
Z Zakładu Geografii Fizycznej UMCS
Kierownik: prof. dr Adam Malicki

Józef WOJTANOWICZ

Wydmę międzyrzecza Sanu i Łęgu

The Dunes of the Area between the San and Łęg Rivers

WSTĘP

Pierwsze uwagi o wydmach Kotliny Sandomierskiej dają V. Hilber (1882) i E. Tietze (1883), a w kilka lat później E. Hołowkiewicz (1887). Z początku bieżącego stulecia pochodzą znane prace W. Friedberga (5) i E. Romera (26). Obaj podtrzymują zakorzeniony pogląd o wschodnich wiatrach wydmotwórczych. Zasługą Romera było zdecydowane rozprawienie się z panującym dotąd poglądem o powszechnym występowaniu barchanów wśród wydm środkowej Europy. S. Lencewicz w pracy z 1922 r. (12) wykazał, że „obszar wydmowy w trójkącie między Wisłą, Karpatami i Sanem” charakteryzuje się występowaniem wydm parabolicznych. Z okresu powojennego wymienić należy prace H. Maruszczyka i T. Wilgata (18, 17), w których zawarta jest między innymi charakterystyka wydm Równiny Puszczańskiej typowej krainy wydmowej. Z nowszych opracowań odnotować można tylko wyniki badań granulometrycznych (2, 10, 25).

Autor rozpoczął badania nad wydmami Kotliny Sandomierskiej w r. 1959 (31). Obecne opracowanie jest częścią kontynuowanych badań.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-MORFOLOGICZNA OBSZARU

Opracowanie dotyczy międzyrzecza Sanu i Łęgu, którego powierzchnia wynosi około 926 km². Wydzielić na nim można dwie główne jednostki morfologiczne. Są nimi dolina Sanu i Płaskowyż Kolbuszowski.

DOLINA SANU

Opracowano lewobrzeżną część doliny Sanu od Leżajska do Rozwadowa. Długość tego odcinka doliny wynosi ok. 45 km. W morfologii doliny Sanu wyróżniają się na badanym odcinku dwa zasadnicze elementy: holocenijskie dno doliny oraz terasa plejstocenijska.

Holocenijskie dno doliny budują aluwia rzeczne typu mady — utwór na przemian piaszczysto-gliniasto-ilasty. Włożone są one w piaszki poziomu plejstocenijskiego. Powierzchnia poziomu holocenijskiego jest względnie płaska. Wyróżnić tu można trzy nieciągłe powierzchnie terasowe, których cechą charakterystyczną jest istnienie bardzo licznych kolistych starorzeczy. Znajdują się one na całej szerokości dna i prawie regułą jest ich występowanie przy krawędzi terasy plejstocenijskiej. Obecny San ze swoim minimalnym spadkiem (wynoszącym ca 0,3‰) również silnie meandruje.

Terasy holocenijskie pozbawione są wydm. Nie ma na nich żadnych śladów działalności eolicznej. Tłumaczy się to tym, że przez cały holocen aż do początku prac regulacyjnych, tzn. do początku XX w. obszar ten był strefą inundacyjną Sanu.

Terasa plejstocenijska jest rozległym poziomem piaszczystym lekko pochylającym się (o ok. 0,6‰) ku NW — w dół doliny. Wysokość względna terasy w Leżajsku wynosi ok. 18 m (180 m n.p.m.), a w Rozwadowie ok. 7,5 m (155 m n.p.m.). Ku zachodowi poziom terasy wznosi się stopniowo w stronę Płaskowyżu. Mamy więc do czynienia zasadniczo z jednym plejstocenijskim poziomem terasowym o dość znacznej i zmiennej szerokości dochodzącej do 16,5 km. Powierzchnia tej terasy jest prawie pięciokrotnie większa od powierzchni terasy holocenijskiej, od której oddzielona jest bardzo wyraźną krawędzią.

Terasa plejstocenijska zbudowana jest z piasków drobno- i średnioziarnistych z przewarstwieniami piasków ilastych i żwirków (czerwonych granitów, kwarcytów, piaskowców i innych). Piaski wykazują krzyżowe warstwowanie. W spągu serii piaszczystej występuje piasek ze żwirem, czasami zaś gruby żwir w pokładach o miąższości kilku metrów. Ogólna miąższość pokrywy czwartorzędowej jest bardzo zmienna i waha się w granicach od 2,5 m (cegielnia w Warchołach) do 45 m w Sarzynie. Podłożem czwartorzędu są ropy krakowieckie. Zasadnicza masa osadowa terasy plejstocenijskiej pochodzi z zasypania w okresie zlodowacenia środkowo-polskiego. Na pokrywę środkowo-polską nałożyła się w okresie zlodowacenia bałtyckiego seria piasków rzecznych. Zasypanie bałtyckie jest niewielkie i wypełniło ono przede wszystkim rozcięcia z okresu ostatniego interglacjału. Zakończenie procesów akumulacji terasy można datować na stadium pomorskie. Po tym okresie następuje faza wcinania

się Sanu (maksymalnie do 10 m), którą należy wiązać ze schyłkiem zlodowacenia. Wcięcie to spowodowało obniżenie się poziomu wody gruntowej i osuszenie terenu, co w konsekwencji stworzyło odpowiednie warunki dla działalności eolicznej.

PŁASKOWYŻ KOLBUSZOWSKI

Płaskowyż Kolbuszowski jest wyniosłością wznoszącą się o ok. 25 m (200 m n.p.m.), ponad terasę plejstoczeńską doliny Sanu, przy czym wysokości rosną ku centrum Płaskowyżu i osiągają na badanym obszarze wartości przewyższające 235 m n.p.m. Jest to guz podłoża trzeciorzędowego (iły krakowieckie) z czapą utworów czwartorzędowych, których miąższość można określić (dane z wierceń) średnio na 30 m. Czwartorzęd Płaskowyżu charakteryzuje się znacznie większym zróżnicowaniem, zarówno jeśli chodzi o typy osadów, jak i wykształcenie stratygraficzne. Występuje także duża zmienność przestrzenna. W utworach powierzchniowych dominują piaski, których miąższości na wierzchołkach są nieznaczne (ok. 2 m), a w dolinach zalegają dość grubą pokrywą. Są to piaski bądź fluwioglacjalne ze żwirkami, bądź deluwialne, lub rzeczne. Płatowo — głównie na wzgórzach — zalegają gliny najczęściej jako zredukowane gliny morenowe na wtórnym złożu. Charakterystyczne są żwirowiska, zalegające na wyniosłościach i tworzące tam pagóry żwirowe. Źródłem wszystkich osadów czwartorzędowych na Płaskowyżu była akumulacja w okresie zlodowacenia krakowskiego. W późniejszych okresach działały procesy niszczenia: erozji i denudacji — szczególnie silnie w okresach peryglacjalnych. Ze względu na stosunki hipsometryczne Płaskowyżu nie mogło być w okresie późniejszym żadnej dostawy materiału z zewnątrz, przeciwnie — miało miejsce intensywne jego wynoszenie.

Powierzchnia Płaskowyżu pod względem morfologicznym przedstawia typ równiny falistej, względnie pagórkowatej. Rozwój procesów eolicznych mógł tu nastąpić znacznie wcześniej niż na terasie plejstoczeńskiej — jeszcze w okresie maksimum glacjału, na długo przed tym zanim zakończyła się ostatecznie akumulacja terasy w dolinie Sanu. W jakim okresie doszło ostatecznie do uformowania się wydm i czy są one równoczesne z wydmami na terasie, to już inne zagadnienie.

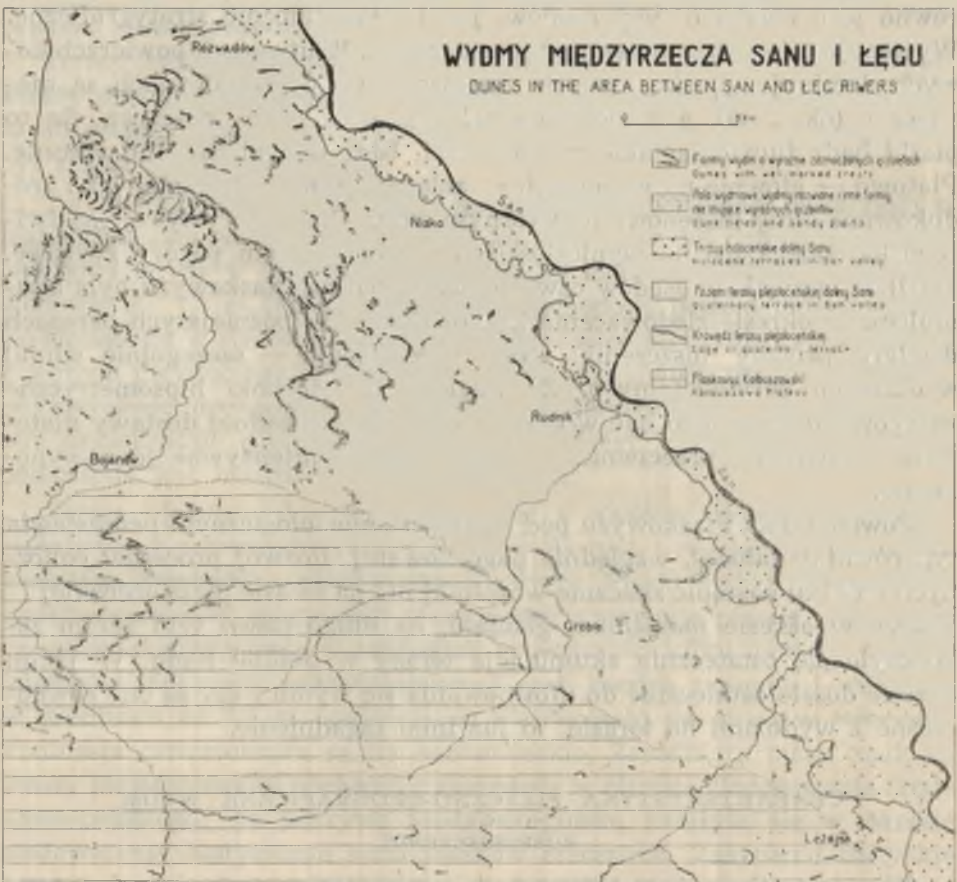
CHARAKTERYSTYKA FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA WYDM

ROZMIESZCZENIE

Wewnątrz obszarów występowania wydm niezwydmione są dna dolin Łęgu, Rudni z Głęboką, Trzebońnicy i ich dopływów, gdzie ma miejsce młoda akumulacja holoczeńska. Na terasie plejstoczeńskiej wolne od wydm

są poza tym rozległe (o średnicy nieraz kilku km) i bardzo płytkie wklęsłości, które ze względu na zalegający tuż pod powierzchnią poziom wód gruntowych są obszarami podmokłymi. Podmokłości uwarunkowane są często lokalnie płytko zalegającym ilastym podłożem (garby podłoża). Ta ostatnia okoliczność gwarantowała stale wysoki poziom wód gruntowych na terasie plejstocenijskiej — również w okresach wydmywających. Stwarzało to z kolei dogodne warunki dla rozwoju roślinności, było głównym czynnikiem ograniczającym rozwój procesów deflacji i transportu eolicznego.

Na Płaskowyżu Kolbuszowskim obszary wydmywowe występują tylko w obrębie zasięgu piasków plejstocenijskich. Większe skupienie wydmyw spotykamy w zachodniej części (nad Łęgiem), w obszarze płaskim, gdzie występuje zwarta i mięszka pokrywa piasków.



Ryc. 1. Wydmy międzyrzecza Sanu i Łęgu
Dunes of the area between the San and Łęga rivers

Z mapy (ryc. 1) widać, że rozmieszczenie wydym jest nierównomierne. Obszar o maksymalnym zagęszczeniu — w skali omawianego obszaru — znajduje się w północnej części międzyrzecza, na terasie plejstocenijskiej między wsią Burdze i Rozwadowem (ryc. 2).



Ryc. 2. Wycinek obszaru terasy plejstocenijskiej (między wsią Burdze i Rozwadowem) o największym zagęszczeniu wydym na międzyrzeczu

Section of Pleistocene terrace (extending from the village of Burdze to the town of Rozwadow) with the highest density of dunes between the San and Łęgu rivers

Jest to duży czysto wydymowy obszar, który pod względem wykształcenia form, wyrazistości rzeźby można porównać do klasycznych obszarów wydym śródlądowych w Polsce — tzn. do obszarów pradolinnych. Tak duże zgrupowanie wydym w tej części dorzecza nie jest przypadkowe. Obszar ten jest tylko częścią dużego pasa wydymowego, rozciągającego się u północnych stóp Płaskowyżu Kolbuszowskiego. W pasie tym — szerokości kilkunastu km — mającym ogólny kierunek SW—NE na odcinku Dęba—Rozwadow wyróżniają się trzy duże zespoły wydymowe: pierwszy między Dębą i rzeczką Dobrawą, drugi przylegający od zachodu bezpośrednio do Łęgu i trzeci na międzyrzeczu Sanu i Łęgu. Zespoły te oddzielone są od siebie obniżeniami wolnymi od wydym. Na zachód od pasa wydym między miejscowościami Dęba i Durdy, na tej samej powierzchni piaszczystej — w jej przedłużeniu — znajduje się

obszar bezwydmowy o wyraźnych cechach deflacyjnych z istnieniem bruku deflacyjnego. Powierzchnia rozległego piaszczystego poziomu występującego na półn. przedpołu Płaskowyzu Kolbuszowskiego nachyla się ku północy, gdzie jest silnie zniszczona przez holoceniską działalność rzek i to działalność zarówno erozyjną jak i akumulacyjną. Intensywnie zwydmiony został obszar stosunkowo najwyżej położony — a więc ten, który uległ najszybciej osuszeniu.

Zespół wydmy, położony w północnej części terasy plejstoceniskiej międzyrzecza między Rozwadowem, Niskiem, Zalesiem i wsią Burdze, z wielu względów zasługuje na uwagę. Jest to jedyny na międzyrzeczu obszar, w którym wydmy występują grupowo, w zespole. Wydmy tego zespołu są najwyższe na międzyrzeczu, a jest to równocześnie jeden z największych obszarów wydmych Kotliny Sandomierskiej.

Występowanie w zespole nie powoduje absolutnie utraty cech indywidualnych wydmy — poszczególne formy wyodrębniają się bardzo wyraźnie. Omawiany zespół budują głównie wydmy paraboliczne, ale są również i wałowe, a nawet barchanopodobne. Zespół ten podzielić łatwo na trzy części: północną (na SW od Rozwadowa), środkową (na N od wsi Burdze) i południową (na S od Niska). Różni je pewna odmienność kształtów i kierunków wydym.

Największa z tych części — środkowa (ryc. 2) wyróżnia się istnieniem regularnych, wysokich (do ponad 20 m) wydym parabolicznych, które mają jakby jedno wspólne ramię północne. Ramię to na odcinku ok. 3,5 km zachowując niezmiennie kierunek WNW—ESE i odcina się ostro od przylegającej od północy płaskiej niezwydmionej powierzchni terasy, wznosząc się nad nią na wysokość ok. 20 m. Wewnątrz wydym parabolicznych znajdują się zamknięte zagłębienia śródwydmowe. Po stronie zachodniej tego zespołu występuje szereg pojedynczych małych wydym. Charakterystyczne są tu wały poprzeczne. Jeśli wydmy paraboliczne wskazują na kierunek wiatru WNW lub W, to wały poprzeczne występujące po stronie dowietrznej (zachodniej) wskazują w przewodzie swojej na kierunek wiatru SW lub WSW.

Część północna zespołu o tyle różni się od poprzedniej, że istniejące tu również jakby wspólne ramię jest prawie dokładnie prostopadłe do ramienia z części środkowej i ma kierunek NNE—SSW. Wyrastające jednak z tej podstawy wydmy paraboliczne wskazują — jak na całym międzyrzeczu — na wiatry zachodnie. Oprócz wydym parabolicznych, które przeważają, występują tu po stronie dowietrznej odosobnione, niewielkie wały podłużne i poprzeczne.

Zupełnie inna jest część południowa zespołu (na N od Zalesia i na SW od Niska). Zespół ten składa się głównie z wydym wałowych poprzecznych o kierunku NNW—SSE. Stoki wykazują wyraźną asymetrię; stoki

zwrócone ku WSW są długie o nachyleniu 2—7°, natomiast stoki dy-
stalne są krótkie i mają nachylenie 10—20°. Wały poprzeczne wskazują —
co wydaje się być regułą — na wiatry z odchyleniem ku S (WSW lub
nawet SW). Wysokość wałów jest znaczna i dochodzi do 15 m. We-
wnętrzny wał wydmy o długości ok. 5 km zakręca nagle (w części
południowej na zachód) prawie pod kątem prostym i całym swoim kształ-
tem tworzy jakby parabolę. Ramię południowe jest kilkakrotnie krótsze
i niskie. Może być ono genetycznie wałem podłużnym, tym bardziej, że
nie stwierdza się tu asymetrii stoków. Forma jako całość byłaby więc
pseudoparabolą. Od strony wschodniej do ciągu wałów przylegają wydmy
paraboliczne razem z opisanym niżej barchanem. Po stronie zachodniej
występuje odosobniona parabola odwrócona.

Te różniące się między sobą trzy zespoły, występujące obok siebie są
albo różnowiekowe, pochodzące z oddzielnych faz wydmotwórczych albo
powstały one równocześnie, a pewne ich odmienności morfologiczne są
wynikiem różnych warunków hydrogeologicznych i pokrycia roślinnego.
Ponieważ wały poprzeczne występują po zewnętrznej (zachodniej) stronie
wydm parabolicznych i wskazują na pewną zmianę warunków aerody-
namicznych, mogą one być uznane za wydmy oddzielnej, młodszej fazy.

Po wschodniej stronie Łęgu wydmy występują w pewnej charakte-
rystycznej odległości od rzeki, natomiast zespół wydmy, występujący
po stronie zachodniej, podchodzi do samego koryta, spycha niejako rzekę
na wschód. Jest to również dowodem kierunku wiatrów wydmotwór-
czych.

Poza obszarem północnym, w którym mamy całe zespoły wydmy, na
pozostałym obszarze wydmy występują raczej pojedynczo. Są one
jednak na całym międzyczeczu powszechnym elementem krajobrazu.
Wydmy występują często przy samej krawędzi terasy plejstoczeńskiej,
a w okolicy Rudnika i na północ od Leżajska (Baranówka) występują na
cypłach terasowych. Cypel ten jest podcięty (istnieje przerwa w poziomie
plejstoczeńskim) również od strony zachodniej, a więc od strony wiatrów
wydmotwórczych. Wydmy są więc starsze od samego podcięcia, w prze-
ciwnym razie trudno by było sobie wytłumaczyć powstanie wydm.
Gdyby przyjąć — jak to się czyni dla nieco innych obszarów — że pod-
cięcia te w swoim głównym założeniu pochodzą z okresu atlantyckiego,
wydmy byłyby przedatlantyckie.

Godny uwagi jest sposób występowania wydm na granicy Płasko-
wyżu i terasy plejstoczeńskiej. Wydmy łączą te dwa różne elementy mor-
fologiczne. Spotyka się przypadki, że jedna wydma przechodzi z Płasko-
wyżu na terasę, a często — na przykład wydmy paraboliczne — układają
się na terasie tuż przy granicy z Płaskowyżem (przylegają do niego), są
otwarte w jego stronę i stamtąd nawiane (np. wydma w Pikulach-Je-

żowe). Akumulacja nastąpiła w wyniku załamania się powierzchni w dół — i wypełnienia „jakby próżni”. Takie sytuacje wydm dowodzą r ó w n o c z e s n o ś c i faz wydmotwórczych na Płaskowyżu i na terasie.

CECHY MORFOLOGICZNE I MORFOMETRYCZNE WYDM

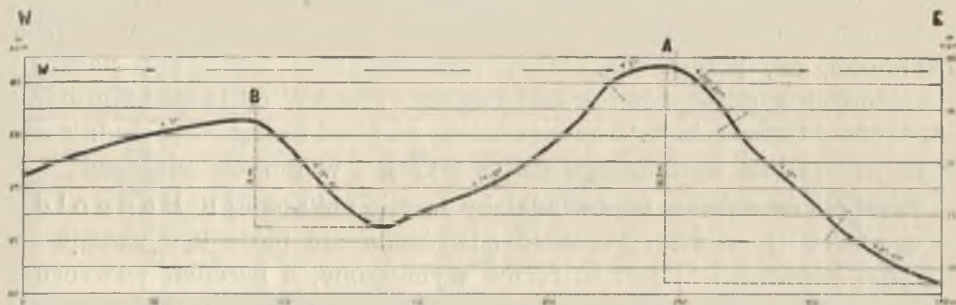
W badanym obszarze wyróżnić można następujące typy genetyczne wydm: wały podłużne, wały poprzeczne, wydmy łukowe (paraboliczne normalne, parabole odwrócone, pseudoparabole), barchany, wydmy nieregularne (wydmy stożkowe, kopce wydmowe i inne) oraz pola wydmowe.

Najpowszechniejsze są wydmy o kształtach łukowych. Występują pojedynczo, albo grupowo — i wtedy często wyrastają jakby ze wspólnej podstawy. Tą wspólną podstawą może być albo ramię północne, albo ramię południowe. Wśród wydm łukowych występuje duża różnorodność co do kształtu (w planie), oraz odmienność typów genetycznych. Przede wszystkim wyróżnić trzeba wydmę paraboliczną normalną, tzn. łuk otwarty do kierunku wiania wiatru. Powstanie takiej wydmy jako formy jednolitej ma miejsce w procesie wydmotwórczym w specjalnych warunkach (inwazja roślinności, wilgotne podłoże) i jest ono charakterystyczne dla wydm śródlądowych (12).

Wydma paraboliczna może być U-kształtna lub V-kształtna, może też posiadać kształty pośrednie. Wszystkie te odmiany są reprezentowane na międzyrzeczu. Ramiona tych wydm są wykształcone nierównomiernie; albo ramię północne (częściej), mające kierunek NW lub NNW, albo ramię południowe (o kierunku W lub WSW) jest dłuższe i lepiej rozwinięte. Ten stan niesymetrycznego rozwoju ma prawdopodobnie genezę złożoną. Można to uznać w pewnym stopniu za stan pierwotny — mający swe przyczyny w warunkach lokalnych podłoża, roślinności, w prędkości i kierunku wiatrów.

Wymiary wydm parabolicznych na badanym obszarze: długość ramion od kilkudziesięciu m do kilku km, wysokość od kilku do kilkunastu m (w zespole wydm w części płn. do 25 m). Najczęściej spotyka się niezbyt wysokie wydmy (8—13 m). Stoki dowietrzne długie — kilkakrotnie dłuższe od stoków dystalnych, faliste, o nachyleniu 3—8°; stoki odwietrzne — krótkie, proste, względnie lekko wypukłokłęsłe o nachyleniu 11—22° (ryc. 3).

Po stronie dowietrznej wydm występują niekiedy wyraźne zagłębienia deflacyjne, często wypełnione torfem — miąższości do 0,5 m, pod którym można stwierdzić brucek deflacyjny (próbka nr 2). Przykłady dobrze wykształconych zagłębień deflacyjnych mamy w zespole północnym między Łęgiem i Rozwadowem (ryc. 2). Powszechnie występują one w okolicy Leżajska i na E od wsi Groble. Spotyka się je zresztą nie tylko



Ryc. 3. Profil poprzeczny dwu wydym parabolicznych w kompleksie wydowym w północnej części terasy

Transverse profile of two parabolic dunes of the dune system in the northern part of the terrace

przy wydmach parabolicznych, ale i przy innych typach po ich stronie dowietrznej.

Kierunki osi podłużnych wydym parabolicznych przedstawione są na diagramie, a procentowy udział poszczególnych kierunków zestawiony jest w tabeli 1.

Tab. 1. Procentowy udział poszczególnych kierunków osi podłużnych wydym parabolicznych (dane ze 107 wydym)

Percentage of particular directions of the longitudinal axes of parabolic dunes (dunes examined: 107)

Azymut	245	250	255	260	265	270	275	280	285	290	295	300	305	310	315	320
%	1,9	1,9	2,8	0	6,5	21,5	3,7	18,1	18,2	12,1	6,5	4,5	1,0	3,7	1,9	0,9

Zestawienia te wskazują na zdecydowaną przewagę wiatrów WNW i W. Na sektor W—WNW przypada w sumie ok. 72%.

Na południowym Polesiu kierunki osi wydym parabolicznych według B. Krygowskiego (11) wykazują jeszcze większą przewagę sektora W—WNW, bo aż 93,6%.

Genetycznie tego samego typu, co wydma paraboliczna, jest parabola odwrócona. Różni się ona od normalnej paraboli tym, że ramiona jej zwrócone są w kierunku odwietrznym, a więc w tym wypadku mniej więcej na wschód. Stoki proksymalne (zachodnie) są łagodne, stoki wschodnie — strome. Zarówno wartości odchyłeń stoków, wielkość wydmy w planie, jak też wysokości w niczym nie wyróżniają jej od normalnej paraboli. Proces wydymotwórczy był również ten sam, a kształt został wymuszony. Przeszkodą, która stanęła na drodze pochodzenia

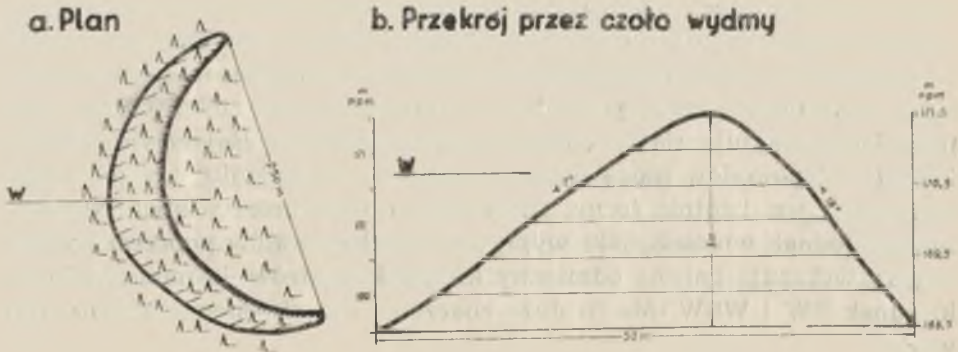
czoła wydmy, a którą okalają ramiona wydmy mogła być otwarta powierzchnia wodna (jezioro), bardzo silna podmokłość gruntu, wyspa roślinności, czy przeszkoda natury morfologicznej. Przykłady paraboli odwróconych spotkać możemy nad Łęgiem — na SW od wioski Korabiny („Dziadowe Góry”), koło Cisowego Lasu, na N od Zalesia w południowej części kompleksu wydmowego (patrz wyżej) i w innych miejscach.

Parabola odwrócona odpowiadałaby formie pokazanej u B a g n o l d a na ryc. 63 b (1, s. 190). Parabola odwrócona nie może być uznana za barchan, ponieważ: 1) jest to forma wymuszona, a barchan jest formą naturalną (26, 28), 2) różni się kształtem rzutu poziomego od barchanu. Parabola odwrócona ma wyraźnie wykształcone, długie ramiona (do kilku nawet kilometrów) — tak samo jak i wydmy paraboliczne. Natomiast „ramiona barchanu są objawem drobnym i drugorzędnym” (26). Według pomiarów wykonanych przez E. R o m e r a na planach oryginalnych barchanów „cięciwa ma się do osi podłużnej barchanu jak 3:2” i stosunek ten jest stały.

Innym genetycznie typem z grupy wydm łukowych są p s e u d o p a r a b o l e, chociaż kształtem i wskaźnikami morfometrycznymi (poza nachyleniem zboczy) upodabniają się do paraboli normalnych lub odwróconych. Powstają w wyniku złączenia się (zrośnięcia) końców wałów wydmowych pod pewnym kątem. Miejsce zrostu nazywane jest szwem wydmowych. Poszczególne ramiona mogą być różnowiekowe. Formy te wyróżnił i opisał z okolic Warszawy K. S c h o e n e i c h (27), który uważa, że są one dość powszechne. Cechą odróżniającą pseudoparabole jest brak w nich zachowania zasady asymetrii stoków i nie da się ustalić wspólnego dla całej wydmy stoku proksymalnego i dystalnego.

W wyróżnionych typach genetycznych wydm znalazła się nazwa „b a r c h a n y”. Nie chodzi tu w ogóle o barchany sensu stricto jako formy embrionalne i efemeryczne — właściwe dla pustyń. Starano się tylko znaleźć odpowiedź na pytanie, które W. S t a n k o w s k i sformułował następująco: „czy w warunkach dynamicznego rozwoju wydm śródlądowych istniały możliwości powstania form barchanopodobnych związanych z panującą cyrkulacją atmosferyczną, tzn. z wiatrami zachodnimi” (28, s. 116) skoro nawet we współczesnym, niezbyt przecież sprzyjającym klimacie tworzą się barchany na mierzei łebskiej i na wybrzeżu M. Północnego. Odpowiedź może być — podobnie jak i u S t a n k o w s k i e g o — pozytywna, z tym, że na dowód mogą przytoczyć tylko jedną wydmy o cechach barchanu (ryc. 4). Z analizy nowych map („obrubówek” 1:25000) wynika jednak, że możliwe jest istnienie dalszych form tego rodzaju.

Wspomniany barchan znajduje się w kompleksie wydm występujących na terasie plejstoceńskiej — w zespole południowym (na SW od Niska).



Ryc. 4. Wydma o cechach barchanu
Dune with barchan features

Usytuowany jest po dowietrznej stronie kilku równoległych do siebie wałów wydmy parabolicznych, ściślej na stoku proksymalnym wydmy parabolicznej. Kierunek osi podłużnej barchanu jest zgodny z osią podłużną wydmy parabolicznej i ma przebieg W—E. Jest to forma bardzo regularna o niezakłóconym i symetrycznym wykształceniu ramion. Rozpiętość ramion — 250 m, szerokość wału w czole barchanu — około 50 m, wysokość — 3 m, stok proksymalny (W) — nach. 7°, stok dystalny (E) — nach. 18°. Ramiona — odwrotnie jak u wydmy parabolicznych — wyciągnięte w kierunku odwieztrnym, tzn. wschodnim. Obszar wydmy i sąsiedni pokryty jest zwartym lasem sosnowym. Wydaje się, że jest to barchan naturalny, a nie wymuszony. Barchan ten nawiany został przez wiatry z kierunku zachodniego, a więc przez te same, które wytworzyły wydmy paraboliczne.

Mniej licznie, niemniej jednak dość pospolicie występują wały wydymowe — podłużne i poprzeczne. Wały podłużne — formy równoległe do kierunku wiatru mają najczęściej kierunek W—E, względnie z niewielkimi odchyleniami na północ i na południe — do kierunku wiatrów WNW i WSW. Charakteryzują się tym, że mają jednakowo nachylone oba stoki; nachylenie to waha się w granicach od 6—16°. Wysokość wału podłużnego jest raczej niewielka — wynosi kilka m wyjątkowo przekracza 10 m, długość przeciętnie od 1 do 3 km. Spotyka się je koło Rozwadowa i Stalowej Woli, nad Łęgiem, koło Leżajska i w innych miejscach.

Wały poprzeczne mają najczęściej kierunek NW lub nawet NNW. Wykazują one wyraźną asymetrię stoków (dow. 5—7°, odw. 10—25°) i są na ogół wyższe od wałów podłużnych. Ich wysokość osiąga zwykle kilkanaście m. Mogą się one stykać z wałami podłużnymi i two-

rzyć pseudoparabole. Stoki dystalne wałów poprzecznych są często lepiej wyrażone niż w wydmach parabolicznych. Należy być jednak ostrożnym w wyciąganiu z tego faktu jakichś wniosków ze względu na to, że strome stoki w wydmach mogą pochodzić z podcięcia przez rzekę, czego żywe przykłady znajdują się nad Łęgiem (np. wydma w Bojanowie, fot. 7). Z tych też powodów mogą istnieć trudności w ustaleniu, czy dany wał wydmy jest istotnie formą poprzeczną do kierunku wiatru. Najważniejszy jednak wniosek, jaki wypływa z analizy wałów poprzecznych to ten, że wskazują one na odmienny kierunek wiatrów — mianowicie na kierunek SW i WSW. Ma to duże znaczenie dla określenia faz rozwoju wydmy.

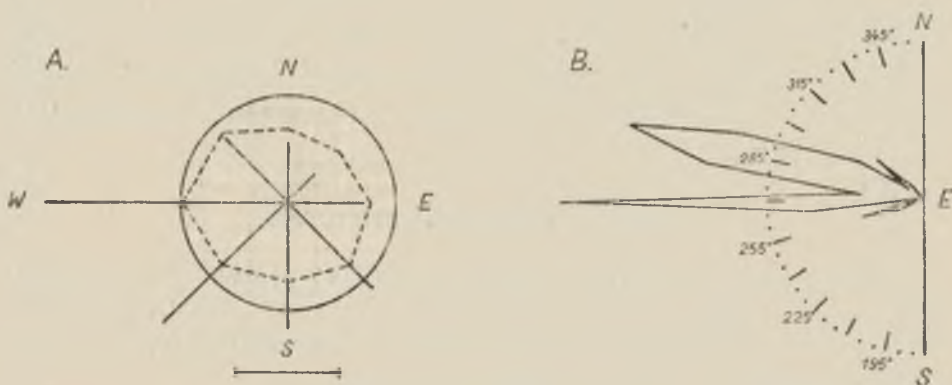
Wyróżnione typy wydmy są rozsiane po całym obszarze; często występuje obok siebie kilka różnych typów. Nie zachodzi taka sytuacja, jaką opisuje K. Schoeneich (27) dla okolic Warszawy, gdzie poszczególne typy wydmy przypisane są dla określonych poziomów teras. Na międzyrzeczu nie ma pod tym względem większych różnic między Płaskowyżem Kolbuszowskim, a terasą plejstoceniową. Wyodrębnia się może tylko zespół w północnej części międzyrzecza, w którym przeważają wydmy łukowe — chociaż różnie wykształcone w różnych częściach tego zespołu (ryc. 1).

WIATRY WYDMOTWÓRCZE

Analiza zmierzająca do wyznaczenia kierunków wiatrów wydmotwórczych wskazała na dwa wyraźnie różne okresy rozwoju wydmy. Jeden, w którym formowały się wydmy paraboliczne — z przewagą wiatrów W i WNW, oraz drugi okres z przewagą wiatrów SW i WSW, w którym to okresie powstały wały wydmy (poprzeczne). Z wzajemnego stosunku tych różnych form (wały wydmy występują po stronie dowietrznej wydmy parabolicznych), oraz z tego faktu, że wydmy paraboliczne wykazują ślady przekształceń, należy uznać fazę z przewagą wiatrów W i WNW za starszą.

Przedstawiony wyżej schemat co do kierunków wiatrów wydmotwórczych potwierdza się i w innych obszarach wydmy śródlądowych. Na przykład G. C. Maarleveld (14) wypowiada się jednoznacznie na temat kierunków wiatrów w dwu (!) wyróżnionych przez siebie fazach wydmy w Holandii; najpierw wiatry NW — w starszym dryasie, a w drugiej fazie (młodszy dryas) kierunki WSW i SW jako dominujące. Zmiana kierunków nastąpiła wg niego jeszcze w Allerödzie. Do podobnych wniosków, jeśli chodzi o kierunki, tendencje zmian i wiek dominujących wiatrów w okresach wydmotwórczych dochodzi w Polsce A. Dylikowa (4).

Kierunki wiatrów w starszej fazie dokumentuje diagram na ryc. 5 B. Porównany jest on z różą kierunków i prędkości współczesnych wiatrów (za okres 1954—1958) w Kotlinie Sandomierskiej (ryc. 5 A) — opracowanej na podstawie materiałów E. I w a n i u k a (6). Z porównania tego wynika, że obecnie również dominują wiatry z sektora zachodniego, przy czym na sam kierunek W przypada ok. 23%, na wiatry SW — 16,6%, a najmniej na wiatry NE — 3,5%. Wiatry zachodnie osiągają jednocześnie największe ze wszystkich prędkości; średnia roczna prędkość dla W wynosi 3,9 m/sek., dla SW — 3,5 m/sek., podczas gdy dla wiatrów NE — tylko 2,6 m/sek.



Ryc. 5. Róża kierunków i prędkości wiatrów w Kotlinie Sandomierskiej. Średnie z trzech stacji: Mielca, Leżajska i Niska (wg E. I w a n i u k a, 6); długość odcinka pod rysunkiem oznacza: a — 10% częstotliwości występowania poszczególnych kierunków wiatrów, b — 10% cisz (wartość „r” dla koła), c — 4 m/sek. prędkości wiatrów w poszczególnych kierunkach (prędkości wiatrów przedstawione są za pomocą wieloboku kierunkowego zakresłonego linią przerywaną); B — diagram kierunków osi podłużnych wydmy parabolicznych na międzyrzeczu Sanu i Łęgu

Wind rose showing the directions and strength of the wind in the Sandomierz Basin. The mean velocity values given are the averages from three stations: Mielec, Leżajsk and Nisko (according to E. I w a n i u k, 6); the length of the segments under the drawing represents: a — 10% frequencies of occurrence of particular directions from which the wind blows, b — 10% lulls (“r” value for the circle), c — 4 m/sec. wind velocity (the speed of winds is presented by a directional polygon drawn with interrupted line); B — diagram direction of longitudinal axes of parabolic dunes of the area examined

O prędkościach wiatrów okresu akumulacji wydmy możemy wnioskować z granicznych prędkości wiatru, koniecznych dla transportu ziarn poszczególnych frakcji. Dla wydmy parabolicznych międzyrzecza średnia mediana (średnia z 19 próbek) wynosi 0,29 mm. Opierając się na wyliczeniach L. P e r n a r o w s k i e g o (20) można przyjąć dla tej średnicy

ziarna prędkość wiatru 3,9—4,3 m/sek. potrzebną do toczenia, oraz prędkość 5,2—6,3 m/sek., potrzebną do uniesienia ziarna. Według H. P o s e r a (22) do przemieszczenia piasku luźnego przy częstych zmianach wiatru wystarcza prędkość 3 m/sek. Wynika z tego, że współczesne wiatry Kotliny Sandomierskiej są potencjalnymi wiatrami wydmotwórczymi. Do szerszej działalności eolicznej nie dochodzi ze względu na pokrywę roślinną i wilgotność gleby. Pośrednio można również przypuszczać, że wiatry w okresach powstawania wydm (na przełomie plejstocenu i holocenu) nie koniecznie musiały być silniejsze od obecnych. Z wszelkimi zastrzeżeniami wynikającymi z metody postępowania można przyjąć, że w głównej fazie wydmotwórczej średnia prędkość wiatrów wynosiła 3,9—6,3 m/sek. Były to więc wiatry bardzo umiarkowane. Jak słusznie zauważa L. P e r n a r o w s k i (20) częste występowanie wiatrów o większych prędkościach musiałoby spowodować wywiewanie frakcji drobniejszej (podstawowej) i koncentrację ziarn o średnicy grubszej (powyżej 0,5 mm).

BADANIA GRANULOMETRYCZNE

Opracowaniem granulometrycznym objęto 45 próbek z 35 punktów badawczych. Oprócz próbek wydmowych (ogółem 31 próbek) przeanalizowano materiał podłoża, materiał z niecek deflacyjnych, oraz dla porównania piasek ze współczesnego koryta Sanu.

SKŁAD MECHANICZNY

Rozdziału na frakcje dokonano metodą sitową. Na podstawie składu mechanicznego (tab. 2 i 3) wykreślono kilka typowych krzywych kumulacyjnych (ryc. 6) oraz wyliczono dla każdej próbki współczynnik wysortowania (S_o) i średni rozmiar ziarn — medianę (M_d). Współczynnik wysortowania (S_o) wyliczono według wzoru T r a s k a:

$$S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$$
 gdzie Q_3 — oznacza wielkość średnicy odpowiadającą 75% frakcji, a Q_1 — wielkość średnicy odpowiadającą 25% frakcji na krzywej kumulacyjnej. Wartość współczynnika S_o będzie wynosić 1 przy idealnie jednolitym (wysortowanym) ziarnie, to znaczy ziarnie o jednakowej średnicy. Im większa jest liczba, tym mniejsze wysortowanie. Zarówno medianę jak i kwartyle (Q_3 i Q_1) do wzoru T r a s k a obliczano nie z krzywych kumulacyjnych, lecz przy pomocy grafiku W. P. P e t e l i n a (21)¹.

¹ Grafik Petelina pozwala na mechaniczne odczytywanie wartości. Jest metodą wielokrotnie szybszą — unika się bowiem pracochłonnego konstruowania krzywych kumulacyjnych.

Tab. 2. Skład mechaniczny, średni rozmiar ziarn (Md) i współczynnik wysortowania (So)
Mechanic composition of sand, medium-sized grains (Md), and the coefficient of sorting (So)

A. Terasa plejstocenińska doliny Sanu

Lp.	Miejscowość	Numer odrywy	Głęb. w m	Pochodzenie piasku	Skład mechaniczny w % wagowych								Md	So
					Średnica frakcji w mm									
					<0,08	0,08-0,10	0,10-0,25	0,25-0,5	0,5-1	1-2	2-5	> 5		
1.	Stalowa Wola	1	0,9	wydma	1,11	2,98	50,53	41,65	1,70	0,03	-	-	0,230	1,50
2.	Moskale	2A	0,5	pow.deflacyjna	0,43	0,14	13,89	47,21	33,62	4,57	0,14	-	0,438	1,62
3.	"	2B	1,1	wydma	0,80	1,97	48,06	42,59	6,49	0,09	-	-	0,247	1,52
4.	"	3	1,0	terasa plejst.	1,49	0,69	31,98	61,76	4,08	0,0	-	-	0,314	1,42
5.	Wolina	4a	0,9	wydma	2,66	4,30	17,30	52,70	22,32	0,62	0,0	-	0,370	1,54
6.	"	4b	2,1	"	0,18	0,32	17,11	77,12	5,24	0,03	-	-	0,355	1,37
7.	Przędziel	5	0,8	terasa plejst.	0,19	0,24	32,83	55,64	10,87	0,23	0,0	-	0,325	1,40
8.	Stróża	6	0,4	wydma	0,80	2,80	38,40	47,80	9,90	0,30	-	-	0,291	1,47
9.	"	7	0,5	terasa plejst.	0,70	2,50	30,50	47,00	18,80	0,50	-	-	0,345	1,49
10.	"	8	0,3	"	0,80	2,80	40,60	50,60	5,10	0,10	0,0	-	0,278	1,52
11.	"	9a	0,3	"	2,40	4,90	42,10	41,60	8,70	0,30	0,0	-	0,254	1,69
12.	"	9b	1,0	"	0,40	1,00	38,40	53,20	6,70	0,30	0,0	-	0,295	1,44
13.	Rudnik n.Sanem	10a	0,4	wydma	0,10	1,30	36,50	52,20	9,70	0,20	-	-	0,306	1,50
14.	"	10b	1,0	"	0,20	1,50	37,50	44,80	15,60	0,40	-	-	0,309	1,50
15.	"	10c	4,0	terasa plejst.	0,10	0,20	7,60	49,00	40,70	1,50	0,30	0,60	0,460	1,63
16.	"	11a	0,5	wydma	1,30	5,60	24,40	41,00	27,10	0,60	-	-	0,362	1,59
17.	"	11b	1,0	"	0,20	1,40	23,80	58,90	15,10	0,60	-	-	0,355	1,47
18.	"	11c	1,5	"	0,80	2,20	37,80	40,10	18,50	0,60	-	-	0,306	1,49
19.	"	11d	2,5	"	1,90	4,40	42,70	38,90	11,80	0,30	-	-	0,256	1,51
20.	Sarżyna	12	0,5	terasa plejst.	4,40	4,90	45,60	42,40	2,60	0,10	0,0	-	0,232	1,53
21.	Łątownia	13	2,5	wydma	0,20	2,30	43,10	46,70	7,20	0,20	0,30	-	0,273	1,45
22.	Łożajsk	14a	2,5	"	1,16	1,58	44,05	48,30	4,81	0,10	-	-	0,268	1,45
23.	"	14b	4,0	"	0,90	2,17	54,48	40,05	1,39	0,01	-	-	0,227	1,45
24.	Groble	15a	0,6	"	2,09	2,56	45,25	40,55	9,23	0,28	0,04	-	0,252	1,49
25.	"	15b	2,8	terasa plejst.	1,85	3,55	45,74	38,61	9,75	0,41	0,09	-	0,246	1,49
26.	Zalesie	16A	0,6	wydma - stok prok.	0,50	1,66	43,66	52,81	1,42	0,0	-	-	0,269	1,43
27.	"	16B	0,6	" " dyst.	1,50	1,43	33,36	55,31	8,22	0,18	-	-	0,315	1,47
28.	"	17A	0,6	" " prok.	0,84	0,90	27,61	49,34	20,47	0,85	-	-	0,354	1,48
29.	"	17B	0,8	" " dyst.	0,83	0,44	29,07	60,59	8,99	0,09	-	-	0,331	1,46
30.	"	18	0,7	"	1,01	2,11	29,39	51,00	15,97	0,55	-	-	0,329	1,47
31.	"	19a	0,3	"	1,16	2,61	41,43	45,80	8,25	0,70	0,05	-	0,276	1,47
32.	"	19b	1,3	"	1,51	2,80	34,00	43,10	17,41	1,13	0,05	-	0,317	1,51
33.	"	20	1,2	"	1,71	1,53	35,68	49,97	11,44	0,46	0,21	-	0,304	1,47
34.	Krzestów	21	-	koryto Sanu	0,29	0,23	7,60	83,98	7,75	0,14	0,01	-	0,374	1,44

B. Płaskowy Kolbuszowski

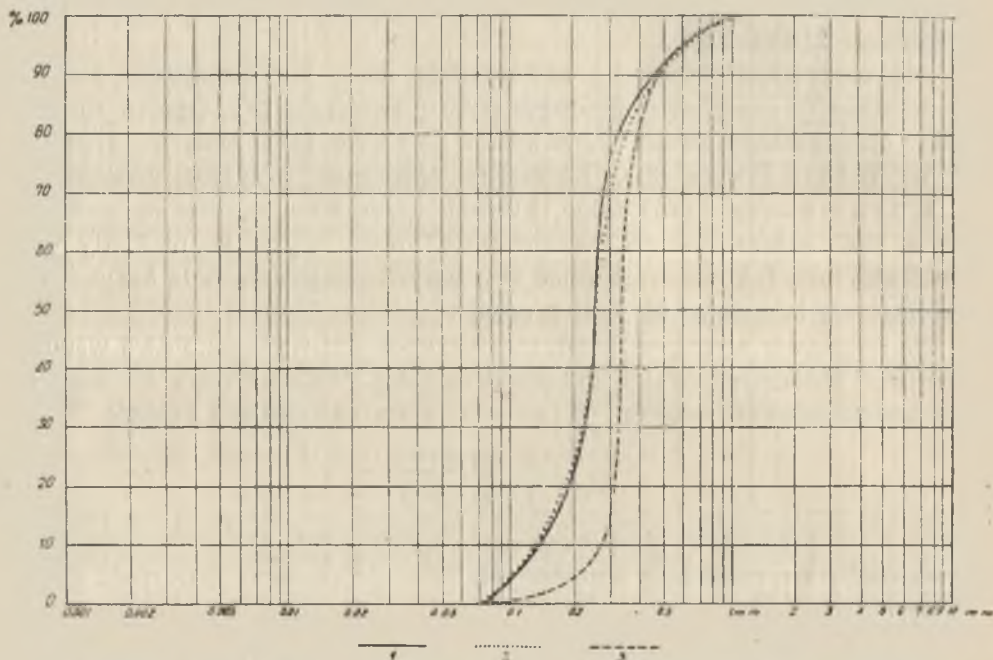
35.	Pikuły-Jeżowa	22	0,8	wydma	0,10	3,10	45,90	41,60	9,20	0,10	-	-	0,257	1,48
36.	"	23	0,8	pow. płask.	6,80	10,74	63,07	18,56	0,84	0,0	-	-	0,182	1,67
37.	Krzywy	24	0,4	pow. deflacyjna	1,17	1,34	34,00	50,26	12,17	0,63	0,36	0,07	0,317	1,46
38.	"	25	0,5	wydma-stok prok.	1,25	2,02	48,75	44,24	3,70	0,04	-	-	0,240	1,46
39.	"	26A	0,6	" " " "	1,37	2,18	41,15	37,31	7,90	0,09	-	-	0,277	1,46
40.	"	26B	0,9	" grzbiet	1,30	2,04	48,83	43,83	3,96	0,04	-	-	0,241	1,45
41.	"	26C	1,0	" stok dyst.	1,09	0,45	54,41	41,89	2,23	0,03	-	-	0,228	1,43
42.	Banizów	27	1,0	wydma	3,62	4,09	60,62	30,55	1,09	0,03	-	-	0,203	1,51
43.	"	28	1,0	"	1,51	4,09	66,10	26,57	1,70	0,03	-	-	0,200	1,47
44.	"	29	1,0	"	4,69	5,54	53,92	31,17	2,62	0,06	-	-	0,206	1,54
45.	"	30	1,0	pow. płask.	2,17	1,53	33,86	56,20	6,22	0,02	-	-	0,304	1,46

Główną frakcją we wszystkich typach piasków międzyrzeczca Sanu i Łęgu jest frakcja 0,10—0,5 mm. Wydmy zawierają w tym przedziale 88,2% swego składu. W wydmach terasy plejstocenińskiej przeważa górna połowka tego przedziału o średnicy 0,25—0,5 mm (48,8%), a w wydmach

Tab. 3. Średnie wartości uziarnienia piasków na międzyrzeczu Sanu i Łęgu
Average sizes of grains in the sands of the area between the rivers San and Łęg

Jednostki morfologiczne	Pochodzenie piasków	Skład mechaniczny w % wagowych										Md	So
		Średnica frakcji w mm											
		pon. 0,08	0,08 — — 0,10	0,10 — — 0,25	0,25 — — 0,5	0,5 — 1	1 — 2	2 — 5	pow. 5				
A. Terasa plej- stoceńska doliny Sanu	Wydmny	1,02	2,17	36,44	48,75	11,23	0,36	0,03	—			0,305	1,48
	Powierzchnia terasy plejsto- ceńskie(ę)	1,54	2,57	38,47	48,04	8,33	0,24	0,01	—			0,286	1,50
B. Płaskowyż Kolbuszowski	Wydmny	1,85	2,94	52,71	38,40	4,05	0,05	—			0,227	1,48	
	Międzyrzecze Sanu i Łęgu	1,43	2,55	44,58	43,58	7,64	0,21	0,01	—			0,258	1,48

Płaskowyżu Kolbuszowskiego dolna o średnicy 0,10—0,25 mm (52,7%). Tak więc wydmy terasy plejstocenińskiej mają piasek grubszy ($Md = 0,303$ mm) niż wydmy Płaskowyżu ($Md = 0,227$).



Ryc. 6. Krzywe kumulacyjne piasków (w skali półlogarytmicznej): 1 — wydmy międzyrzecza Sanu i Łęgu, 2 — piasek z powierzchni terasy plejstocenińskiej (nie zwydmiony), 3 — piasek z koryta Sanu (próbka nr 34)

Cumulative curves of sands (semi-logarithmic scale); 1 — dune sand from the area between the San and Łęg, 2 — sand from superficial deposits of the Pleistocene terrace, 3 — sand from the river-bed of the San (sample 34)

Średnia mediana dla wszystkich wydym międzyrzecza ma wartość 0,258 mm i waha się w granicach od 0,200 do 0,370 mm. Procent frakcji gruboziarnistej (0,5—1 mm) jest na ogół w wydmach znaczny — waha się w granicach od 1,1 do 27,1% (średnio 7,6%); w wydmach terasy plejstocenińskiej wynosi średnio 11,2%, a w wydmach Płaskowyżu 4,1%. Frakcja 1—2 mm stanowi już tylko ułamek procentu; średnio dla wydym 0,2%, a frakcja najdrobniejsza (poniżej 0,10 mm) — 4%. Współczynnik wysortowania jest wysoki zarówno dla wydym, jak i dla piasków niezwydmionych. Średnia wartość S_o dla wydym międzyrzecza wynosi 1,48, a zamyka się w granicach 1,39—1,59. Również R. R a c i n o w s k i (25) w wydmach okolic Biłgoraja stwierdza bardzo dobre wysortowanie i średnią wartość S_o — 1,50.

OBRÓBKA

Do określenia obtoczenia i zmatowienia ziarn zastosowano metodę fotograficzną J. Morawskiego (19). Przebadano po 300 ziarn we frakcji 0,25—0,5 mm i po 200 ziarn we frakcji 0,5 mm — łącznie dla 45 próbek 22 500 ziarn.

Dla określenia obtoczenia zastosowano skalę trzystopniową: ziarna obtoczone (O), częściowo obtoczone (CO) i kanciaste (K). Oparto się na skali opracowanej przez J. Morawskiego (19), oraz na grafiku A. W. Wisteliusa (31). Za ziarna obtoczone przyjęto uważać za J. Morawskim (1961) takie, których „wszystkie naroża są zaokrąglone, linie łukowe tworzą na obwodzie formy wypukłe, niekiedy też i wklęsłe; linie łukowe mogą mieć w pewnych miejscach małą krzywiznę i zbliżyć się kształtem do linii prostej”.

Na podstawie wyników badań morfoskopowych wyliczono dwa współczynniki: obtoczenia (O_E) i zmatowienia (M_E). Współczynnik obtoczenia jest uproszczonym² wzorem Eisele i ma następującą postać:

$$O_E = \frac{K + 1/2 CO}{1/2 CO + O},$$

gdzie K — procentowa zawartość ziarn kanciastych, CO — procentowa zawartość ziarn częściowo obtoczonych, O — procentowa zawartość ziarn obtoczonych.

Współczynnik zmatowienia wyliczony przez analogię ma postać:

$$M_E = \frac{B + 1/2 CM}{1/2 CM + M},$$

gdzie B — procentowa zawartość ziarn błyszczących, CM — procentowa zawartość ziarn częściowo matowych, M — procentowa zawartość ziarn matowych.

Im mniejsze liczby współczynników, tym większe obtoczenie i zmatowienie. Wyniki badań przedstawiają tab. 4 i 5.

Z dwu frakcji, na których przeprowadzono badania nad obróbką, bardziej przydatna do wnioskowania jest frakcja 0,5—1 mm. Po pierwsze dlatego, że dość powszechnie stosuje się — przynajmniej w Polsce — badanie tej właśnie frakcji (9, 25, 32), lub ziarn o nieco innej średnicy, ale w obrębie 0,5—1 mm (10, 11, 19). To podporządkowanie się do badań jednakowej frakcji musi być spełnione — jako pierwszy warunek — jeśli się chce porównywać wyniki różnych autorów. Po drugie jak wynika ze składu mechanicznego (tab. 3), w wydmach następuje wzrost zawartości tej frakcji o 36% w porównaniu do wartości w piaskach pod-

² przez R. Racinowskiego i J. Rzechowskiego (1959).

Tab. 4. Obróbka ziarn kwarcu
The rounding of quartz grains

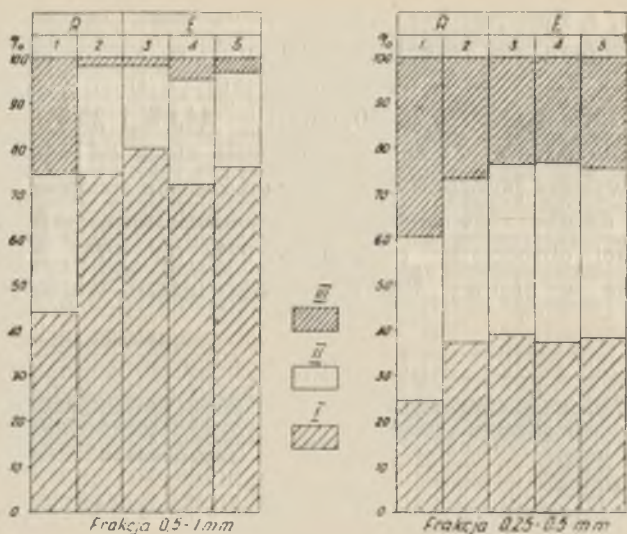
A. Terasa plejstocena doliny Sanu

Wzrost m	Fracja 0,5 - 1 mm							Fracja 0,25 - 0,5 mm								
	Obtcozenie w %				Zmatowienie ziarn obtoczonych			Obtcozenie w %				Zmatowienie ziarn obtoczonych				
	O	CO	K	Współcz. obtocz.	M	CM	B	Współcz. zmatow.	O	CO	K	Współcz. obtocz.	M	CM	B	Współcz. zmatow.
1.	76,3	19,7	4,0	0,16	50,2	35,2	14,4	0,47	29,5	32,0	38,5	1,20	56,0	32,1	11,9	0,39
2.	91,0	9,0	0,0	0,05	66,7	27,5	5,8	0,24	57,0	29,5	13,5	0,39	44,7	41,3	14,0	0,53
3.	88,4	11,3	0,3	0,06	49,3	38,3	12,4	0,46	38,0	31,5	30,5	0,86	35,5	47,4	17,1	0,69
4.	82,4	16,3	1,3	0,11	53,4	35,5	12,1	0,39	35,0	30,0	35,0	1,00	50,0	31,4	18,6	0,52
5.	84,9	14,4	0,7	0,09	58,8	34,3	6,9	0,32	54,7	36,3	9,0	0,37	45,7	45,2	9,1	0,46
6.	85,4	14,3	0,3	0,08	47,3	37,9	14,8	0,51	28,5	35,5	36,0	1,17	52,7	29,8	17,5	0,48
7.	76,6	21,7	1,7	0,14	56,5	29,5	14,0	0,40	34,5	35,5	30,0	0,91	46,4	39,1	14,5	0,55
8.	79,6	19,7	0,7	0,12	66,0	25,2	8,8	0,27	-	-	-	-	-	-	-	-
9.	67,7	30,6	1,7	0,20	56,9	28,6	14,8	0,41	-	-	-	-	-	-	-	-
10.	67,0	31,0	2,0	0,21	63,7	24,8	11,5	0,31	-	-	-	-	-	-	-	-
11.	72,7	26,0	1,0	0,16	64,2	27,2	8,6	0,29	-	-	-	-	-	-	-	-
12.	79,3	19,3	1,7	0,13	79,3	19,0	1,7	0,13	-	-	-	-	-	-	-	-
13.	76,7	22,3	1,0	0,15	51,3	27,9	20,8	0,53	-	-	-	-	-	-	-	-
14.	79,3	20,0	0,7	0,12	63,4	20,6	16,0	0,36	-	-	-	-	-	-	-	-
15.	65,7	32,0	2,3	0,22	53,3	28,0	18,7	0,49	-	-	-	-	-	-	-	-
16.	74,3	24,4	1,3	0,16	59,6	25,2	15,2	0,39	-	-	-	-	-	-	-	-
17.	72,0	26,3	1,7	0,18	64,9	19,8	15,3	0,34	-	-	-	-	-	-	-	-
18.	68,3	30,3	1,3	0,20	61,5	26,8	11,7	0,33	-	-	-	-	-	-	-	-
19.	61,0	36,5	2,5	0,26	54,1	36,1	9,8	0,39	-	-	-	-	-	-	-	-
20.	61,0	34,7	4,3	0,28	62,3	28,4	9,3	0,31	-	-	-	-	-	-	-	-
21.	73,7	24,3	2,0	0,17	59,3	28,9	11,8	0,36	-	-	-	-	-	-	-	-
22.	78,4	18,3	3,3	0,14	54,0	36,2	9,8	0,39	43,5	38,0	18,5	0,60	55,1	28,8	16,1	0,44
23.	74,0	19,7	6,3	0,19	49,6	34,6	15,8	0,49	29,5	41,5	28,0	0,97	67,8	22,0	10,2	0,27
24.	87,3	11,0	1,7	0,08	59,6	32,4	8,0	0,32	45,5	43,0	11,5	0,59	67,0	29,7	3,3	0,22
25.	88,3	10,7	1,0	0,07	64,2	30,5	5,3	0,26	42,5	42,5	15,0	0,57	52,9	38,9	8,2	0,38
26.	79,0	17,3	3,7	0,14	48,5	41,8	9,7	0,44	31,0	36,0	33,0	1,04	45,1	33,9	21,0	0,61
27.	84,0	14,7	1,3	0,10	63,4	29,6	7,0	0,32	34,5	30,5	35,0	1,01	58,0	33,8	9,0	0,34
28.	88,0	11,3	0,7	0,07	64,7	30,0	5,3	0,26	32,0	38,5	29,5	0,95	56,2	25,0	18,8	0,46
29.	87,7	9,0	3,3	0,08	50,0	37,2	12,8	0,46	58,5	28,0	13,5	0,38	59,0	23,9	17,1	0,41
30.	88,0	11,7	0,3	0,07	61,7	33,0	5,3	0,28	56,0	34,5	9,5	0,37	58,9	29,5	11,6	0,36
31.	75,6	22,7	1,7	0,15	67,4	25,1	7,5	0,25	32,5	35,0	22,5	0,80	47,7	38,5	13,8	0,48
32.	92,0	7,3	0,7	0,07	49,6	41,0	9,4	0,43	39,0	31,0	30,0	0,83	52,6	38,4	9,0	0,39
33.	85,6	13,7	0,7	0,08	69,7	27,2	3,1	0,20	36,5	35,5	28,0	0,84	49,6	29,4	11,0	0,40
34.	44,0	30,5	25,5	0,69	48,0	30,4	21,6	0,58	24,5	36,0	39,5	1,12	35,0	50,7	14,3	0,66
B. Płaskowyż Kolbuszowski																
35.	64,3	33,4	2,3	0,23	60,0	26,0	14,0	0,37	-	-	-	-	-	-	-	-
36.	78,0	18,0	4,0	0,15	50,4	34,6	15,0	0,48	29,0	36,0	35,0	1,13	51,7	31,1	17,2	0,49
37.	85,7	11,3	3,0	0,07	56,3	36,7	7,0	0,34	32,0	49,0	19,0	0,77	38,6	44,2	17,2	0,65
38.	77,4	19,3	3,3	0,15	55,9	31,6	12,5	0,39	41,5	37,5	21,0	0,66	56,6	29,1	14,3	0,41
39.	70,1	23,0	6,9	0,23	61,7	31,6	6,7	0,29	42,5	44,0	13,5	0,55	57,7	34,1	8,2	0,34
40.	74,7	21,3	4,0	0,18	61,5	27,8	10,7	0,35	39,0	38,5	22,5	0,72	66,7	23,0	10,3	0,28
41.	66,6	28,4	5,0	0,24	61,1	25,8	13,1	0,35	31,5	44,5	24,0	0,85	55,6	33,3	11,1	0,38
42.	75,0	22,3	2,7	0,16	65,7	29,9	4,4	0,24	34,5	33,0	32,5	0,96	47,8	42,1	10,1	0,45
43.	74,0	18,3	7,7	0,20	59,1	32,9	8,0	0,32	34,0	41,5	22,5	0,79	60,3	25,0	14,7	0,51
44.	74,0	20,3	5,7	0,19	53,6	36,0	10,4	0,40	39,0	37,5	23,5	0,73	44,9	41,0	14,1	0,54
45.	61,0	27,7	11,3	0,34	56,9	39,8	3,3	0,29	35,5	42,5	22,0	0,76	43,7	36,6	19,7	0,61

łoża. Jest to największa różnica w zawartości poszczególnych frakcji dla obu typów piasków i jedyna „in plus” na korzyść piasków wydmowych. Wynika z tego, że właśnie piasek tej średnicy podlegał selekcji w procesie eolicznym.

Tab. 5. Średnie wartości obróbki piasków na międzyrzeczu Sanu i Łęgu
 Mean values of rounding of sand in the area between the rivers San and Łęg

Jednostki morfologiczne	Pochodzenie piasków	Fracja 0,5 — 1 mm						Fracja 0,25 — 0,5 mm									
		Obtoczenie w %			Zmat. ziarn obtocz.			Obtoczenie w %			Zmat. ziarn obtocz.						
		O	CO	K	Współ obt.	M	CM	B	Współ zmat.	O	CO	K	Współ obt.	M	CM	B	Współ zmat.
A. Terasa plej- stoczeńska doliny Sanu	Wydmy	80,0	18,2	1,8	0,12	57,6	31,5	10,9	0,36	39,3	33,3	23,4	0,72	53,8	32,4	13,8	0,43
	Powierzchnia terasy plej- stoczeńskiej	74,4	23,8	1,8	0,16	62,7	27,9	9,9	0,31	37,3	36,0	26,7	0,81	49,8	36,5	13,7	0,47
B. Piaskowyż Kolbuszowski	Wydmy	72,0	23,3	4,7	0,20	59,8	30,2	10,0	0,34	37,4	39,5	23,1	0,75	55,7	32,5	11,8	0,39
	Wydmy	76,0	20,8	3,2	0,16	58,7	30,9	10,4	0,35	38,4	37,4	24,2	0,75	54,8	32,4	12,8	0,41



Ryc. 7. Obtoczenie ziarna kwarcowego piasków wydmowych i rzecznych; I — ziarna obtoczone, II — ziarna częściowo obtoczone, III — ziarna kanciaste; R — piaski rzeczne: 1 — piasek z koryta Sanu (próbka nr 34), 2 — powierzchnia terasy plejstocenińskiej (nie zwydmiona); E — piaski wydmy: 3 — wydmy terasy plejstocenińskiej doliny Sanu, 4 — wydmy Płaskowyżu Kolbuszowskiego, 5 — wydmy międzyrzecza Sanu i Łęgu

Rounding of quartz grains of dune and river sand; I — grains rounded, II — partly rounded, III — sharp edged; R — river sands: 1 — from the bed of the San (sample 34), 2 — from surface deposits of the Pleistocene terrace; E — dune sands; 3 — dunes of the Pleistocene terrace in the valley of the San, 4 — dunes of the Kolbuszowski Plateau, 5 — dunes of the area between the San and Łęg rivers

Z przeprowadzonych analiz (tab. 5) wynika, że piasek wydmy międzyrzecza jest niezwykle silnie obrobiony. Ilość ziarn obtoczonych we frakcji 0,5—1 mm wynosi średnio 76% i waha się w granicach od 61—91%. Ziarn kanciastych jest znikoma ilość — 3,2%. Jeśli weźmiemy pod uwagę tylko wydmy terasy plejstocenińskiej, to okaże się, że zawierają one jeszcze więcej ziarn obtoczonych — średnio 80% i niespełna 2% ziarn kanciastych. Bardzo wysokie są wartości współczynnika (O_E); średnia dla wydmy międzyrzecza wynosi 0,16 (od 0,06 do 0,26).

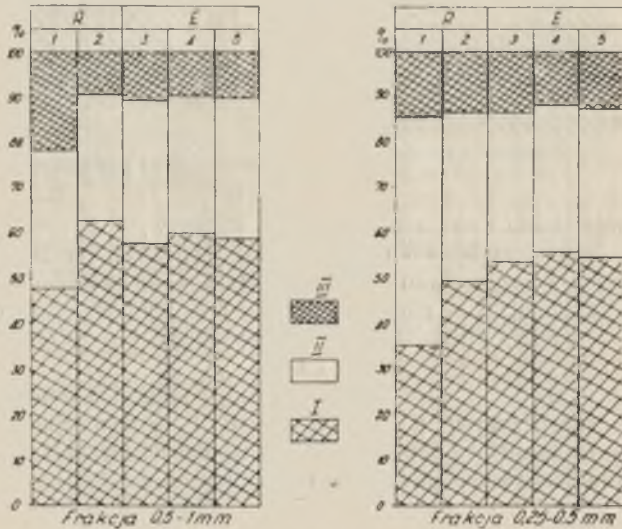
Również we frakcji 0,25—0,5 mm przeważa ziarno obtoczone (38,4%). Frakcja ta zawiera ponad 20% ziarn kanciastych, a ziarn obtoczonych jest o 50% mniej niż we frakcji 0,5—1 mm.

Z przedstawionych w tabeli cyfr wynikałoby, że wydmy na Płaskowyżu mają piasek mniej obrobiony, niż na terasie plejstocenińskiej.

Wydmy charakteryzują się niewielkimi stosunkowo wahaniami, jeśli chodzi o obtoczenie, przy czym większe wahania stwierdza się we frakcji

0,25—0,5 mm, a mniejsze we frakcji 0,5—1 mm. Obliczone odchylenia względne³ wynoszą: dla frakcji 0,5—1 mm — w wartościach współczynnika obtoczenia (O_E) 22%, w wartościach samych ziarn obtoczonych 9,3% i odpowiednio dla frakcji 0,25—0,5 mm — 44,5% i 25,5%.

Zaznacza się pewna zależność obtoczenia ziarn od wysokości wydmy. Na przykład wydmy położone na północ od Zalesia (próbka 26—33), które są wydmy dobrze rozwiniętymi i wysokimi mają najwyższe stwierdzone wartości obtoczenia: od 75,6 do 92% (śr. 85%), gdy tymczasem wydmy niskie w okolicy Rudnika mają niższe wartości obtoczenia (około 72%).



Ryc. 8. Zmatowienie ziarn obtoczonych piasków wydmych i rzecznych; I — ziarna matowe, II — ziarna częściowo matowe, III — ziarna błyszczące. Inne objaśnienia porównaj na ryc. 7

Dullness of rounded grains of dune and river sands; I — dull grains, II — partly dull, III — lustrous. For explanation see Fig 7

Dość zaskakująco przedstawiają się wyniki zmatowienia — badane tylko na ziarnach obtoczonych. Jak wynika z załączonej tabeli 5 wydmy na terasie plejstocenijskiej mają mniej ziarn matowych — we frakcji 0,5—1 mm — niż piaski niezwydmione. We frakcji 0,25—0,5 stosunek jest odwrotny, „prawidłowy”, tzn. więcej ziarn matowych mają piaski wydmy (53,8%) niż niezwydmione (49,8%). Różnica jest jednak — jak widać — nieznaczna.

³ Odchylenie względne (Vx) = $\frac{100x}{xx}$, jest to stosunek odchylenia standardowego (x) do średniej arytmetycznej (xx) — Szulc S.: Metody statystyczne, t. I, Warszawa 1952, ss. 235—242.

Wysokie wskaźniki obtoczenia, jakie uzyskano dla badanych wydm są zgodne ze stwierdzeniami innych autorów. T. Król (9) dla wydm okolic Zaklikowa (Kotlina Sandomierska — na granicy z Wyżyną Lubelską) podaje wartość 70% ziarn obtoczonych i 6% ziarn kanciastych, a R. Racinowski (25) w okolicach Biłgoraja ma 62% ziarn obtoczonych i 7,8% ziarn kanciastych. Wyniki te byłyby zgodne z poglądem wyrażonym przez A. Cailleux (3), że na przedpolu lodowców plejstocenijskich w Europie piaski wydmore są bardzo silnie obtoczone — z zawartością nawet do 80% ziarn obtoczonych; są bardziej obtoczone niż piaski eoliczne na Saharze.

Byłoby błędem, gdybyśmy doskonałą obróbkę ziarn wydmowych badanego obszaru uznali za wyłączny efekt działalności eolicznej. Przecież piaski obszaru sąsiedztwa wydm, niezwydmione mają również w wysokim stopniu ziarno obrobione i niewiele różniące się od wydmowego. Materiałem wyjściowym dla wydm Kotliny Sandomierskiej były piaski stare, poligeniczne — już doskonale obrobione przed ostatnim cyklem wydmotwórczym.

WIEK WYDM

Z analizy morfologicznej (stan zachowania wydm, ich kształty, rozmieszczenie, sposób występowania — łączenie przez jedną formę dwu różnych elementów morfologicznych: terasy plejstocenijskiej i Płaskowyżu) wynika, że wydmy we współczesnej postaci są na badanym obszarze chronologicznie jednolite — mimo że występują na dwu różnych genetycznie i wiekowo powierzchniach. Wydmy mogły powstać po zakończeniu okresu akumulacji terasy oraz po jej rozcięciu i względnym osuszeniu, a przed opanowaniem tej terasy przez roślinność. Był to najdogodniejszy okres rozwoju wydm i należy go datować na schyłek zlodowacenia i początek holocenu. Taki ogólny wniosek wynika z analizy powierzchni, na których wydmy występują, i z analizy morfologicznej samych wydm. Jest on całkowicie zgodny z tym, co dla Polesia — na podstawie również badań morfologicznych — stwierdzili B. Krygowski (11) i W. K. Łukaszew (13).

Do ściślejszego datowania posłużyły mi wyniki pracy K. Mamakowej (16). Mamakowa opracowała palynologiczne cztery torfowiska z obszaru Kotliny Sandomierskiej (Świlcza k. Rzeszowa, Rzemień k. Mielca, Obary k. Biłgoraja i Imielty Ług na E od Rozwadowa). Wszystkie torfowiska występują w obszarach wydmowych. Rozwój tych torfowisk zaczął się w Allerödie. W tym okresie powstają torfowiska Obary i Świlcza; pozostałe (Imielty Ług, Rzemień) są znacznie młodsze i zaczęły się rozwijać w okresie preborealnym. We wszystkich profilach wg

M a m a k o w e j występuje w okresie preborealnym silne zapiaszczenie, a w starszych torfach występuje ono również w młodszym dryasie. Fakt ten niewątpliwie wskazuje na rozwój procesów eolicznych. Nie stwierdza się przewarstwień piaszczystych w profilach torfów, co według J. K o b e n d z i n y (7) jest dowodem na to, że otaczające wydmy są starsze od torfów. W Allerödzie na całym zbadanym obszarze panowały już lasy. Były to lasy sosnowo-brzozowo-modrzewiowe, być może z domieszką olszy w miejscach zabagnionych. Klimat chłodno-umiarkowany ze średnią temperaturą lipca nie niższą od 14° . Alleröd był pierwszym postglacjalnym okresem w pełni leśnym.

G ł ó w n ą fazę wydmotwórczą należy więc datować na okresy schyłkowe zlodowacenia, przed Allerödem — w klimacie subarktycznym. Czas trwania głównej fazy wydmotwórczej ok. 5 tys. lat (tab. 6). W młodszym dryasie klimat w porównaniu do Allerödu ulega pogorszeniu, jest bardziej kontynentalny, a pokrywa leśna jest znacznie luźniejsza niż w okresie poprzednim. Istniały również duże śródleśne polany; można mówić tylko o płatach lasów sosnowo-brzozowych. Zaczyna się w tym okresie m ł o d s z a f a z a w y d m o t w ó r c z a, która trwa również w okresie preborealnym — szczególnie w jego pierwszej połowie. Okres ten dokumentuje wspomniane zapiaszczenie profilów torfowych, oraz początek drugiej fazy rozwoju torfowisk. Jeśli w głównej fazie wydmotwórczej dominowały wiatry W i WNW, które doprowadziły do powstania wydm parabolicznych, to w młodszej fazie wiatry zmieniły kierunek na WSW i SW. Faza młodsza zaznaczyła się nieznacznym przekształceniem wydm fazy poprzedniej, w głównej mierze już utrwalonych, oraz tworzenia się wydm wałowych. Młodsza faza wydmotwórcza była znacznie krótsza — trwała ok. 2 tys. lat.

Od drugiej połowy okresu preborealnego zaczyna się bardzo silny wzrost ocieplenia, a od okresu borealnego datuje się zwarta pokrywa leśna. Na okresie preborealnym kończy się też działalność wydmotwórcza sensu stricto — związana z określonymi warunkami bioklimatycznymi i aerodynamicznymi. Na wydmach opanowanych przez bory rozwijać się będzie począwszy od okresu borealnego gleba, którą obecnie spotykać można w formie kopalnej. Gleby kopalne odsłaniają się w odkrywkach tylko fragmentarycznie. Występują w stropowej partii wydm w formie horyzontalnych lub ukośnych smug uciętych na zboczach wydmy. Przykryte są warstwą bezstrukturalnego piasku o miąższości 1—1,5 mm. Gleby kopalne mogą mieć różne wykształcenie: może to być tylko cienka kilku lub kilkunastocentymetrowa warstewka humusu dobrze zmineralizowanego, ale najczęściej jest to jednak mniej lub bardziej pełny profil bielcowy. Dobrze wykształcone, pełne profile bielcowe znane mi są z wydm Płaskowyżu Kolbuszowskiego — nieco poza obsza-

Tab. 6. Prawdopodobny rozwój faz wydymotwórczych na tle sukcesji roślinności i zmian klimatu w Kotlinie Sandomierskiej
Possible development of sand-forming phases against background of the successive types of vegetation and climatic changes
in the Sandomierz Basin

Wiek	Okresy	Roślinność*	Klimat*	Fazy formowania się wydym
HOLOCEN	Borealny	Lasy mieszane sosnowo-wiązowe i sosnowo-brzozowe Olsza, lipa, dąb w niewielkiej ilości	Ciepły i dość wilgotny Śr. temp. VII ~ 14— —16°C Śr. temp. I ~ 2—3°C	Całkowite ustanie procesów eolicznych. Utrwalenie wydym. Początek rozwoju holocenijskiej gleby kopalnej na wydymach
	Preborealny	Luźne lasy brzozowe i brzoźowo-sosnowe. Domieszka wiązu i olszy (Imielty Ług)	Umiarkowanie ciepły	M i o d s z a faza wydymotwórcza. Wiatry SW i WSW. Okres przekształcania wydym parabolicznych, formowanie się wydym wałowych (głównie wałów poprzecznych). Czas trwania ok. 2 tys. lat
	Młodszy dryas	Płaty lasów sosnowo-brzozowych z domieszką modrzewia i wierzby	Chłodny i kontynentalny	Zahamowanie procesów wydymotwórczych, utrwalenie wydym przez roślinność. Początek rozwoju torfowisk w nieckach deflacyjnych i zagłębieniach śródwydymowych.
SCHYLEK GLACJALU	Alleröd	Słabo zwarte (widne) lasy sosnowo-brzozowo-modrzewiowe z olszą; w części NE przewaga brzozy	Chłodno-umiarkowane Śr. ten.p. VII ~ 14°C	Główna faza wydymotwórcza (w klimacie subarktycznym). Wiatry W i WNW. Formowanie się wydym parabolicznych. Czas trwania ok. 5 tys. lat
	Starszy dryas Bölling Najstarszy dryas			

* według K. M a m a k o w e j (16).

rem opracowywanym — z okolic Raniszowa i Kolbuszowej, gdzie miąższości profilu bielcowego są znaczne i dochodzą do 1 m. Najbardziej charakterystyczną cechą gleb kopalnych jest obecność w nich węgielków drzewnych — szczególnie duża w warstwie humusowej, gdzie są również największe. Przenikają w głąb profilu glebowego, ale maleje tam ich ilość i wielkość.

Gleby kopalne to oczywiście ważnej rangi kryterium do datowania wydym, tym bardziej że nadają się one ze względu na obecność humusu do analizy palynologicznej i datowania bezwzględnego metodą C^{14} . Istnieje w Polsce jak dotąd jedno tylko opracowanie palynologiczne gleby kopalnej w wydymach w pracy S. Kozarskiego i K. Tobolskiego (8) i dotyczy wydym pradoliny Noteci. Glebę tę, mającą postać dobrze zmineralizowanej próchnicy — ciągnącej się smugą o grubości 20 cm — wydatowano na okres późnoatlantycki i subborealny. W glebie znajdują się również węgielki drzewne. Okazuje się, że K. M a m a k o w a (16) spotyka w torfach również poziomy węgielkowe, które przez to osiągają znaczenie poziomów przewodnich. Obecność ich jest oczywiście wynikiem trzebieży i pożarów lasów, wywołanych przez człowieka. Takie właśnie poziomy pożarowe stwierdza M a m a k o w a w profilach z Obar i Imieltego Ługu „na granicy okresu atlantyckiego i subatlantyckiego oraz później”. Na tej podstawie można powiedzieć, że gleby kopalne w wydymach powstały przed okresem subborealnym, a więc najprawdopodobniej są to w większości gleby holocenijskie wieku b o r e a l n o - a t l a n t y c k i e g o.

Istnienie warstwy piaszczystej (bezstrukturalnej) nad glebą, fragmentaryczność występowania gleb kopalnych, czy wreszcie obecność bruczku deflacyjnego w spągu warstwy bezstrukturalnej — wszystko to świadczy o późniejszym odnowieniu procesów eolicznych. Można tu mówić raczej o rozwiewaniu i deflacji, w mniejszym stopniu o akumulacji. W świetle powyższych uwag o datowaniu gleb będzie to p o a t l a n t y c k a f a z a r o z w i e w a n i a wywołana gospodarczą działalnością człowieka.

Ważnych faktów pośrednich do datowania wydym dostarczają również badania archeologiczne (16, 23, 24). Wnioski, jakie na podstawie danych archeologicznych można przedstawić, pozostają w zgodzie z omówionymi wyżej fazami wydymotwórczymi. Najstarsze kultury człowieka w Kotlinie Sandomierskiej znane są z okresu tzw. epipaleolitu (11000—7900 lat p.n.e.). Spotyka się z tego okresu (peryferie kultury mazowszańskiej) dość liczne ślady obozowisk na piaszczystych niskich terasach rzek (okolice Tarnobrzegu, Leżajska, Niska, a także Jarosławia i Radymna). Korzenie tej kultury sięgają więc jeszcze starszego dryasu, a jej rozwój przypada na Alleröd i młodszy dryas.

Następny okres (7900—450 lat p.n.e.), to osadnictwo mezolityczne, reprezentowane prawie wyłącznie przez tzw. kulturę tardenuaską. „Spotyka się na piaszczystych terasach rzek bądź na zwydmionych obszarach międzyrzecza Wisły i Sanu” (J. K o z ł o w s k i 1963)⁴. Znaleźiska tej kultury pochodzą z okolic Dębicy, Jarosławia, Niska i Radymna. Z mezolitu znane są również na wydmach wyroby krzemienne (K. M o s k w a 1960)⁴.

Tak więc kultury mezolityczne są pierwszymi, w stosunku do których podaje się uwagę, że rozwijały się również, a nawet przede wszystkim na wydmach. Początek rozwoju tych kultur (7900 lat p.n.e.) to równocześnie początek holocenu — zaczyna się okres preborealny. Wydmy są starsze, a więc musiały powstać przed okresem preborealnym. Jest to w interesującym nas zagadnieniu najważniejsze stwierdzenie wynikające z badań archeologicznych. W późniejszej epoce — neolicie (4500/4000—1700 lat p.n.e.) osadnictwo na wydmach jest powszechne. Są to okresy atlantycki i dolna część okresu subborealnego.

Według M a m a k o w e j (16) ingerencja człowieka w środowisko naturalne, jego wpływ na stan lasów zaznacza się intensywniej dopiero w okresie subatlantyckim. Pod koniec tego okresu powiększa się wyraźnie ilość przestrzeni bezleśnych — łąk i pól uprawnych. Na ten okres można więc już ściślej datować początek procesu rozwiewania wydym.

Na zakończenie tych rozważań głos w dyskusji o genezie warstwy bezstrukturalnej, na temat której znajdziemy sporo uwag u W. S t a n k o w s k i e g o (28). Uważa je on za efekt wietrzenia peryglacjalnego. Jak przedstawiono wyżej, warstwy bezstrukturalne osiagające miąższości 1—1,5 m są produktem młodoholocenijskiej akumulacji eolicznej związanej z postlantycką fazą rozwiewania. Nie może tu więc być mowy o peryglacjalnej genezie tej warstwy. Brak w tej warstwie regularnego warstwowania jest wynikiem specyfiki procesu sedymentacji — na przemian akumulacji i rozwiewania, oraz w jakimś stopniu procesów glebotwórczych i procesów wietrzenia.

WNIOSKI

1. Z dwu wyróżnionych jednostek morfologicznych (dolina Sanu i Płaskowyż Kolbuszowski) większe skupienie wydym istnieje w dolinie Sanu, przy czym wydmy ograniczają się tylko do terasy plejstoceńskiej, a brak ich zupełnie na terasach holocenijskich.

⁴ Cytuję za K. M a m a k o w ą (16).

2. Głównym czynnikiem hamującym rozwój procesów wydymotwórczych na terasie plejstocenijskiej był wysoki poziom wód gruntowych, co wynika z płytkiego lokalnie zalegania nieprzepuszczalnego podłoża.

3. Można wydzielić na badanym obszarze następujące typy genetyczne wydym: wały podłużne, wały poprzeczne, wydmy łukowe (paraboliczne normalne, parabole odwrócone, oraz pseudoparabole), barchany (związane z wiatrami zachodnimi), wydmy nieregularne, pola wydymowe.

4. Analiza morfologiczno-morfometryczna, a także częściowo granulometryczna pozwoliła na określenie kierunków wiatrów wydymotwórczych — ogólnie na wiatry z sektora zachodniego (dla wszystkich typów wydym).

5. Wiatry wydymotwórcze były wiatrami bardzo umiarkowanymi; ich średnia prędkość — w głównej fazie wydymotwórczej — wynosiła 3,6—6,3 m/sek., a więc niewiele więcej od współczesnych wiatrów w Kotlinie Sandomierskiej (3,9 m/sek. — śr. roczna dla kierunku W).

6. Wydmy powstały na przełomie plejstocenu i holocenu. Wyróżniają się dwie następujące fazy: g ł ó w n a faza wydymotwórcza w okresie od najstarszego dryasu (włącznie) do Allerödu z wiatrami W i WNW (formowanie się wydym parabolicznych) i m ł o d s z a faza wydymotwórcza w okresach młodszego dryasu i preborealnym z wiatrami SW i WSW, w której to fazie miało miejsce przekształcanie się wydym parabolicznych i formowanie się wydym wałowych. W dolnej części holocenu ma miejsce tworzenie się gleb kopalnych na wydmach, a górna część holocenu zaznacza się w rozwoju wydym jako poatlantycka (subatlantycka) faza rozwiewania wywołana gospodarczą działalnością człowieka.

7. Ten dwufazowy cykl wydymotwórczy trwał niezbyt długo, bo w sumie tylko około 7 tys. lat.

8. W wyniku rozważań o wieku wydym Kotliny Sandomierskiej i porównania z innymi obszarami (4, 7) można postawić tezę o równoczesności faz wydymotwórczych w Polsce. Wydmy w całej Polsce tworzyły się w tym samym mniej więcej czasie, w podobnych warunkach klimatycznych i przez mniej więcej jednakowo długi okres.

9. Badania granulometryczne wykazały wysoki stopień wysortowania ($S_o = 1,48$) i obróbki (76% ziarn obtoczonych) piasków wydymowych, co nie może być efektem tylko ostatniego cyklu wydymotwórczego. Jest to zasługa poligenicznego charakteru i „starczego” typu piasków wyjściowych dla wydym.

10. Istnieje ścisły związek w składzie mechanicznym i w obróbce między piaskami wydymowymi i piaskami podłoża. Wskazuje to na lokalne źródło materiału wydymowego, na krótki jego transport.

LITERATURA

1. Bagnold R. A.: *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. London 1954.
2. Butrym J., Cegła J.: Badania morfologii ziarn i struktury utworów klastycznych przy zastosowaniu profilów utrwalonych na taśmie przezroczystej (Application of Transparent Adhesive Tape in Analyses of Grain Morphology and Granulometric Analyses of Clastic Sediments). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XVII (1962), 3, Lublin 1964, ss. 99—115.
3. Cailleux A.: Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Geol. Fr., nouv. ser.*, 21, 1942, no. 46, ss. 1—176.
4. Dylkowa A.: Les dunes de la Pologne Centrale et leur importance pour la stratigraphie du Pleistocene tardif. Report of the Vith Intern. Congress on Quaternary, t. IV, Łódź 1964, ss. 67—80.
5. Friedberg W.: Kilka uwag w sprawie wydm niżu rzeszowskiego. *Kosmos*, t. XXXII, Lwów 1907, ss. 215—218.
6. Iwaniuk E.: Stosunki anemometryczne województwa rzeszowskiego (praca magisterska), Lublin 1962. Rękopis w Zakładzie Met. i Klimat. UMCS.
7. Kobendzina J.: Próba datowania wydm Puszczy Kampinowskiej (Attempt to Date Dunes in the Kampinos Primeval Forest). *Przegl. Geogr.*, t. XXXIII, z. 3, 1961, ss. 383—399.
8. Kozarski S., Tobolski K.: Wiek gleby kopalnej w wydmach w Pradolinie Noteci koło Czarnkowa (Age of Fossil Soil in Dunes of the Notec Ice Marginal Valley near Czarnków). *Badania Fizjogr. nad Polską Zach.*, t. XI, Poznań 1963, ss. 213—229.
9. Król T.: Wydmy okolic Zaklikowa (praca magisterska), Lublin 1964. Rękopis w Zakładzie Geografii Fizycznej UMCS.
10. Krygowski B.: Niektóre dane o piaskach wydm śródlądowych na terenie Polski (Quelques données sur les sables des dunes continentales). *Wydmy śródl. Polski*, cz. 1, Warszawa 1958, ss. 73—86.
11. Krygowski B.: Rozwój geomorfologiczny południowego Polesia w czwartorzędzie. *Zeszyty Nauk. Uniw. A. Mickiewicza w Poznaniu, Geografia*, nr 2, Poznań 1959, ss. 1—67.
12. Lencewicz S.: Wydmy śródlądowe Polski (Les dunes continentales de la Pologne). *Przegl. Geogr.*, t. II, Warszawa 1922, s. 12—51.
13. Łukaszew W. K.: Paleogeograficzeskije usłowija diunoobrazowanija w Polesie. *Dokł. AN Biełor. SSR*, 7, nr 5, 1963, ss. 334—338.
14. Maarleveld G. C.: Periglacial Phenomena in the Netherlands during Different Parts of Würmtime. *Biul. Perygl.*, t. 14, Łódź 1964, ss. 251—256.
15. Majdanowski S.: Zagadnienia klimatyczne obszarów wydmowych w świetle glacialnych i postglacialnych zmian ogólnej cyrkulacji atmosferycznej w Środkowej Europie (Les problèmes climatiques des périodes de dunes par rapport aux variations glaciaires et postglaciaires de la circulation atmosphérique générale dans l'Europe Centrale). *Wydmy śródl. Polski*, cz. I, Warszawa 1958, ss. 33—51.
16. Mamakowa K.: Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacie i holocenie (The Vegetation of the Basin of Sandomierz in the Late-Glacial and Holocene). *Acta Paleob.*, vol. III, nr 2, Kraków 1962.
17. Maruszczak H.: Wydmy Wyżyny Lubelskiej i obszarów sąsiednich. *Wydmy śródl. Polski*, cz. II, Warszawa 1958, ss. 61—79.

18. Maruszczak H., Wilgat T.: Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego (Le relief de la zone lisière du Roztocze Central). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. X (1955), 1, Lublin 1956, ss. 1—107.
19. Morawski J.: Metoda badania morfologii ziarn piasku za pomocą powiększalnika fotograficznego (Morphological Analysis of Sand Grains by a Photographic Enlarger). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. X (1955), 4, Lublin 1956, ss. 199—221.
20. Pernarowski L.: O procesie sortowania piasków eolicznych na przykładzie wydym okolic Rzędzowa (Notes on Sorting of Aelian Sands). Czas. Geogr., t. XXX, z. 1, 1959, ss. 33—60.
21. Petelin W. P.: Uskoriennyj sposob opriedielenija miedian i kwartilej. Biul. Mosk. Obszcz. Isp. Prirody, otd. gieolog., t. XXXI, z. 1, Moskwa 1956, ss. 95—97.
22. Poser H.: Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnedünen. Erdkunde, t. IV, 1950, ss. 81—88.
23. Potocki J.: Archeologiczne badania powierzchniowe nad dolnym Sanem na odcinku od Jarosławia do Sandomierza (Archeological Field Researches along the Lower San in the Region between Jarosław and Sandomierz). Sprawozd. Archeol., t. IV, ss. 168—179.
24. Pradzieje Rzeszowszczyzny. Popularnonaukowa Biblioteka Archeol. Pol. Tow. Arch., nr 10, Rzeszów—Warszawa 1963.
25. Racinowski R.: O granulometrii osadów klastycznych okolic Biłgoraja (Sur la granulométrie des dépôts clastiques des environs de Biłgoraj). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XIII (1958), 6, Lublin 1960, ss. 187—200.
26. Romer E.: Sprawozdanie z wycieczki do wydym niżowych z poglądem na ich powstanie (Quelques remarques sur les dunes fossiles de notre plaine diluviale). Kosmos, t. XXXI, Lwów 1906, s. 334—362.
27. Schoeneich K.: Próba klasyfikacji genetycznej wydym z okolic Warszawy (Attempt at Genetic Classification of Dune Forms in the Warsaw Region). Kwart. Geol., t. 3, 1959, z. 4, ss. 1051—1061.
28. Stankowski W.: Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów (Eolian Relief of North-West Poland on the Ground of Chosen Regions). Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Prace Komit. Geogr.-Geol., t. IV, z. 4, Poznań 1963.
29. Stankowski W.: Deflacja w Polsce północno-zachodniej w ujęciu chronologicznym (Deflation in North-Western Poland in its Chronological Aspect). Przegl. Geogr., t. XXXVI, z. 2, Warszawa 1964, ss. 327—332.
30. Trembaczowski J.: Próba wyjaśnienia pochodzenia piasków plaży i wydym w Puławach (Origin of Beach and Dune Sands in Puławy). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. III (1948), 4, Lublin 1949, ss. 67—78.
31. Wistelius A. B.: Morfometrija obłomocznych czastic. Trudy Labor. Aero-metodow, t. IX, 1960, ss. 135—202.
32. Wojtanowicz J.: Wydmy okolic Rudnika nad Sanem (praca magisterska), Lublin 1960. Rękopis w Zakładzie Geografii Fizycznej UMCS.

SPIS FOTOGRAFII

Fot. 1. Zalesie, piasek wydymowy z obszaru plejstocenijskiej terasy doliny Sanu (próbka nr 30). 0,5—1 mm.

Fot. 2. Groble, piasek wydymowy ze strefy brzeżnej Płaskowyżu Kolbuszowskiego (próbka nr 24). 0,5—1 mm.

Fot. 3. Warstwowanie nierównomiernie horyzontalne (z nachyleniem od 3—5°) równoległe (lekko faliste). — Leżajsk — ściana WE w piaskowni.

Fot. 4. Fragment odkrywki pokazanej na fot. 3. Grubość warstewek od 2—6 cm.

Fot. 5. Warstwowanie horyzontalne równoległe (Krzywdy).

Fot. 6. Przekrój poprzeczny podłużnego wału wydmowego (Stale).

Fot. 7. Podcinana przez Łęg wydma w Bojanowie (wysokość wydmy maksymalnie do 14 m, widoczny stok dystalny).

Дюны междуречья рек Сана и Ленга

Резюме

Исследованные дюны расположены на песчаной балтийской террасе долины Сана и на Кольбушовской возвышенности. Дюны совершенно отсутствуют на голоценовых террасах, которые к моменту регулирования Сана в начале XX столетия образовали его инундационную зону. Большое скопление дюн находится на плейстоценовой террасе, где встречаются не только одиночные формы, но и крупный комплекс дюн, один из самых больших в Сандомирской Котловине (рис. 1, 2). Главным фактором, тормозящим развитие дюнообразовательных процессов на плейстоценовой террасе, был высокий горизонт грунтовых вод, что связано с локально-мелким залеганием непроницаемого субстрата.

Можно выделить на исследуемой территории следующие генетические типы дюн: продольные валы, поперечные валы, дугообразные дюны (параболические нормальные дюны, обратные параболы, псевдопараболы), барханы, нерегулярные дюны, дюнные поля.

Самыми распространенными дюнами являются параболические нормальные дюны. Направления продольных осей параболических дюн указывают на ветры W и WNW (рис. 5 В, табл. I). Выделенный автором тип обратной параболы отличается от нормальной параболической дюны тем, что её рога направлены против ветра, в данном случае более или менее на восток. Эта форма была обусловлена существованием какого-либо препятствия, которым могли быть: открытая поверхность воды (небольшое озеро), сильно подмокший грунт, кучки растительности, препятствие морфологического характера. Проксимальные склоны (западные) пологи, восточные склоны круты. Морфометрические показатели такие же, как и у нормальных параболических дюн. Другим генетическим типом является псевдопарабола, напоминающая по своей форме нормальную или обратную параболу. Она образуется в результате соединения краев дюнных валов под определенным углом. Отличающейся чертой псевдопарабол является отсутствие правил асимметрии склонов; невозмож-

но установление здесь общих для всей дюны проксимального и дистального склонов.

Барханы (рис. 4) расположены одиночно и связаны тоже с западными ветрами. Эти формы имеют такой же возраст, как и параболические дюны. Поперечные валы образовались в иных аэродинамических условиях — при участии ветров SW и WSW. Автор связывает поперечные валы с младшей дюнообразовательной фазой.

Дюнообразовательные ветры были очень умеренными ветрами. Их средняя скорость в главной дюнообразовательной фазе была 3,6—6,3 м/сек, следовательно немного больше современных ветров Сандомирской Котловины, где средняя годовая скорость для направления W составляет 3,9 м/сек (рис. 5 А).

Автором был проведен цикл гранулометрических исследований (45 проб песка, в том числе 31 проба дюнного песка), в состав которого вошли анализ механического состава (табл. II, III, рис. 6), а также анализ окатанности и матовости (табл. IV, V, рис. 7, 8). Обработка зерен определялась по фотографическому методу Я. Моравского (19).

В результате исследований была обнаружена высокая степень рассортирования ($S_o = 1,48$) и обработки (76% окатанных зерен) дюнных песков, что не может быть эффектом только последнего дюнообразовательного цикла, а является заслугой полигенного характера и старого типа песков, образовавших дюны. Эти пески были очень хорошо обработаны уже перед последними эолическими дюнообразовательными циклами. Установлена тесная связь в механическом составе и обработке между дюнными песками и песками субстрата. Это указывает на автохтонный источник материала и на короткое его транспортирование. Можно предположить, что последний дюнообразовательный цикл, благодаря которому получены современные формы, не выделялся обработкой зерен. Не установлено больших различий между дюнными песками и неэоловыми песками плейстоценовой террасы.

Возраст дюн (табл. VI). Автор попытался представить историю развития дюн в Сандомирской Котловине, опираясь на палеоботаническую работу К. Мамковой (16) и археологические работы (23, 24), а также на основании собственных геоморфологических исследований. Дюны возникли на переломе плейстоцена и голоцена. Можно выделить две следующие фазы: главная дюнообразовательная фаза — в период от старшего дриаса (включительно) до Аллерода с ветрами W и WNW (формирование параболических дюн) и младшая дюнообразовательная фаза — в периодах младшего дриаса и в пребореальном с ветрами SW и WSW. В этой фазе произошло преобра-

зование параболических дюн и формирование дюнных валов. В нижней части голоцена происходит образование ископаемых почв на дюнах; верхняя же часть голоцена характеризуется как послепалеолитическая (субатлантическая) фаза выветривания, вызванная хозяйственной деятельностью человека. Этот двухфазный дюнообразовательный цикл длился не слишком долго, в итоге около 7 тысяч лет.

СПИСОК ИЛЛЮСТРАЦИЙ

Рис. 1. Дюны междуречья Сана и Ленга.

Рис. 2. Отрезок площади плейстоценовой террасы (между селом Бурдзе и городом Розвадов) с наибольшей густотой дюн на междуречьи.

Рис. 3. Поперечный профиль двух параболических дюн в дюнном комплексе северной части террасы.

Рис. 4. Дюна с чертами бархана.

Рис. 5. А — роза направлений и скоростей ветров в Сандомирской котловине. Средние данные трёх станций: Мельца, Лежайска и Ниска по Е. Иванову (6). Длина отрезка под рисунком означает: а — 10% частоты отдельных направлений ветров, б — 10% случаев отсутствия ветра (величина г для круга), в — скорость ветров в отдельных направлениях 4 м/сек. (Скорости ветров представлены в виде направленного многоугольника, зачерченного штриховой линией).

В — Диаграмма направлений продольных осей параболических дюн в междуречье Сана и Ленга.

Рис. 6. Кумулятивные кривые песков (по полулогаритмической шкале): 1 — дюны междуречья Сана и Ленга, 2 — песок из поверхности плейстоценовой террасы (непроеванный), 3 — песок из русла Сана (проба № 34).

Рис. 7. Окатанность зерен кварцевого песка дюн и реки; I — окатанные зерна, II — частично окатанные зерна, III — острогранные зерна; R — речные пески: 1 — песок из русла Сана (проба № 34), 2 — песок поверхности плейстоценовой террасы (незолый), E — дюнные пески: 3 — дюны плейстоценовой террасы долины Сана, 4 — дюны Кольбушовской возвышенности, 5 — дюны междуречья Сана и Ленга.

Рис. 8. Матовость окатанных зерен дюнных и речных песков; I — зерна матовые, II — зерна частично матовые, III — зерна блестящие. Другие обозначения что и на рис. 7.

Фото 1. Залесе, золотистый песок из плейстоценовой террасы долины Сана (проба № 30). 0,5—1 мм.

Фото 2. Гробле, золотистый песок из береговой зоны (периферии) Кольбушовской возвышенности (проба № 24). 0,5—1 мм.

Фото 3. Слоистость неравномерно горизонтальная (с наклоном до 3—5°) параллельная, легко волнистая (Лежайск — стена В—З песчаного карьера).

Фото 4. Фрагмент обнажения показанного на фот. 3. Толщина слоев 2—6 см.

Фото 5. Слоистость горизонтальная параллельная (Кживды).

Фото 6. Поперечный разрез продольного дюнного вала (Стале).

Фото 7. Подмываемая рекой Ленгом дюна в Боянове (высота дюны макс. до 14 м, видный дистальный склон).

Табл. I. Процентное участие отдельных направлений продолговатых осей параболических дюн (данные на 107 дюн, в %).

Табл. II. Механический состав, средний размер зерен (Md) и коэффициент рассортировки. (So).

Табл. III. Обработка зерен кварца.

Табл. IV. Средние величины зерен песков междуречья Сана и Ленга.

Табл. V. Средние величины обработки песков междуречья Сана и Ленга.

Табл. VI. Возможное развитие дюнообразовательных фаз на основе сукцессии растительности и климатических изменений Сандомирской котловины.

The Dunes of the Area between the San and Łęg Rivers

Summary

In the area examined (about 926 sq. km.), dunes occur on the Baltic sandy terrace of the San valley and on the Kolbuszowa Plateau. They are entirely absent on the Holocene terraces which had formed the San inundation basin until the river was regulated in the early years of the twentieth century. A larger concentration of dunes is found on the Pleistocene terrace where there occur not only isolated forms but also a large dune system, one of the largest in the Sandomierz depression (Figs. 1, 2). High level of ground water, a consequence of locally shallow-lying impermeable substratum, appears to have been the main factor hampering the process of dune formation on the Pleistocene terrace.

The examined area presents the following genetic dune types: longitudinal ridges, transverse ridges, crescents (normal, inverted and pseudo-parabolas), barchans, irregular dunes, dune fields.

The predominant type is that of normal parabolas. The directions of their axes show the action of W and WNW winds (Fig. 5 B, Table 1). The inverted parabola type, distinguished by the author, differs from the preceding one in that it has its arms turned leeward, i. e. more or less eastwards. The shape must have been forced upon by the existence of such natural obstacles as open water expanse (lake), damp ground, vegetable tufts and relief. The proximal (western) slopes are mild, the eastern ones are steep. The morphological indexes of the inverted type are also the same as those of normal parabolic dunes. The pseudo-parabola dune represents a distinct genetic type though it resembles in shape normal or inverted parabolas. Pseudo-parabolas are formed by two dune ridges joining at a certain angle. Their characteristic feature is the lack of symmetry of the sides. Hence distal and proximal slopes, common for the whole dune, cannot be determined in this type of forms. The barchans (Fig. 4) occur individually and are connected with westerly winds. They date from the same epoch as parabolic dunes. Transverse

ridges point to different aerodynamic conditions, i. e. to winds blowing from SW and WSW. The author believes these ridges to belong to a later dune-forming phase.

The winds that shaped the dunes were very moderate; in the main phase of dune formation their average velocity did not exceed 3.6 to 6.3 m/sec, it is a little more than the velocity of the winds prevailing nowadays in the Sandomierz Basin where the yearly average speed of westerly winds is 3.9 m/sec. (Fig. 5 A).

Granulometric investigations carried out by the author (45 samples including 31 of dune sand) comprised the analysis of mechanical composition (Tables 2 and 3; Fig. 6) and that of rounding and dullness of grains (Tables 4 and 6; Figs. 7 and 8). The rounding of the grains was measured by J. M o r a w s k i's photographic method (19). The investigations revealed a high degree of sorting ($S_o = 1.48$) and rounding (76% of rounded grains) of dune sands, which cannot be put to the last dune-forming cycle only. The polygenetic character of „senile” type of the sands which served to form the dunes played an essential part to that effect. The sands had already been perfectly rounded before the last dune-forming cycle began. As to mechanical composition and rounding a close relation was observed between dune sands and those of the substratum. This suggests a local source of dune material and a short distance transport. It might even be assumed that the last dune-forming cycle, responsible for the present shape of the dunes, had no major effect on the abrasion of grains. No significant differences were found between dune sands and those of the Pleistocene terrace.

Age of dunes (Table 6). The author has based his historical outline of the development of dunes in the Sandomierz Basin on K. M a m a k o w a's paleobotanic study (16), various archeological works (23, 24) and his own geomorphological investigations.

The dunes originated in the transition from the Pleistocene to the Holocene. Two phases marked the process of their formation: the main phase lasting from the earliest Dryas up to the Alleröd with prevailing westerly and WNW winds (formation of parabolic dunes), and the other phase which continued throughout the later Dryas and Preboreal periods with winds from SW and WSW (reshaping of parabolic dunes and formation of ridge dunes). The formation of fossil soils on the dunes took place in the lower Holocene, while the post-atlantic (subatlantic) phase of dispersion, caused by the agricultural activity of man, is characteristic of the upper Holocene. The whole two-phase cycle of dune formation lasted about seven thousand years.

Phot 1. Zalesie, dune sand from the Pleistocene terrace of the San valley (sample 30). 0.5—1 mm.

Phot 2. Groble, dune sand from the margin of the Kolbuszowski Plateau (sample 24). 0.5—1 mm.

Phot. 3. Unequally horizontal strata (3—5° inclination), parallel (slightly undulated). Leżajsk — WE wall of sandpit.

Phot. 4. Fragment of outcrop shown in Photo 3. The strata are 2—6 cm. in thickness.

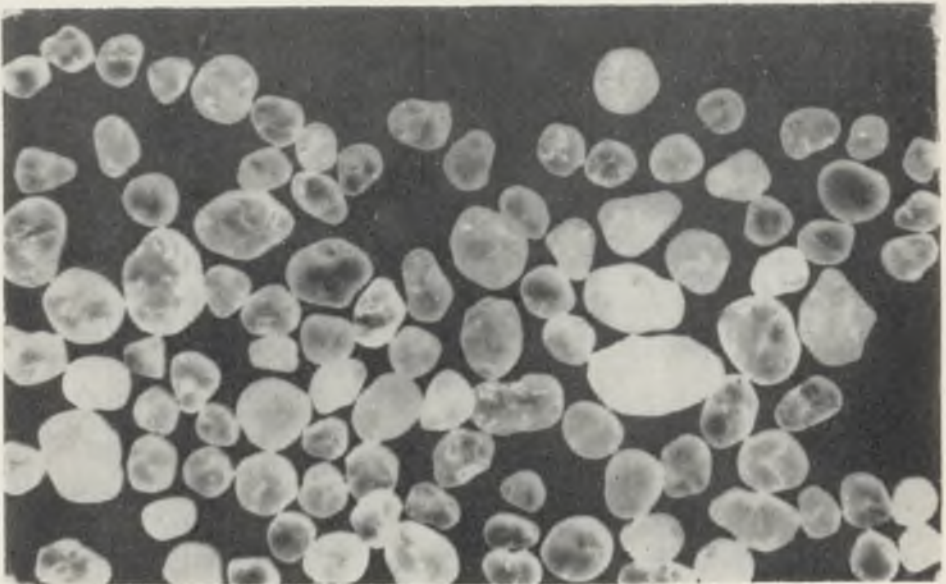
Phot. 5. The horizontal strata, parallel (Krzywdy):

Phot. 6. Cross section of longitudinal dune ridge (Stale).

Phot. 7. Dune at Bojanów undercut by the river Łęg (height: 14 m. at top, distal slope visible).



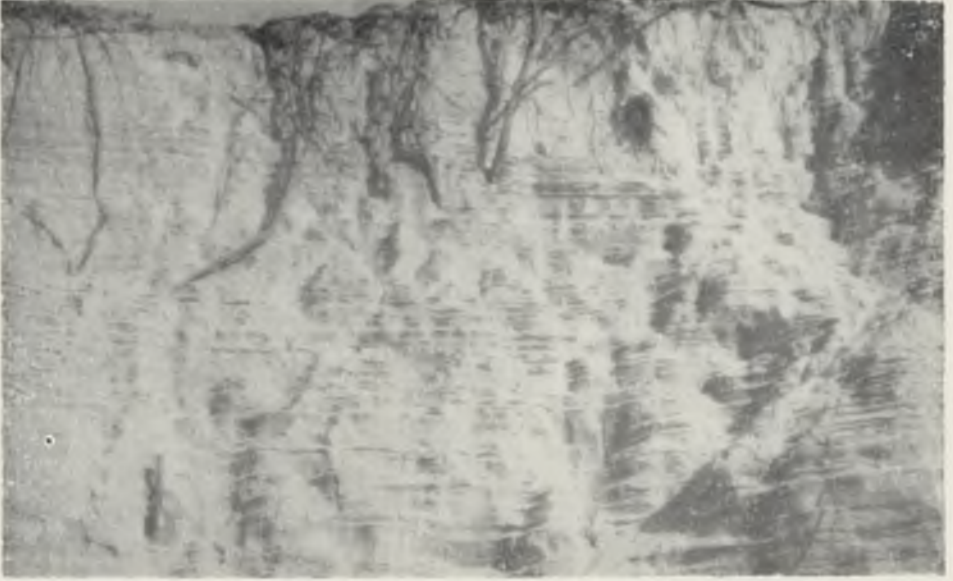
Fot. 1



Fot. 2

Józef Wojtanowicz

Fot. autor



Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6



Fot. 7

Józef Wojtanowicz

Fot. autor