r 1988).

Głęboki kryzys klimatyczny w górnym pleniglacie odegrał szczególną rolę w rozwoju młodych pokryw eolicznych. Rozwinęły się one w dwu pasach: pylastym i piaszczystym. W strefie lessowej następuje intensywna akumulacja eoliczna pyłu i rozwój lessu młodszego (J. J e r s a k 1973, H. M a r u s z c z a k 1980). W strefie piaszczystej akumulacja odbywała się poprzez rzeki roztokowe i procesy stokowe przy współdziałaniu procesów eolicznych. Na intensywną działalność procesów eolicznych wskazuje duża zawartość ziarn kwarcu z dobrą obróbką. Panujące wiatry zachodnie powodowały zwiewanie luźnego materiału z wierzchowin na zbocza i dna dolin. Przesuszone piaski z dolin były ponownie nawiewane na stoki i wierzchowiny. Osady eoliczne są bardzo dynamiczne w warunkach intensywnej działalności wiatru. Osadzony piasek przez wiatr jest łatwo wywiewany i może być wielokrotnie przewiewany. Dowodzi to dużego znaczenia procesów eolicznych i długiego transportu w rozwoju piasków pokrywowych na Roztoczu Tomaszowskim.

Ostatni cykl eoliczny w późnym glacie (15-10 000 lat BP) zaznaczył się zdecydowaną przewagą wiatrów zachodnich. Zanik zmarzliny oraz brak roślinności sprzyjał natężeniu procesów eolicznych. W Kotlinie Sandomierskiej wiatry wywiewały piasek i transportowały



Ryc. 19. Akumulacja eoliczna w strefie peryglacialnej zlodowacenia wisły w Polsce SE; 1 – lesy, 2 – lesy piaszczyste, 3 – eoliczne piaski pokrywowe, 4 – poziom deflacyjny, 5 – wydmy
 The eolian accumulation in the periglacial zone of the Vistulian in SE Poland: 1 – loess, 2 – sandy loess, 3 – eolian coversands, 4 – deflation surface, 5 – dunes

go na wschód nawiewając na Roztocze. Wytworzone strumienie piaszczysto-powietrzne niosły piasek na znaczną odległość. W efekcie tego rozwinął się pasowy układ wydm ciągnący się przez dziesiątki kilometrów. Położenie i przebieg pasów wydmowych uzależniony jest od głównych rysów rzeźby (ryc. 18).

PODSUMOWANIE

Procesy eoliczne w czasie zlodowacenia wisty odegrały ważną rolę w rozwoju pokryw lessowych i piaszczystych (ryc. 19).

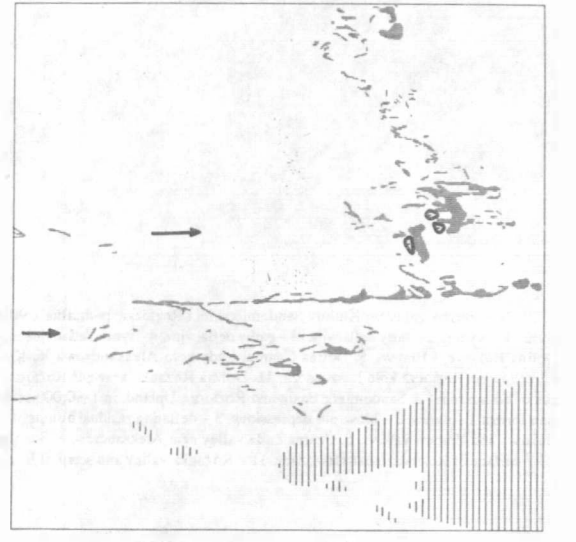
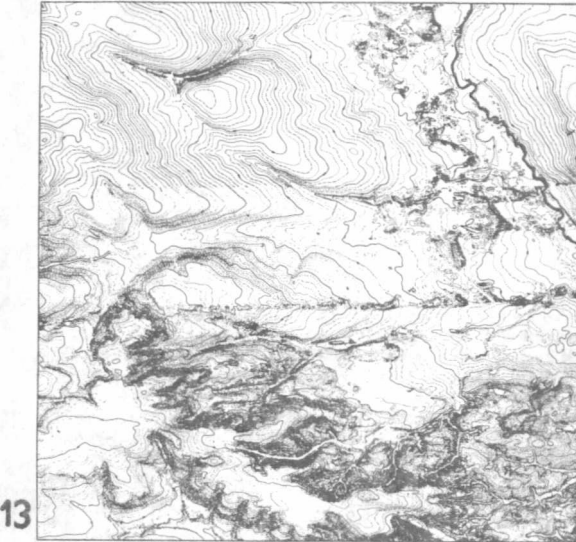
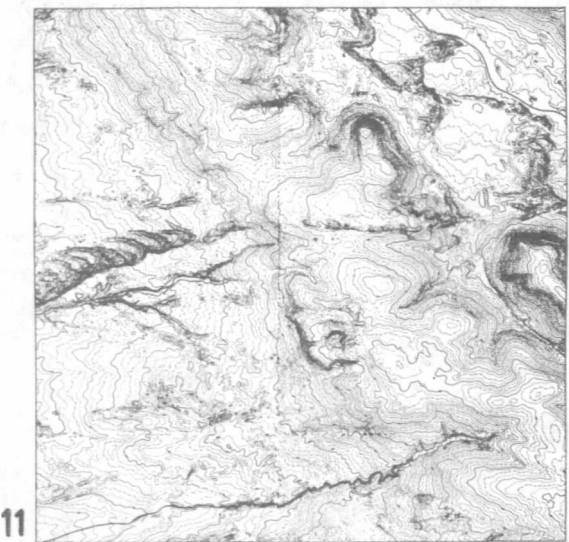
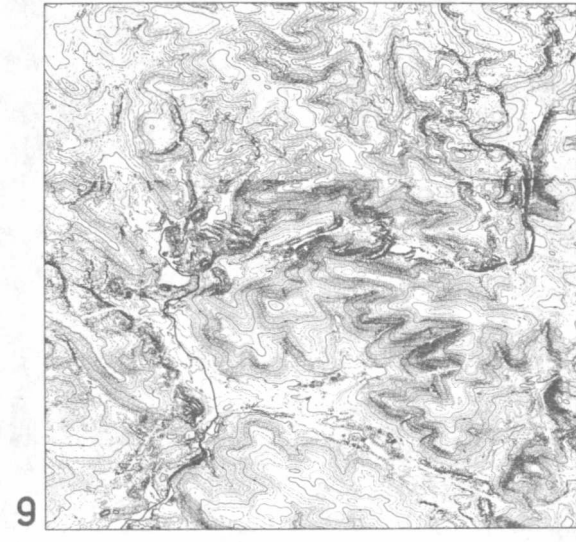
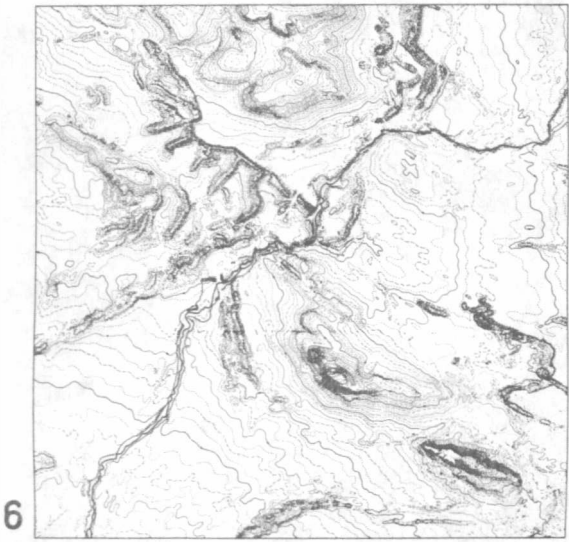
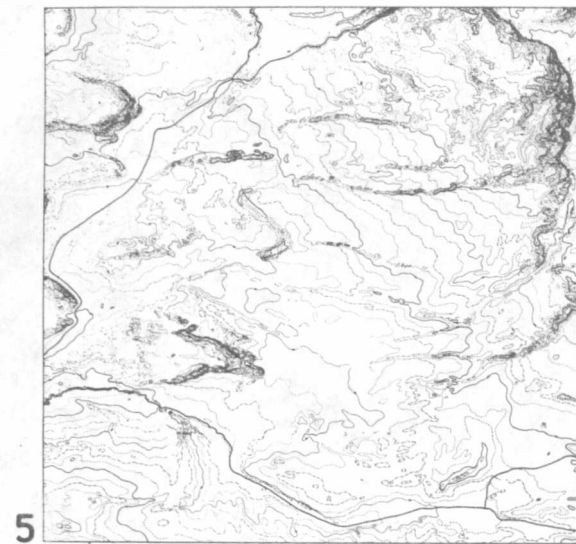
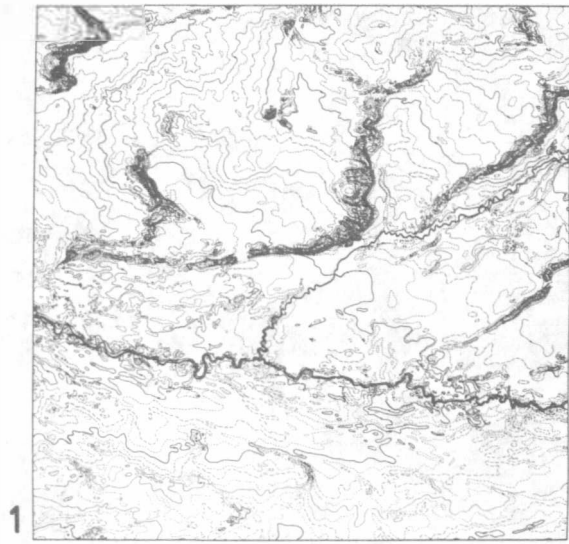
1. W strefie peryglacialnej panowały warunki klimatyczne sprzyjające wietrzeniu i rozwojowi pokryw piaszczystych. Intensywna deflacja na rozległych, nie pokrytych roślinnością równinach powodowała wywiewanie pyłów i piasków oraz rozwój pokrywy lessowej i piasków pokrywowych. Na Roztoczu Tomaszowskim akumulacja lessu odegrała podrzędną rolę. Lessy tworzą małe płyty na garbach w NE części oraz zboczach doliny Wieprza, większe płyty występują na Grzędzie Sokalskiej sąsiadującej z Roztoczem od wschodu.

2. Na Roztoczu Tomaszowskim zaznaczyła się wyraźna segregacja litofacjalna osadów: na strefę pylastą, pylasto-piaszczystą i piaszczystą. Lessy piaszczyste tworzą strefę przejściową między lessami a piaskami pokrywowymi, w pasie ścierania zmiennych wiatrów. Przedpole wyżyny oraz kotlina górnego Wieprza były źródłem nawiewanych pyłów z NE. Obszarem alimentacyjnym piasków nawiewanych z zachodu była równina piaszczysta Kotliny Sandomierskiej oraz zwietrzeliny Roztocza.

3. Szczególnie intensywna działalność wiatrów zachodnich zaznaczyła się w okresie 25–13,5 ka BP. Piasek był transportowany na długim dystansie. Przewiewany materiał utworzył strumienie piaszczyste, skoncentrowane wzdłuż dogodnych dróg uwarunkowanych rzeźbą. Strumienie piaszczyste o kierunku WNW-ESN rozwinęły się na dystansie od kilkudziesięciu do ponad 100 km.

4. Działalność strumieni piaszczystych odegrała ważną rolę w rozwoju eolicznych piasków pokrywowych na Roztoczu. W efekcie działalności silnych wiatrów zachodnich piaski wywiewane z Kotliny Sandomierskiej utworzyły eoliczne piaski pokrywowe w dolinach i na kulminacjach Roztocza, nie tworząc charakterystycznej rzeźby eolicznej. W warunkach intensywnej działalności wiatru osady eoliczne są bardzo dynamiczne i mogą być wielokrotnie przewiewane. Podlegały one również procesom denudacji, tworząc na zboczach pokrywy eoliczno-deluwialne.

5. Zanikanie zmarzliny w okresie 15–13,5 ka BP spowodowało uruchomienie dużej ilości piasku oraz rozwój wydm. Największym efektem działalności eolicznej w najstarszym i starszym dryasie był rozwój rzeźby eolicznej w Kotlinie Sandomierskiej i na Roztoczu. O intensywności procesów eolicznych w późnym glacialu świadczą liczne formy deflacyjne i zespoły wydm w Kotlinie Sandomierskiej oraz transport piasków ku wschodowi i przewiewanie go przez garby Roztocza. Rozmieszczenie wydm i eolicznych piasków pokrywowych na Roztoczu wskazuje na związek z rzeźbą terenu. Na kulminacjach rozwinęły się niskie wydmy podłużne wyznaczające drogę strumieni piaszczystych. Małe pagórki wydmore licznie występują w różnej sytuacji morfologicznej. Duże wały wy-



0 2km

1 2 3 4 5 6

Ryc. 20. Typy rzeźby eolicznej Kotliny Sandomierskiej i Roztocza; podziałka 1:90 000; A. Hipsometria, poziomice co 1,25 m z mapy w skali 1:10 000; B. Rzeźba eoliczna: 1 – wydmy, 2 – misy deflacyjne, 3 – garby deflacyjne, 4 – rynny deflacyjne międzywydmowe, 5 – droga przewiewania piasków, 6 – pokrywy lessowe. Mapa 1. Dolina Bukowej i Branwi, 5. Dolina Czarnej Łady koło Aleksandrów, 6. Krawędź Roztocza koło Górecka, 9. Dolina Sopotu koło Majdanu Sopockiego i wierzchowina Roztocza koło Łuszczacza, 11. Dolina Różanki, krawędź Roztocza koło Płazowa, 13. Dolina Solokiji i wierzchowina Roztocza koło Siedlisz

Types of eolian relief in Sandomierz Basin and Roztocze Upland, in 1–90,000 scale; A. Hipsometry, contour lines 1.25 m, from the map in 1:10,000 scale; B. Eolian forms: 1 – dunes, 2 – blow-out depressions, 3 – deflation residual humps, 4 – interdune blow-out depressions, 5 – sand-drift zones, 6 – loess covers. Map: 1. Bukowa and Branew valleys, 5. Czarna Łada valley near Aleksandrów, 6. Scarp of Roztocze near Górecko, 9 – Sopot valley near Majdan Sopocki and high surface of Roztocze near Łuszczacz, 11 – Różanka valley and scarp of Roztocze near Płazów, 13. Solokija valley and high surface near Siedliszka

dmowe rozwinęły się w dolinach wzdłuż zboczy zawietrznych, wyjątkowo na kulminacji. Panujące wówczas warunki są podobne do obserwowanych współcześnie na zimnych pustyniach z silną działalnością wiatrów.

6. Procesy eoliczne uwarunkowane klimatycznie rozwijały się równocześnie w Kotlinie Sandomierskiej i na Roztoczu. Obie te krainy były ściśle powiązane i uzależnione. Kotlina była obszarem intensywnej deflacji oraz źródłem materiału dla rozwoju rzeźby eolicznej. Była obszarem alimentacji dla piasków pokrywowych i wydym na Roztoczu. Urozmaicona rzeźba Roztocza, z wysokimi krawędziami i głębokimi dolinami, miała wpływ na akumulację i rozmieszczenie piasków pokrywowych oraz rozwój wydym. Wydmy na Roztoczu występują w różnej sytuacji morfologicznej: w dolinach, na zboczach i na kulminacjach. Położenie ich w różnej odległości od obszarów źródłowych świadczy o dużej intensywności strumieni piaszczystych niosących piasek w głąb Roztocza.

LITERATURA

- Brookfield M. E., Ahlbrandt T. S. (eds), 1983; Eolian sediments and processes. Developments in sedimentology, 38. Elsevier, Amsterdam.
- Buraczyński J. 1969; Zarys geomorfologii Roztocza Zachodniego (rés. Essai geomorphologique du Roztocze Occidental). Annales UMCS, B, 22, 77–123.
- Buraczyński J. 1974; Zarys geomorfologii Roztocza Rawskiego (rés. Essai geomorphologique du Roztocze Rawskie). Annales UMCS, B, 29, 47–76.
- Buraczyński J. 1980/81; Development of valleys in the escarpment zone of the Roztocze. Annales UMCS, B, 35/36, 81–102.
- Buraczyński J. 1991; Rzeźba eoliczna. Kotlina Sandomierska – Roztocze. Mapa 1:100 000. Inst. Nauk o Ziemi UMCS Lublin, 65 x 95 cm.
- Buraczyński J. 1993; Rozwój procesów eolicznych piętra wistły na Roztoczu i Kotlinie Sandomierskiej (sum. Development of eolian processes during the Vistulian stage in Roztocze Upland and Sandomierz Basin). Wyd. UMCS Lublin, 64 s.
- Buraczyński J., Butrym J. 1989; The Vistulian development of a sandy plain in the Sandomierz Basin. *Questiones Geogr. Spec. issue 2*, 17–30.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1973; Nowe profile lessowe Grzędy Sokalskiej (sum. New loess profiles on the Sokal Range). Annales UMCS, B, 28, 1–37.
- Butrym J., Racinowski R. 1983; Analiza porównawcza osadów drobnodziarnistych wschodniej części Niziny Sandomierskiej na podstawie badań minerałów ciężkich. *Prace Naukowe UŚI*. 631, 68–83.
- Cailleux A. 1942; Les action éoliennes periglaciaires en Europe. *Societe Geol. France. Memoire 46*, Paris, 1–176.
- Catt J. A. 1977; Loess and coversands. [In:] F. W. Shotton (Ed.). *British Quaternary Studies: Recent Advances*. Oxford Univ. Press. Oxford, 221–229.
- Dylik J. 1953; O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski (rés. Du caractere periglaciaire de la Pologne Centrale). *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 4, 116 s.
- Dylik J. 1969; L'action du vent pendant le dernier age froid sur le territoire de la Pologne Centrale. *Biuletyn Perygl.* 20, 29–44.
- French H. M. 1976; *The Periglacial Environment*. Longman. London. 309 pp.
- Galon R. (red.) 1969; Procesy i formy wydymowe w Polsce (sum. Dune processes and forms in Poland). *Prace Geogr. IG PAN*, 75, 386 s.
- Gerlach T., Kryśowska-Iwaszkiewicz M., Szczepanek K., Pazdur F. 1993; Nowe dane o pokrywie karpackiej odmiany lessów w Humiskach koło Brzozowa. *Zeszyty IGPZ PAN* 16, 1–43.
- Goździk J. 1981; Les changements de processus éoliens dans la Pologne Centrale au cours du Vistulian (Wurm). *Recherches Geogr. Strasbourg* 16–17, 115–120.

- Goździk J. 1991; Sedimentological record of eolian processes from the Upper Plenivistulian. *Z. Geomorph. N. F. Suppl.* 90, 51–60.
- Greeley R., Ivensen J. D. 1985; *Wind as a Geological Process on Earth, Mars, Venus and Titan*. Cambridge Univ. Press.
- Hammen T. van der, Wijmstra T. A., Zagwijn W. H. 1971; The Floral Record of the Late Cenozoic of Europe. [In:] Turekian K. K. (Ed.). *The Late Cenozoic glacial ages*. Yale Univ. Press, 391–424.
- Jahn A. 1956; Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (sum. Geomorphology and Quaternary history of Lublin Plateau). *Prace Geogr. IG PAN*, 7, 453 s.
- Jahn A. 1970; Zagadnienie strefy peryglacialnej. PWN, Warszawa, 199 s.
- Jersak J. 1973; Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski (sum. Lithology and stratigraphy of the loess on the Southern Polish Uplands). *Acta Geogr. Lodz.*, 32, 139 s.
- Jersak J. 1977; Cyclic development of the loess cover in Poland. *Biuletyn Inst. Geol.*, 305, Warszawa, 83–96.
- Jersak J., Sendobry K., Śnieszko Z. 1992; Postwarciańska ewolucja wyżyn lessowych w Polsce (sum. Evolution of loess covers in Poland during the post-Warta period). *Prace Naukowe UŚL.*, 195pp.
- Kolstrup E. 1980; Climate and stratigraphy in northwestern Europe between 30 000 B.P. and 13 000 B.P., with special reference to the Netherlands. *Medeol. Rijks Geol. Dienst.* 32, 15, 181–253.
- Koster E. A. 1988; Ancient and modern cold-climate aeolian sandy position: a review. *J. Quatern. Sci.*, 3, 1.
- Kozarski S. 1991; Paleogeografia Polski w vistulianie. [W:] L. Starkel (red.). *Geografia Polski*. PWN, Warszawa, 80–105.
- Lamb H. H. 1977; *Present, past and future fundamentals and climate*. London, Methuen and Co Ltd, 613 pp.
- Malicki A. 1967; Lessy na obszarze Polski i ich związek z czwartorzędem. [W:] R. Galon, J. Dylik (red.). *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa, 372–396.
- Manikowska B. 1985; O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydym Polski Środkowej (sum. On the fossil soils, stratigraphy and lithology of the dunes in Central Poland). *Acta Geogr. Lodz.*, 52.
- Manikowska B. 1991; Vistulian and Holocene aeolian activity, pedostratigraphy and relief evolution in Central Poland. *Z. Geomorph. NF, Suppl.* 90, 131–141.
- Maruszczak H. 1980; Stratigraphy and chronology of the Vistulian loesses in Poland. *Quat. Studies in Poland*, 2, 57–76.
- Maruszczak H. 1986; Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation. *Annales UMCS, B*, 41, 15–54.
- Nowaczyk B. 1976; Eolian cover sands in Central-West Poland. *Questiones Geogr.* 3, 57–77.
- Nowaczyk B. 1986; Wiek wydym, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym vistulianie i holocenie (sum. The age of dunes, their textural and structural properties during late Vistulian and Holocene). *Ser. Geografia*, 28. UAM, Poznań, 245 s.
- Pye K. 1987; *Aeolian Dust and Dust Deposits*. Academic Press London.
- Rotnicki K. 1970; Główne problemy wydym śródlądowych w Polsce w świetle badań wydym w Węglewicach (sum. Main problems of inland dunes in Poland based on investigations of the dune at Węglewice). *Pozn. TPN, Prace Kom. Geogr.-Geol.* 11, 2, 146 s.
- Rózycki S. Z. 1972; *Plejstocen Polski Środkowej*. PWN, Warszawa.
- Ruegg G. H. J. 1983; Periglacial eolian evenly laminated sandy deposits in the Late Pleistocene of NW Europe. [In:] Brookfield M. E., Ahlbrandt T. S. (Eds). *Eolian Sediments and Processes*. Elsevier Amsterdam, 455–482.
- Schwan J. 1986; The origin of horizontal alternating bedding in Weichselian aeolian sands in northwestern Europe. *Sedimentary Geology*, 49, 73–108.
- Schwan J. 1987; Sedimentologic characteristics of a fluvial to aeolian succession in Weichselian talsand in the Emsland (F.R.G.). *Sedimentary Geology*, 52, 273–298.
- Schwan J. 1988; The structure and genesis of Weichselian to Early Holocene aeolian sand sheets in Western Europe. *Sedimentary Geology*, 55, 197–232.
- Stankowski W. 1963; Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów (sum. Eolian relief on north-west Poland on the ground of chosen regions). *Pozn. TPN, Prace Kom. Geogr.-Geol.* 4, 1, 146 s.
- Stankowski W. 1964; Deflacja w Polsce północno-zachodniej w ujęciu chronologicznym (sum. Deflation in north-western Poland in its chronological aspect). *Przeł. Geogr.* 36, 327–332.

- Starkel L. 1980; Stratigraphy and chronology of the Vistulian in the Polish Carpathians and in the Subcarpathian Basins. *Quatern. Studies in Poland*, 2, 107–135.
- Starkel L. 1988; Paleogeography of the periglacial zone in Poland during the maximum advance of the Vistulian ice sheet. *Geogr. Polonica*, 55, 151–163.
- Superson J. 1987/88; Obszary alimentacyjne pokrywowych utworów piaszczystych Roztocza Tomaszowskiego (sum. Alimentary areas of coversands in the Tomaszów Roztocze). *Annales UMCS*, B, 42/43, 31–47.
- Szczypek T. 1986; Procesy wydymotwórcze w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej na tle obszarów przyległych (sum. Dune forming processes in the middle part of the Cracow-Wieluń Upland against a background of the neighbouring area). *Prace Naukowe U.Śl.*, 823, 183 s.
- Szczypek T. (red.) 1992; Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej (sum. Selected problems of aeolian geomorphology). *Uniw. Śląski, Sosnowiec*, 183 s.
- Vanderbergh J. 1985; Paleoenviroment and stratigraphy during the Last Glacial in the Belgian-Dutch region. *Quatern. Res.*, 24, 23–38.
- Veenstra H. J., Winkel molen A. M. 1971; Directional trends in Dutch coversand. *Geol. Mijnbouw*, 50,3: 547–558.
- Wojtanowicz J. 1971; Typy genetyczne wydym Niziny Sandomierskiej (sum. Types genetiques de dunes dans le Bassin de Sandomierz). *Annales UMCS*, B, 24, 1–45.
- Wojtanowicz J. 1973; Rzeźba eoliczna północnego przedpola Płaskowyżu Kolbuszowskiego (sum. Aeolian relief in the northern foreland of the Kolbuszów Plateau). *Annales UMCS*, B, 27, 1–20.
- Zuchiewicz W. 1985; Chronostratygrafia of Quaternary deposits of the Nowy Sącz Basin (Polish West Carpathians). *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica* 19, 3–28.

SUMMARY

The eolian processes played an important role in the sedimentation and relief development during the Vistulian. In this paper a relation of eolian sedimentations on the sandy plain in the Sandomierz Basin (deflation and dune development area) to those on the adjacent Roztocze Upland (windblown area) was studied.

In the periglacial conditions of Vistulian rocks were very much influenced by weathering and denudation. As a result the slope and proluvial covers developed. Among the denudation processes of the periglacial zone, deflation played an important part and it was the cause of the loess covers and coversands development. In Roztocze, the eolian lithofacies are spatially differentiated. The loess accumulation zone is located the North of the Goraj - Zwierzyniec-Tomaszów line. Towards the South a sand accumulation area is observed. Loesses form sheets consisting of the parallel humps wedging towards the West (Fig. 17). Their thickness decreases in the same direction. Near Tomaszów there is a transition zone between the loess, sandy loess and coversand accumulation (Fig. 4). Loesses cover higher humps (330 m a.s.l.) whereas a lower hump in the West (300 m a.s.l.) is covered by sandy loesses. They show a great variability in the mean grain diameter ($Mz = 4-6$) and standard deviation ($\sigma = 1,5-2,5$).

Sandy loess is covered by the eolian-deluvial sands which indicates the change of the climatic conditions during the Upper Pleniglacial (25–15 000 yr BP). It was marked by the change of wind power and alimentation area. Sands were transported from the Sandomierz Basin which indicates the preponderance of western winds and the change of the silt alimentation to the sandy one. The periglacial morphogenesis played an important role in the development of coversands. An intensive sand accumulation occurred in the valleys of Roztocze and in its foreland, being indicative of the Sandomierz Basin. In the structure of sandy plain, four series can be distinguished, indicating variability of processes and accumulation conditions in the Vistulian. In the Arctic cold climate of the Upper Pleniglacial the coversand developed intensively. At that time flat cones were formed near the outlets of the valleys. They were built of horizontally stratified sands, up to 10 m thick. Good quartz abrasion ($Wo = 1400-1500$) indicates intensive eolian processes of accumulation of loose sands, forming eolian cover sands on the surface. The sands windblown by the western winds from the Sandomierz Basin were transported by means of saltation to the east.

The amount of transported material was relatively low. In the conditions of permafrost the sand grains were released through ice evaporation (Schwan 1986). The thin sand layer released from ice-cemented matrix under-

went the wind activity. The eolian coversands are found also in the valleys and on the plateau of Roztocze where they form sheets of well sorted sands, a few meters thick. The dating of the coversand by the thermoluminescence method proves that eolian processes developed in the Upper Pleniglacial.

During the Late Glacial (15–10 000 yr BP) development of the eolian relief in the Sandomierz Basin and on the Roztocze Upland took place, being related to the change in the atmospheric circulation and the prevalence of western winds. The disappearance of the permafrost and the lack of continuous plant cover created favourable conditions for the intensification of the eolian processes. Deflation processes reached their maximal intensity during the Older Dryas. This resulted in the development of dunes, blow-out depressions and deflation residual humps on the sandy plain of the Sandomierz Basin.

The dunes distribution on the Sandomierz Basin and the Roztocze Upland (Fig. 17) indicates their dependence on the area relief as well as the close relation between these areas. In the Sandomierz Basin there are 45–55% dunes up to 200 m length and only 10–15% of those above 500 m long. As for the height, 60–70% of dunes are about 3 m, and about 3% are more than 10 m, only near the edge of Roztocze their number increases to 8%. Likewise, on the Roztocze Upland, there are 65% of up to 200 m long dunes, and only 8% of those above 500 m.

Characteristic types of eolian relief of the Sandomierz Basin and Roztocze Upland are shown on the detailed maps (Fig. 20). In the Sandomierz Basin there is a characteristic group of large parabolic dunes, forming parallel stretches in the SSW–NNE direction, a few kilometers away. Between them the low dune zone is located. This "wavy" dune system indicates the zones of deflation, transport and accumulation of sand (Fig. 20 : 1). The deflation zone is represented by blow-out depressions forming oval basins, 1–2 km long and 1–2 m deep, as well as low humps (Fig. 17 : 2). Deflated material was accumulated near the edge of the Roztocze Upland, at the distance 5–10 km, where it formed the dune systems. The breakdown of the wind transporting power caused an intensive accumulation in front of the high edge (Fig. 17 : 3).

The sand deflated from the Sandomierz Basin did not stop at the edge of the Roztocze Upland. It was transported farther toward East through the Roztocze Upland. The dry valleys cutting the hump became a transit way for the deflated material to the innermost part of the Roztocze Upland. The eolian coversands at the bottom of dry valleys are an evidence of this transport. Transported sand formed the dune systems in the shadow of the humps near the western slope of the Gorajec and Zwierzyniec valleys. The sand deflated to the interior of the Roztocze Upland formed groups of dunes in the inner basins. On the plateau of Roztocze (350 m a.s.l.) near Łuszczacz a big dune complex developed. It forms a transverse ridge 3 km long and 10 m high (Fig. 20 : 9). Sands were transported through the whole hump of Roztocze, to the Solokija valley. It was shown in the presence of 5 km long, linear dune located on the eastern slope of Roztocze (Fig. 20 : 13).

The dunes of the Roztocze Upland developed in different morphological situations and at various distances from the source area. This indicates the intensive activity of winds transporting sand at long distances towards the innermost part of the Roztocze.

In the Vistulian the studied area was in the periglacial zone where eolian processes were active with periodical intensity. Loess accumulation lasting the whole Vistulian ended about 15 ky BP. However, the eolian coversands were formed only in the extreme periods; in the Early Vistulian 95–85 ky BP, in the Lower Plenivistulian 75–60 ky BP and in the Upper Plenivistulian 25–15 ky BP. The last cycle was characterized by dune formation in the Late Vistulian.

Sandy loesses mark a transitional zone between loesses and sands. They were formed under the influence of changing winds. The source area of dusts was the valley floor of the upper Wieprz in the north and that of sands was Sandomierz Basin in the west. There is some evidence here for a regional change of wind directions from NE to W during the Upper Plenivistulian.

A particularly intensive wind activity gave an increase of western winds in the period 25–13,5 ky BP. The sand was transported for a long distance. The movement of material was able to form sandy streams situated along suitable roads dependent mainly on relief. Sandflows of WNW–ESE directions were formed at the distance from few dozen to more than 100 km.

Activity of windstreaks was significant in formation of eolian coversands in Roztocze Upland. Due to strong western winds, the sands deflated from Sandomierz Basin accumulated in valleys and on culminations of Roztocze forming eolian coversands. At later time they underwent denudation and deposited on slopes they form eolian-deluvial covers.

The first dunes could be formed in the period 15-13,5 ky BP. Development of eolian relief in Sandomierz Basin and Roztocze Upland was the greatest effect of eolian activity in the Oldest and Older Dryas. Numerous deflation forms and dunes in Sandomierz Basin as well as transport of sands towards East across the Roztocze humps are the evidence of eolian processes intensity. In Roztocze Upland dunes occur in different morphological situation: in valleys, on slopes and summits as well as at various distances from the source area. This is an evidence of large intensity of windstreaks carrying away sand inside Roztocze.

