

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. XXVII, 1

SECTIO B

1972

Z Zakładu Geografii Fizycznej Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie

Józef WOJTANOWICZ

Rzeźba eoliczna na północnym przedpolu Płaskowyżu Kolbuszowskiego

Золыый рельеф северной окраины Кольбушовской возвышенности

Aeolian Relief in the Northern Foreland of the Kolbuszów Plateau

WSTĘP

Na przedpolu Płaskowyżu Kolbuszowskiego od zachodu, północy i wschodu rozciąga się rozległa równina piaszczysta typu równiny proluwialnej, która w kierunku dolin przechodzi w terasę plejstoczeńską. Równina ta zbudowana jest z osadów wynoszonych z płaskowyżu przez rzeki (powstawanie stożków napływowych na przedpolu) oraz z osadów deluwialnych. Początek akumulacji równiny należy odnieść jeszcze do zlodowacenia środkowopolskiego, ale ostateczne jej uformowanie nastąpiło w okresie zlodowacenia bałtyckiego. Duże nasilenie procesów zachodzących w tym okresie na stokach płaskowyżów (wietrzenie w warunkach peryglacialnych, soliflukcja) sprawia, że do dolin spływała duża masa materiału, przewyższająca zdolności transportowe rzek. W wyniku tej nadmiernej dostawy materiału zboczowego następuje wypełnianie dolin wewnątrz płaskowyżu oraz tworzenie się równin akumulacyjnych, na które składają się również stożki napływowe. Przykładem jest duży stożek rzeki Łęgu, która po wyjściu z płaskowyżu płynęła w okresie zlodowacenia bałtyckiego w kierunku NE i wpadała do Sanu koło Niska. W takim ujęciu jak przedstawiono wyżej to co nazywać będziemy dla uproszczenia równiną proluwialną, ma genezę złożoną, w jej powstawaniu uczestniczyły różne procesy.

Równina proluwialna oraz szerokie równiny piaszczyste teras plejstoczeńskich rzek Wisły i Sanu są bardzo silnie zwydmione, tworząc jeden z największych na Nizinie Sandomierskiej obszarów wydmowych. Na przedpolu Płaskowyżu Kolbuszowskiego można wydzielić dwa główne obszary o szczególnie dużym zagęszczeniu wydm. Jeden z nich znajduje

się po stronie zachodniej płaskowyżu, na E od Mielca. Zespół wydmowy występuje tam na równinie terasowo-proluwialnej. i wkracza od zachodu na obszar płaskowyżu. Drugi zespół, większy, występuje po północnej stronie płaskowyżu i jest przedmiotem niniejszego opracowania. Stwierdzono tu istnienie interesującej — zdaniem autora — rzeźby eolicznej: deflacyjnej i akumulacyjnej (wydmowej), której analiza pozwoliła na wyciągnięcie pewnych wniosków natury paleogeograficznej oraz na omówienie szeregu podstawowych problemów wydmowych.

RZEŻBA EOLICZNA DEFLACYJNO-AKUMULACYJNA RÓWNINY PROLUWIALNEJ

Równina proluwialna tworzy powierzchnię równomiernie nachyloną, opadającą na zewnątrz. gdzie przechodzi w terasę plejstocенską doliny Wisły lub Sanu. Równina ta najlepiej rozwinięta jest właśnie po północnej stronie płaskowyżu, gdzie jej szerokość na linii ujścia Łęgu dochodzi do 20 km. Ma ona w tej części kształt i charakter olbrzymiego stożka napływowego Łęgu. Podstawa tego stożka przylega do płaskowyżu na wysokości 185—190 m n.p.m., a w części zewnętrznej opada do wysokości 160 m n.p.m. Granica między równiną proluwialną a terasą plejstocенską jest zwykle bardzo łagodna, trudna do prześledzenia. Wyjątek stanowi zachodni odcinek w badanym obszarze, gdzie granica ta ma charakter jakby stopnia o wysokości 10 m. Równina proluwialna zbudowana jest z piasków o miąższości od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów.

Na równinie tej po obu stronach Łęgu na odcinku Dęba — Rozwadów zalega jeden z największych i najbardziej zwartych kompleksów wydmowych Niziny Sandomierskiej (ryc. 1). Kompleks wydmowy Dęba — Rozwadów rozciąga się pasem o szerokości od 3 do 8 km, a długości ok. 28 km i ma ogólny kierunek SW-NE. W przedłużeniu południowo-zachodnim pasa wydm, między miejscowościami Dęba i Durdy, na tej samej powierzchni piaszczystej znajduje się obszar nie zwydmiony, ale wykazujący cechy przewiania eolicznego, o czym świadczyć by mogła obecność na powierzchni bruku deflacyjnego.

Omawiany kompleks wydmowy dzieli się na trzy odrębne zespoły wydmowe: zespół południowo-zachodni, pomiędzy rzeczkami Dębą (na zachodzie) i Żupawką; zespół środkowy, pomiędzy Żupawką i Łęgiem, oraz zespół północno-wschodni, na E od Łęgu. Zespoły te oddzielone są od siebie wąskimi obniżeniami dolinnymi, wolnymi od wydm.

Największe zainteresowanie wzbudza zespół południowo-zachodni. Zajmuje on największą z całego kompleksu część równiny proluwialnej (stożka napływowego Łęgu). Równina ta ma charakter klina zwróconego ku zachodowi, jej szerokość koło Dęby w części zachodniej zespołu wynosi ok. 3 km, a na krańcach wschodnich już ok. 11 km. Wraz z po-

wierzchnią równiny rozszerza się ku wschodowi zespół wydmy, osiągając maksymalną szerokość 6 km, przy ogólnej długości ok. 11 km. Zespół wydmy nie zajmuje całej szerokości równiny. Od południa pozostaje wąska (ok. 1 km szer.), przylegająca bezpośrednio do krawędzi płaskowyżu, strefa w zasadzie nie zwydmiona, ewentualnie zajęta przez pojedyncze wydmy. Ponad tą strefą wznosi się od południa, stromym stokiem na wysokość 15—20 m, podłużny garb płaskowyżu, którego wierzchowina ma wysokość 205—215 m n.p.m. Garb zbudowany jest z glin morenowych zalegających na łałach krakowieckich. Na powierzchni występują piaski akumulacji lodowcowej z głazami. Na stoku i u jego podnóża znajdują się liczne wysięki i wypływy, niekiedy formowane w strugi, które następnie w większości zanikają w przyległej równinie piaszczystej. Powoduje to podmokłość, a nawet lokalne zabagnienie pewnego pasa tej równiny, pokrywającej się właśnie ze strefą nie zwydmioną. Działalność eoliczna na szerszą skalę rozwinęła się więc w niższych partiach pochyłej powierzchni równiny, poczynając od poziomicy ok. 180 m, a kończąc na poziomicy ok. 160 m n.p.m. Ta ostatnia jest jednocześnie granicą zasięgu równiny proluwialnej. Zespół wydmy nie przekracza tej granicy. Od północnego zachodu przylega poziom terasy plejstocen-skiej, niższy o ok. 10 m od równiny proluwialnej. Pas tej terasy o szerokości ok. 5 km, rozciągający się równolegle do kompleksu wydmy i do niego przylegający, jest obszarem podmokłym i zabagnionym. Występują w nim nieliczne i niskie „zatopione” pagóry wydmy.

Istnienie omawianego zespołu wydmy i jego zasięg przestrzenny uwarunkowane są więc ściśle przez czynnik hydrogeologiczny. Z rozważań powyższych pośrednio wynika wniosek, że w okresie wydmyotwórczym istniały już główne elementy morfologiczne obszaru, oraz że istniał podobny do współczesnego układ stosunków hydrograficznych. Po obu stronach obszaru podlegającego zwydmieniu istniały równiny — wyższa od południa, niższa od północy, które ze względu na stosunki wodne (prawdopodobnie lokalne podmokłości i wilgotność piasków) miały o wiele mniej sprzyjające warunki dla działalności eolicznej. Istnienie jednak na tych równinach wydmy i ich zatopienie w osadach holocen-skich dowodzi, że poziom wody w okresach wydmyotwórczych był niższy niż obecnie.

Wgląd w budowę geologiczną obszaru dają wiercenia wykonane w Dębie, usytuowane na zachodniej granicy zespołu. Jeden z otworów wiertniczych wykonany w r. 1938 w Nowej Dębie dla ujęcia wody w południowej części równiny proluwialnej, części graniczącej z płaskowyżem, wykazuje następujący profil (uproszczony):

- 0,0— 0,8 m — piasek drobnoziarnisty ze żwirkiem ϕ 1—3 cm;
- Q 0,8— 1,8 m — piasek drobnoziarnisty;
- 1,8— 4,5 m — piasek drobnoziarnisty z glazikami ϕ 1—3 cm;



- | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| | | | | | |

- 4,5—11,8 m — piasek różnoziarnisty z domieszką żwiru;
 11,8—15,0 m — głaziki ϕ 2—15 cm;
 T 15,0—18,0 m — ił plastyczny — miocen.

Drugi otwór usytuowany jest na północnych peryferiach równiny proluwialnej i stwierdza się w nim prawie dwukrotnie większą miąższość czwartorzędu:

- 0,0— 4,1 m — piasek drobnoziarnisty, jasnoszary;
 4,1— 7,8 m — piasek średnioziarnisty z domieszką żwiru;
 Q 7,8—16,0 m — piasek gruboziarnisty z domieszką żwiru;
 16,0—21,0 m — piasek drobnoziarnisty;
 21,0—29,0 m — seria grubych żwirów z otoczakami;
 T 29,0—32,0 m — ił szary plastyczny — miocen;

Cała strefa równiny proluwialnej, poza omówionym wyżej wąskim pasem przylegającym bezpośrednio do płaskowyżu, ma bardzo wyraźne cechy powierzchni deflacyjnej. Wskazuje na to szczegółowe zdjęcie hipsometryczne i geomorfologiczne fragmentu równiny proluwialnej (ryc. 2, 3). Równina usiana jest drobnymi formami zagłębień deflacyjnych i odpowiadających im rozmiarami ostańców deflacyjnych. Średnica tych form, najczęściej o kształcie elipsy, wynosi kilkadziesiąt metrów, rzadko dochodząc do 100 m; głębokość — najczęściej ok. 0,5 m (do 1,0 m). O charakterze deflacyjnym świadczy obecność na powierzchni bruczku deflacyjnego i wzbogacenie w drobny żwirek warstwy stropowej (do głęb. 1 m) osadu. Piaski stropowe do głębokości ok. 0,5 m (do 1,0 m) mają charakter piasku zeolizowanego (cecha widoczna w uziarnieniu i w obróbce piasków).

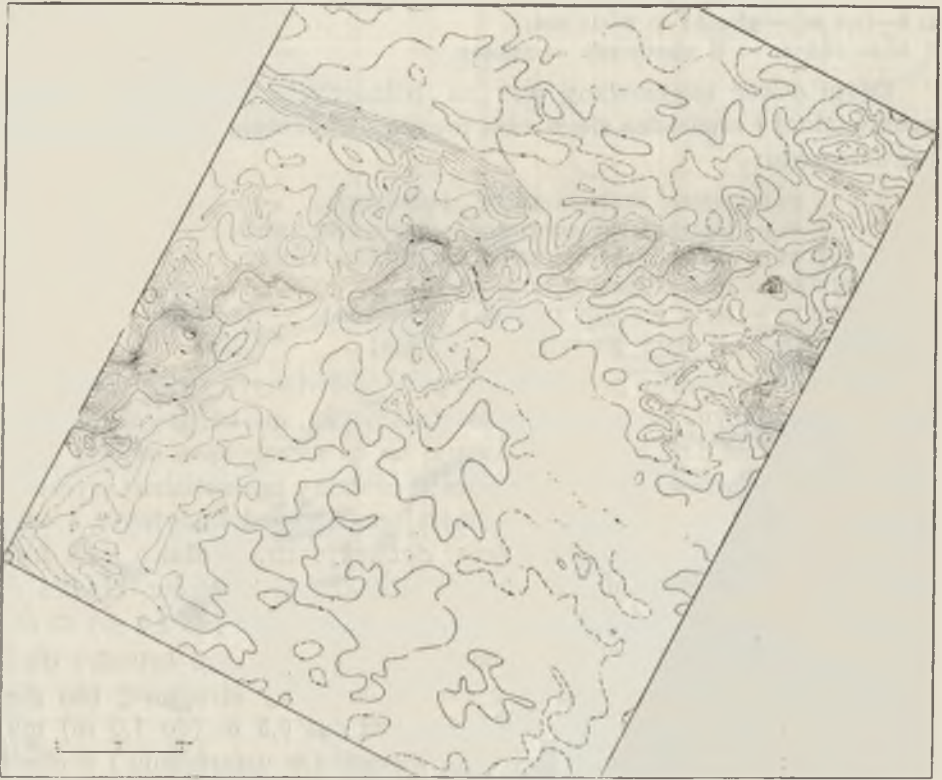
Równina proluwialna ze względu na swój charakter rzeźby jest na dużych obszarach terenem bezodpływowym.

Zespół Dęba—Żupawka (ryc. 4, 5) podzielić można na dwie części — północno-wschodnią i południowo-zachodnią. Obie części tworzą odmienne systemy wydmowe związane z różnymi kierunkami wiatrów. Są to jednocześnie systemy pełne i zamknięte — w obu istnieją zachowane obszary deflacji i akumulacji.

Trzonem części północno-wschodniej jest poprzeczny wał wydmowy, mający ogólny kierunek południkowy i zamykający cały zespół od wschodu. Długość wału wzdłuż linii grzbietu wynosi 4 km, szerokość

Ryc. 1. Kompleks wydmowy na północnym przedpolu Płaskowyżu Kolbuszowskiego, w widłach Wisły i Sanu; 1 — wydmy, 2 — zagłębienia deflacyjne, 3 — dna dolin Wisły i Sanu, 4 — piaszczyste terasy plejstoceńskie, 5 — równina proluwialna, 6 — powierzchnia płaskowyżu

Dune complex in the northern foreland of Kolbuszów Plateau, between the Vistula nad San rivers; 1 — dunes, 2 — deflation depressions, 3 — bottom of the Vistula and San valleys, 4 — Pleistocene sandy terraces, 5 — proluwial plain, 6 — area of the plateau



Ryc. 2. Hipsometria fragmentu obszaru równiny proluwialnej z rzeźbą eoliczną — deflacyjno-akumulacyjną

Hypsometry of a fragment of the proluvial plain with aeolian deflation-accumulation relief

dochodzi do 500 m, a wysokość maksymalna — do 15 m. W części środkowej wał jest podwójny. Wały wykazują klasyczną asymetrię, stoki wschodnie są krótkie i strome (do 26°), stoki zachodnie łagodne i długie. Na stokach zachodnich „dołączone” są formy drugorzędne, nieregularne kopce, drobne wały podłużne i parabole. Tworzy to charakterystyczne zakole i wybrzuszenia w zarysie wydmy od strony proksymalnej.

Od strony zachodniej na wysokości środkowej części wału, przylegając do niego, znajduje się pole o cechach deflacyjnych. Występują tu liczne, płytkie zagłębienia (do 1 m głębokości) oraz podłużne, niskie (ok. 2—4 m) grzędy mające cechy ostańców wydmy.

Analiza morfologiczna układu pola deflacyjne — wał wydmy wskazuje niedwuznacznie na wiatry z kierunku WNW (azymut 295°). Z tym samym kierunkiem wiatru związane są wydmy nie łączące się ściśle z omawianym zespołem, a występujące po jego południowo-wschodniej



Ryc. 3. Szkic geomorfologiczny obszaru jak na ryc. 2; 1 — zagłębienia deflacyjne, 2 — ostańce deflacyjne i ostańce wydmore, 3 — wydmy, 4 — równina proluwialna
 Geomorphological sketch of the area as in Fig. 2; 1 — deflation depressions, 2 — deflation and dune residuals, 3 — dunes, 4 — proluvial plain

i południowej stronie. Są to pojedyncze wydmy paraboliczne bądź niskie, niewielkich rozmiarów wały wydmore.

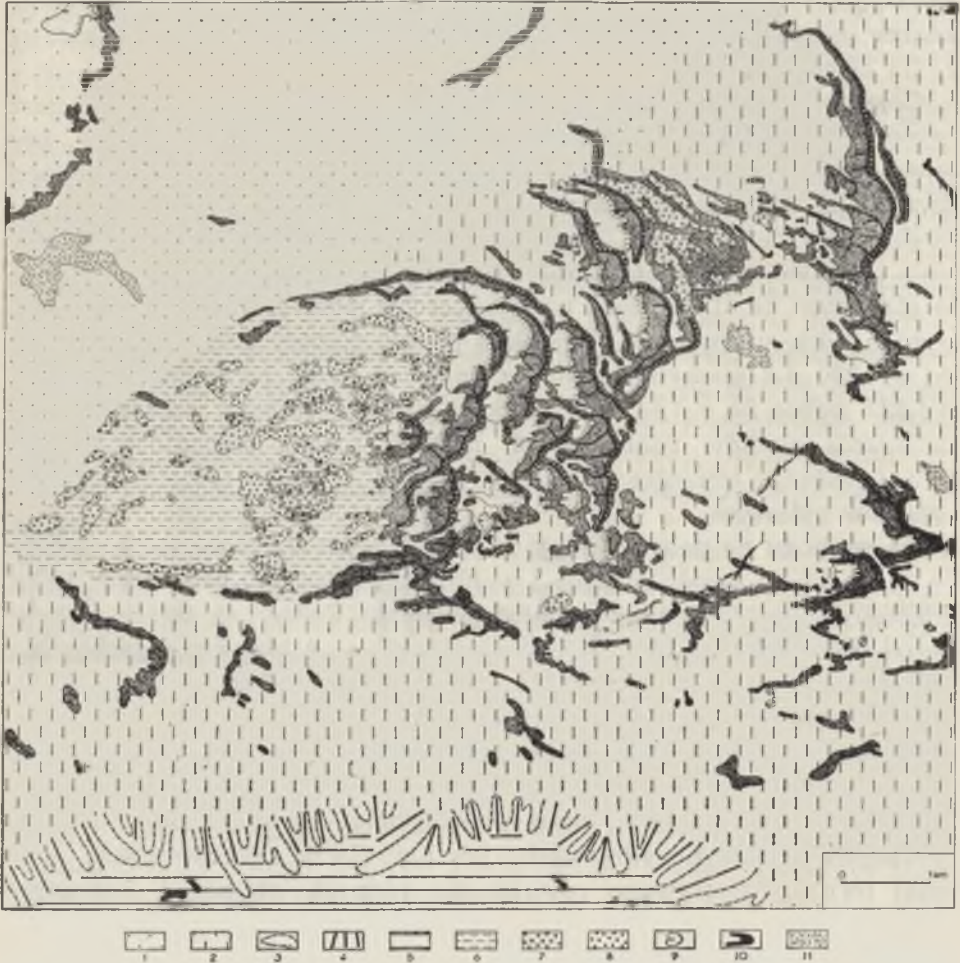
Południowo-zachodnia część zespołu, znacznie większa, tworzy bardzo zwarty, zamknięty układ, składający się z pola deflacyjnego od zachodu i pola akumulacyjnego od wschodu. Ta część zespołu związana jest z przeważającymi wiatrami zachodnimi (azymut 270°) o kilkunastostopniowych wahaniach ku N i S. Cały układ ma kształt elipsy, której oś dłuższa, o kierunku ENE—WSW, wynosi 8 km, a oś krótsza — 3,5 km. Pole deflacyjne tworzy oddzielną i szczególnie regularną elipsę — wpisaną w poprzednią — z punktem styczonym w SW części zespołu. Wymiary pola deflacyjnego są następujące: długość osi dłuższej — 5 km, długość osi krótszej — 3 km. Charakteryzuje się ono chaotyczną, ale względnie urozmaiconą rzeźbą. Na powierzchni równiny o wysokości 165—175 m n.p.m., nachylonej ku NW, istnieją liczne, zamknięte za-



Ryc. 4. Hipsometria południowo-zachodniej części kompleksu
Hypsometry of the south-western part of the complex

głębienia do 2,5 m głębokości; przeważają płytkie — 0,5—1 m głębokości. Gdyby osie dłuższe podłużnych zagłębień wykorzystać dla rekonstrukcji wiatrów wydmotwórczych, wskazywałyby na kierunki w sektorze NW—SW. Jedno z większych i bardziej regularnych zagłębień, zorientowane SW—NE, ma wymiary: długość — ok. 500 m, szerokość — ok. 250 m. Formy obniżen można zaklasyfikować jako wanny, misy i bruzdy deflacyjne. Bardziej typowy charakter deflacyjny wydaje się mieć zachodnia część elipsy, gdzie można mówić o polu zagłębień deflacyjnych względnie o równinie deflacyjnej.

Teren pola deflacyjnego jest terenem suchym w sensie hydrograficznym. Znajduje się on o ok. 15—20 m ponad obniżeniem terasy plejstocenijskiej.



Ryc. 5. Szkic geomorfologiczny południowo-zachodniej części kompleksu; 1 — terasa plejstocenińska, 2 — równina proluwialna, 3 — dolinki denudacyjne, 4 — stok płaskowyżu, 5 — powierzchnia wierzchowinowa płaskowyżu, 6 — równina deflacyjna, 7 — zagłębienia deflacyjne (typ: wanny, bruzdy), 8 — ostańce deflacyjne i ostańce wydmore, 9 — niecki deflacyjne towarzyszące wydmom, 10 — wydmy, 11 — pola wydmore (nieregularne pagóry wydmore)

Geomorphological sketch of the southwestern part of the complex; 1 — Pleistocene terrace, 2 — proluvial plain, 3 — small denudation valleys, 4 — slope of plateau, 5 — surface of plateau, 6 — deflation plain, 7 — deflation depressions (type: basins, furrows), 8 — deflation and dune residuals, 9 — deflation besins accompanying the dunes, 10 — dunes, 11 — dune fields (irregular dune hills)

Oprócz zagłębień występują ostańce deflacyjne, ostańce wydmore oraz pagórki nawiania. Liczebność i wysokość form pozytywnych wzrasta ku wschodowi. Ich wysokość dochodzi do 5 m, ale najczęściej nie prze-

kracząc one wartości 2—3 m. Są to więc formy niskie, poza tym nieregularne, nie wykazujące nawet śladów charakterystycznej dla większości wydm asymetrii zboczy.

Cała powierzchnia elipsy — wielkiego pola deflacyjnego pokryta jest żwirkiem o średnicy najczęściej 0,5—1,0 mm (max. do 2—5 mm), będącym genetycznie bruczkiem deflacyjnym. Bruczek ten stwierdzono również na wszystkich prawie formach wypukłych występujących w obrębie pola deflacyjnego, co potwierdza ich charakter deflacyjny. Badania granulometryczne wykazały, że piasek występujący na powierzchni do głębokości ok. 1,5 m nosi wyraźne cechy przewiania eolicznego. Jest to mianowicie w stosunku do podłoża piasek grubszy ($Md = 0,360$ wobec $Md = 0,270$ dla piasków podłoża) i znacznie lepiej wysortowany ($So = 1,223$ wobec $So = 1,442$ dla piasków podłoża). Wzrost wskaźnika wysortowania piasków pokrywowych nastąpił przede wszystkim w wyniku wyraźnego zmniejszenia udziału frakcji najdrobniejszych — pyłów i piasków pylastych.

Od wschodu do pola deflacyjnego przylega strefa akumulacji. Składa się ona z wydm parabolicznych i wałów poprzecznych, tworzących kilka połączonych ze sobą ciągów południkowych. Formy są świeże, wysokie od kilkunastu do 20 m („Wysoka Góra”) — z klasycznie zachowaną asymetrią zboczy. Od zachodniej strony, bezpośrednio przylegając do wydm, występują pojedyncze niecki deflacyjne.

Zespół wydmowy Dęba — Żupawka wykazuje wielką prawidłowość i konsekwencję rzeźby wydmowej. Występowanie odpowiadających sobie pól deflacji i akumulacji (zasady zachowanej w odniesieniu zarówno do dużych zespołów wydmowych, jak i do form elementarnych), kierunki form (rozpatrywane również dla różnych wielkości), asymetria tam, gdzie być powinna lub jej usprawiedliwiony brak — wszystko to niezbicie dowodzi kierunków wiatrów wydmotwórczych. Były to ogólnie rzecz biorąc wiatry zachodnie. Przeszły one jednak pewną ewolucję od wiatrów WNW poprzez W do WSW. Wydmę części wschodniej zespołu byłyby więc starsze od wydm części zachodniej. Obiektywnie przyznać trzeba, że jeśli chodzi o zagadnienie samej zmienności kierunków wiatrów, to powyższa analiza nie daje w pełni przekonujących, bezpośrednich dowodów. Nie ma również kontrargumentów, które by nasuwały wątpliwości w stosunku do powszechnie przyjmowanej w Polsce i w zachodniej Europie zasady o zmienności kierunków wiatrów wydmotwórczych w późnym glacie z N do S (A. Dylikowa, 1964; G. C. Maarleveld, 1960).

Opisana tu rzeźba deflacyjna powstała jednocześnie z wydmami w jednym pełnym morfologicznym cyklu eolicznym. Ten typ powiązań procesów deflacji i akumulacji można by nazwać normalnym mo-

nocyklicznym. Zwrócić należy uwagę, że podobną rzeźbę deflacyjną wśród obszarów wydm śródlądowych Polski opisał dotąd tylko W. Stankowski (1963) z zachodniej części międzyrzecza Warty i Noteci.

Rzeźba deflacyjna jest powszechna w obszarach wydmowych Węgier. Znana jest z Nyirségu w NE części Węgier (Z. Borsy, 1961) oraz z międzyrzecza Dunaju i Cisy. Charakterystyczne dla obszarów węgierskich są wąskie i długie, równoległe do siebie bruzdy wietrzne (niem. Windfurchen, ang. Wind-furrows).

Jeśli już wspomniano o stosunku rzeźby deflacyjnej do akumulacyjnej, to wydaje się właściwe wskazać w tym miejscu na inny jeszcze typ powiązań — na istnienie na Nizinie Sandomierskiej zagłębień deflacyjnych starszych od wydm. Przykładem takiego zagłębienia jest Bagno Imielty Ług, a także bagna położone na SW od poprzedniego, między Madejami i Dębowcem oraz między Radziczynem i Lipowcem (ryc. 6). Wydmę występują wewnątrz tych zagłębień względnie otaczają je od zachodu, naśladując kształt zagłębień. Ten fakt w połączeniu z analizą asymetrii zboczy wydm wskazuje w każdym przypadku na wiatry wydmotwórcze z sektora zachodniego. Zagłębienia stanowiły w pewnym okresie przeszkodę na drodze pochodzenia wydm. Spowodowało to powstanie parabol odwróconych, wydm złożonych i innych form o wymuszonych kształtach (J. Wojtanowicz, 1971). Na rzecz eolicznej genezy zagłębień przemawiałby obok innych ewentualnie i ten fakt, że dna zagłębień, wypełnionych holoceniowymi torfami (K. Mamoła, 1962), zbudowane są z piasków. W spągu torfów a na piaskach występuje jeszcze miejscami gytia o miąższości 0,25—0,5 m. Na genezę eoliczną wskazuje także kształt zagłębień, najczęściej okrągły lub owalny, wydłużony w kierunku równoleżnikowym.

Duże zagłębienia deflacyjne, tworzące z wydmami powiązania złożone polichronologiczne dokumentują najstarszą zachowaną fazę działalności wydmotwórczej na Nizinie Sandomierskiej. Być może, z fazą tą wiązać należy także niektóre równoleżnikowe wały o charakterze ostańców deflacyjnych, występujące w zespole wydm wokół Bagna Imielty Ług. Wiek owej najstarszej fazy można datować na pełnię glacjału lub nawet na okres przedglacjalny (przedpaudorfski) zlodowacenia bałtyckiego, kiedy to panował klimat chłodny i suchy, o przewadze cech kontynentalnych.

Zespół środkowy, znajdujący się pomiędzy Łęgiem i Żupawką (Dobrawą), jest najmniejszy w całym kompleksie północnego przedpola Płaskowyżu Kolbuszowskiego. Można go podzielić na dwie części: zachodnią, składającą się z kilku ciągów południkowo przebiegających wałów wydmowych poprzecznych, i wschodnią, reprezentowaną przez



Ryc. 6. Rzeźba eoliczna akumulacyjno-deflacyjna obszaru między Sanem, Bukową i Bagnem Imielty Ług; 1 — starorzecza, 2, a — krawędź terasy plejstocenijskiej o wys. ok. 4 m, b — podcięcia erozyjne, 3 — terasa holocenijska (dna dolin), 4 — terasa plejstocenijska, 5 — równina proluwialna, 6 — niecki deflacyjne, 7 — zagłębienia międzywydmowe, 8 — zagłębienia deflacyjne stare (z pełni Würmu) z akumulacją organogeniczną, 9 — wydmy

Aeolian accumulation-deflation relief of the area between the San and Bukowa rivers and Peat Bog Imielty Ług; 1 — abandoned loops, 2, a — edge of the Pleistocene terrace about 4 m high, b — erosional carps, 3 — Holocene terrace (valley bottoms), 4 — Pleistocene terrace, 5 — proluvial plain, 6 — deflation basins, 7 — depressions between dunes, 8 — old deflation depressions (maximum of Würm) with organogenic accumulation, 9 — dunes

wydm paraboliczne. Jest to zespół wydm wysokich (15–20 m) o zachowanych pierwotnych cechach rzeźby, o nachyleniach stoków proksymalnych wynoszących kilkanaście stopni, dystalnych 21–33°. Od strony zachodniej przylega do całej długości zespołu półtorakilometrowej szerokości pas równiny zwydmionej, na której występują niskie (do 3 m wysokości), nieregularne pagóry wydmowe. Po stronie zachodniej wydm występują niecki deflacyjne, szczególnie wyraźne w zachodniej części zespołu, a więc na przedpolu wydm parabolicznych. Niecki te są płytkie (1–2 m głębokości) i niewielkie rozmiarami. Objętość niecek deflacyjnych jest niewspółmiernie mała (kilkanaście razy mniejsza) w stosunku do objętości okalających je wydm. Nie były więc one jedynym źródłem

materiału wydmowego. Innymi słowy, z faktu występowania na przedpolu wydmy niecki deflacyjnej nie można uogólniać wniosku o długości drogi transportu. Oprócz tego bardzo krótkiego transportu (od kilkudziesięciu do kilkuset metrów) istniał i transport dalszy, mierzony wielkością kilku kilometrów (A. Kęsik, J. Wojtanowicz, 1968). Zdaniem autora, niecki deflacyjne zostały utworzone w końcowej fazie procesu wydmotwórczego, kiedy wydmy były w zasadzie już uformowane, zanikł ich ruch postępowy, a zaczęło się utrwalanie. Inwazja roślinności zahamowała rozwijającą się dotąd swobodnie deflację o charakterze powierzchniowym, w której wyniku przede wszystkim powstały wydmy. Przeszkodę w jej rozwoju stanowiły także istniejące już wydmy. Czynny jeszcze proces eoliczny odbywał się na drodze deflacji „wglębnej”. Sam fakt przetrwania niecek świadczy o końcowej fazie procesu eolicznego i szybkim nastaniu fazy utrwalania. Powyższe uwagi odnoszą się nie tylko do omawianego zespołu, ale mają znaczenie ogólniejsze.

Wydmy całego zespołu wskazują na wiatry WNW i W. Warto jeszcze zwrócić uwagę na wpływ czynnika hydrogeologicznego na kształty wydm. Odchylenie południowych końców wałów wydmowych ku zachodowi spowodowane zostało istniejącym po wschodniej stronie wydm obniżeniem, które — jedynie jako podmokłe — mogło stanowić tak skuteczną zapórę w ich pochodzie. Istnienie „zapory” spowodowało zakłócenie i pewien chaos w rzeźbie tej części wydm, co dobrze oddaje rysunek poziomicowy. Części północne wałów, nie natrafiające na przeszkodę, przesunęły się jeszcze o jeden kilometr dalej na wschód. Wpływ rzeźby i stosunków wodnych zaznaczony jest również w wykształceniu grupy wydm parabolicznych, mających wspólne ramię południowe. Otóż ramię to jest wymuszone, stąd jego łamany przebieg i ogólna deformacja wydm przez istniejące od południa podmokłe obniżenie dolinne, wchodzące do Łęgu.

Zespół północno-wschodni (na E od Łęgu) został już opisany przez autora wcześniej (J. Wojtanowicz, 1968). Poniżej podane zostaną tylko uwagi najistotniejsze. Główna część zespołu tworzy jakby jedną wydmy kompleksową o kształcie odwróconej paraboli. Cięciwa tej wielkiej formy ma długość 8 km, a oś symetrii — mająca kierunek WSW—ESE — na odcinku od krańców zachodnich kompleksu do przecięcia się z cięciwą ma długość ok. 9 km. Omawiany zespół budują głównie wydmy paraboliczne otwarte ku zachodowi. Są to wydmy wysokie (15—25 m), które łącząc się ze sobą tworzą wał zamykający wydmy od wschodu. Istnieją dwa takie wspólne ramiona, z których wyrastają pojedyncze formy, jedno w południowej części zespołu, o długości ok. 3,5 km i kierunku WNW—ESE, drugie w północnej części o kierunku NNE—SSW, a więc prostopadłe do ramienia poprzedniego. Od strony zachodniej zespół jest otwarty. Występują tu pojedyncze, drobne wydmy

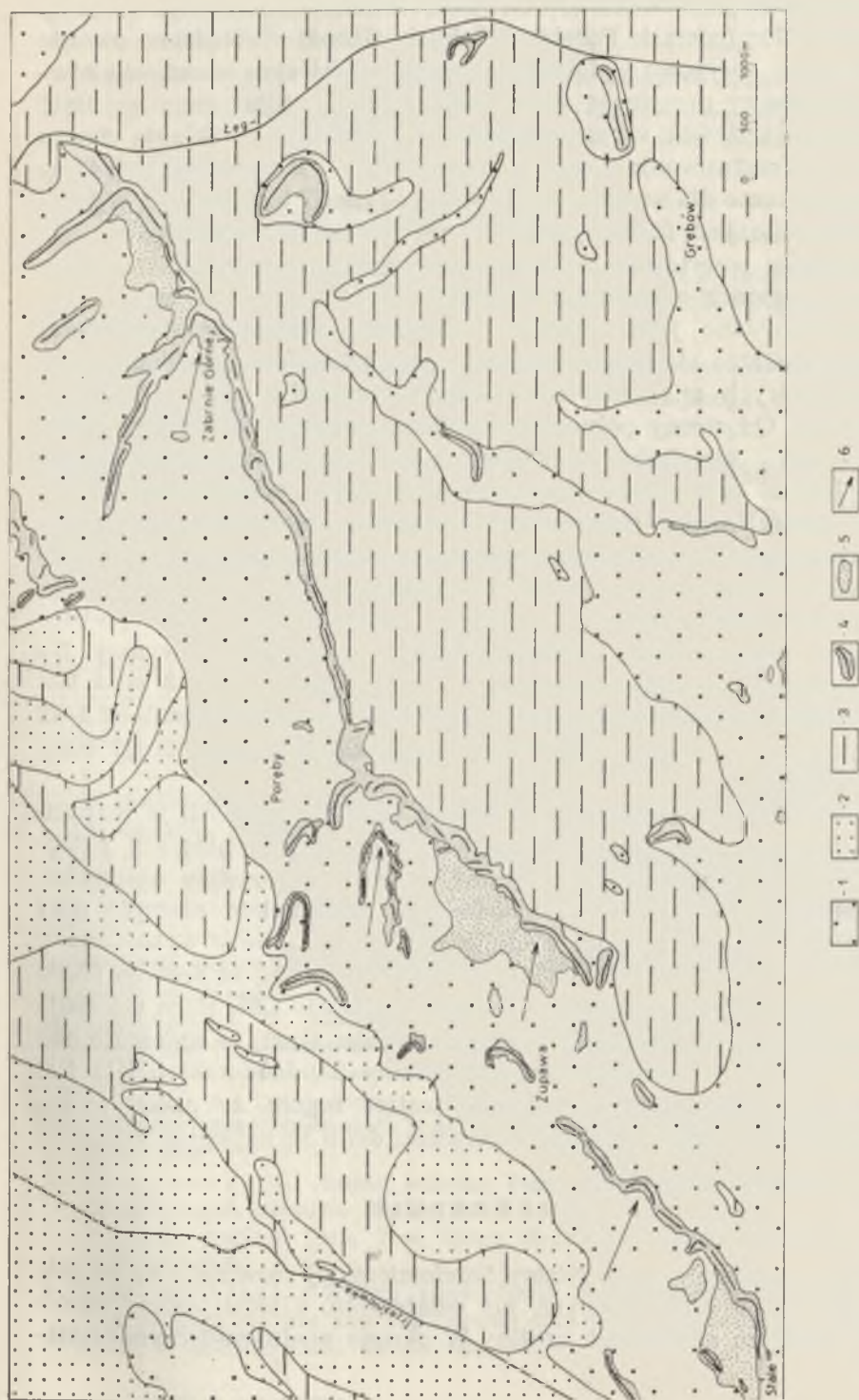
paraboliczne i wydmy wałowe: poprzeczne i podłużne. Jeśli wysokie wydmy paraboliczne wschodniej części zespołu wskazują na wiatry wyłącznie WNW—W, to wydmy części zachodniej noszą dodatkowo ślady działalności wiatrów WSW—SW. Nie odegrały one jednak większej roli w rzeźbie zespołu.

WYDMY NA TERASIE PLEJSTOCENSKIEJ W WIDLACH WISŁY I SANU

Na północ od równiny proluwialnej i kompleksu Dęba — Rozwadów występuje płaska i zabagniona plejstocenska równina terasowa. Spośród podmokłych łąk, bagien, pomiędzy stawami wyrastają niezbyt wysokie, wąskie, ciągnące się całymi kilometrami wały wyd m o w e (fot. 3). Tworzy to swoisty typ krajobrazu wydmowego, który można by nazwać „krajobrazem poleskim”. Wydmy nie tworzą większych skupień, poszczególne wały wyd m o w e lub ich ciągi, zorientowane najczęściej WSW—ENE, występują w znacznych od siebie odległościach (rzędu kilku kilometrów). Wysokość powierzchni, na której występują wydmy, waha się w granicach 155 m na południu do 145 m n.p.m. na północy.

Przykładem wydym tego obszaru może być ciąg wyd m o w y o długości ok. 6,5 km, rozpościerający się pomiędzy Rozwadowem a Łęgiem. Występuje on bezpośrednio na N od północno-wschodniej części kompleksu Dęba—Rozwadów. Składa się z kilku odrębnych wałów wyd m o w ych występujących jeden po drugim i tworzących w sumie jeden ciąg wyd m o w y o kierunku WWSW—EENE. Maksymalna wysokość wału — 9 m („Góra Turebska”, 160,6 m n.p.m.), stoki są symetryczne i mają nachylenie 6—12°. Wydma znajduje się na terenie leśnym. Po obu jej stronach występują podmokłe, szerokie obniżenia, gdzie wytworzyły się płytkie torfy.

Interesującą formą jest wał wyd m o w y Stale — Grębów (ryc. 7). Na przestrzeni ok. 12 km (z niewielką przerwą na wschód od Żupawki) od miejscowości Stale w kierunku NE (do Łęgu) ciągnie się wąski (100—150 m) i niezbyt wysoki (do 10 m) wał wyd m o w y, wykazujący falistą linię biegu i złożoną budowę. Bliższa analiza wykazała, że „wał” składa się z szeregu drobnych form elementarnych: małych wydemek parabolicznych, wyd m o w ych poprzecznych i wyd m o w ych podłużnych. Zawdzięczają one swe powstanie wiatrom W i WNW. Przeważają elementy poprzeczne w stosunku do kierunku wiatrów, szczególnie w środkowej i wschodniej części wału. Wskazują na to pomiary nachyleń zboczy (nachylenia zboczy dystalnych dochodzą do 28°) oraz pomiary biegu i upadu warstw. Niemniej istnieją duże fragmenty wału utworzone przez wiatry wiejące pod bardzo ostrym kątem albo nawet równoległe do wału. Taka sytuacja istnieje na przykład na odcinku Poręby — Zabrze Górne. W odcinkach tych nie stwierdza się asymetrii zboczy,



Ryc. 7. Szkic geomorfologiczny obszaru wydowego Stale—Grębów; 1 — terasa plejstocenska, o wys. 148—150 m n.p.m., 2 — terasa holocenska, o wys. 145 m n.p.m., 3 — obszary z akumulacją madową — holocen, 4 — wydmy, 5 — pola wydmore, 6 — kierunki przeważających wiatrów wydymotwórczych

Geomorphological sketch of the dune area Stale—Grębów; 1 — Pleistocene terrace, 148—150 m above-level, 2 — Holocene terrace, 145 m above sea-level, 3 — areas with mud accumulation — the Holocene epoch, 4 — dunes, 5 — dune fields, 6 — directions of prevailing dune-forming winds

nachylenia zboczy wynoszą 10—14°. W przekroju poprzecznym wydmy koło Lisich Gór (odcinek Poręby — Zabrze Górne) stwierdzono swoiste warstwowanie krzyżowe w formie „choinki”, w którym warstewki równoległe do zboczy przecinają się w czole wydmy wzdłuż pionowej linii. Nachylenia warstewek są następujące: na zboczu N — 13°, na zboczu S — 16°. Warstwowanie tego typu uznał R. A. Bagnold (1954) za charakterystyczne dla wydym podłużnych typu „seif” lub „damb”. Wydma jako całość nie jest formą jednolitą, nie jest wałem podłużnym. Jest formą złożoną, powstałą w wyniku wiatrów wiejących ukośnie do jego głównego elementu o kierunku SW—NE. Takie a nie inne wykształcenie uwarunkowane jest istnieniem od strony południowo-wschodniej strefy podmokłego obniżenia. Strefa ta jest wyścielona aluwiami holocenijskimi, których miąższość koło Grębowa wynosi 4—5 m (A. Rehman, 1891). Od strony północno-zachodniej przylega do wydmy strefa sucha — pas o szerokości 1,5—2 km — w której występują wały wydymowe łączące się z głównym ciągiem wydymowym, odosobnione wydmy wałowe i paraboliczne (niewielkich rozmiarów) oraz nieregularne pagórki wydymowe. Na powierzchni występują piaski — przeważnie eoliczne. Strefa ta była właściwą strefą alimentacyjną dla omawianej wydmy. Jest to równocześnie najdalej na północ wysunięty pas terasy plejstoceńskiej w widłach Wisły i Sanu, na którym rozwinęły się wydmy. Na północ od tego pasa teren znów się wyraźnie obniża (o 2—3 m) i jest to już strefa holocenijskiej agradacji. Szerokość pasa zwydmienia (1,5—2 km) wyznacza — zdaniem autora — maksymalną długość drogi transportu wydmy.

Analizy granulometryczne z 6 próbek piasku pobranych w różnych odcinkach „wału” nie mogły być wykorzystane przy wnioskach paleogeograficznych. Można jedynie zauważyć, że piasek wydmy nie wykazuje większego zróżnicowania, mogącoby ewentualnie nastąpić przy wiatrach SW. Piasek w całej wydmie jest bardzo dobrze wysortowany ($S_o = 1,388 - 1,483$, średnia 1,436), co wynika z faktu, że średnio 95,5% ziarn zawarte jest we frakcji 0,1—0,5 mm. Zaledwie 1,6% ziarn ma średnicę mniejszą od 0,1 mm. Jeśli chodzi o obróbkę ziarn, to wykazuje ona wartości wyższe od średnich dla całej Niziny Sandomierskiej. Nie jest to zjawisko przypadkowe, ale potwierdzające regułę, że piaski wydym północnej części Niziny związane z terasami dolin są najlepiej obtoczone (J. Wojtanowicz, 1972).

ZAKOŃCZENIE

Wydmy północnej części Niziny Sandomierskiej rozwinęły się w późnym glacie na uformowanych już ostatecznie, a istniejących współcześnie głównych elementach rzeźby. W okresie wydymotwórczym istnia-

ły nieco większe niż obecnie deniwelacje, które później, po powstaniu wydym, zostały zniwelowane przez agradację holoceniową.

Na wykształcenie wydym, ich zagęszczenie, stopień typowości rozwoju i formy wydym decydujący wpływ wywarły warunki fizyczno-geograficzne obszaru. Wśród nich podkreślić należy rolę stosunków hydrogeologicznych.

Przeprowadzona analiza morfologiczna prowadzi do wniosku, że obszary wydymowe zachowały się w pierwotnej swej postaci, nie przeszły prawie żadnych uchwytnych przeobrażeń w okresie po zakończeniu procesu wydymotwórczego. Jedyne widoczne przeobrażenia związane są z gospodarczą działalnością człowieka.

Praca niniejsza jest kolejnym, trzecim fragmentem (dwie poprzednie drukowane były w tomach XXIV i XXV niniejszego wydawnictwa) większej całości, opracowanej jako dysertacja doktorska pt.: „Wydmy Kotliny Sandomierskiej” — wykonanej w r. 1969 w Zakładzie Geografii Fizycznej UMCS w Lublinie pod kierunkiem prof. dra A. Malickiego. Promotorowi oraz recenzentom: Prof. drowi B. Krygowskiemu i Prof. drowi H. Maruszczakowi za wnikliwą ocenę pracy składam przy tej okazji serdeczne podziękowanie.

LITERATURA

1. Bagnold R. A.: *The Physics of Blown Sand Desert Dunes*. London 1954.
2. Borsy Z.: *A Nyírség termeszeti földrajza (Physische Geographie der Nyírség)*. Földrajza Monografiák, 5 Budapest 1961.
3. Dylíkowa A.: *Les dunes de la Pologne centrale et leur importance pour la stratigraphie du Pleistocene tardif*. Report of the VI-th Intern. Congress on Quatern., Warszawa 1961, 4, Łódź 1964, ss. 67—80.
4. Kęsik A., Wojtanowicz J.: *Analiza form wydymowych i procesów deflacyjnych fragmentu Kotliny Chodelskiej z wykorzystaniem zdjęć lotniczych (summ.)*. Fotointerpretacja w Geografii, 6, Warszawa 1968, ss. 44—59.
5. Maarleveld G. C.: *Wind Direction and Cover Sands in the Netherlands (Kierunki wiatru i piaski pokrywowe w Holandii)*. Biul. Perygl., 8, Łódź 1960, ss. 49—58, 251—257.
6. Mamaczowa K.: *Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacie i holocenie (The Vegetation of the Basin of Sandomierz in the Late-Glacial and Holocene)*. Acta Paleobot., III, 2, Kraków 1962.
7. Rehman A.: *Dolne dorzecze Sanu badane pod względem postaci, budowy i rozwoju gleby*. Sprawozd. Kom. Fizjogr. Akad. Umiej., 26, Kraków 1891, ss. 152—237.
8. Stankowski W.: *Rzeźba eoliczna Polski północno-wschodniej na podstawie wybranych obszarów (Eolian Relief on North-West Poland on the Ground of Chosen Region)*. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Prace Komit. Geogr.-Geol., IV, 4, Poznań 1963.
9. Wojtanowicz J.: *Wydmy międzyczecza Sanu i Łęgu (The Dunes of the Area between the San and Łęg Rivers)*. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XX (1965), Lublin 1968.

10. Wojtanowicz J.: Typy genetyczne wydm Niziny Sandomierskiej (Types genetiques de dunes dans le Bassin de Sandomierz). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XXIV (1969), Lublin 1971.
11. Wojtanowicz J.: Wydm Niziny Sandomierskiej w świetle badań granulometrycznych (Les dunes du Bassin de Sandomierz à la lumière de l'examen granulométrique). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XXV (1970), Lublin 1972.

OBJAŚNIENIA FOTOGRAFII

Fot. 1. Wysoka wydma w kompleksie wydmy na E od Łęgu.

Fot. 2. Przekrój wydmy wałowej podłużnej.

Fot. 3. Obszar wydmy, wylesiony.

Fot. 4. Typowa niecka deflacyjna w kompleksie wydmy na W od Łęgu.

Fot. 5. „Grzęda paraboliczna” Stale — Grębów. Wydmy wyrastają z podmokłych łąk.

Fot. 6. Fragment mocno nasłonecznionego stoku południowego wydmy Stale — Grębów. Stok podlega intensywnemu rozwiewaniu.

РЕЗЮМЕ

Автор описывает один из наибольших и наиболее компактных дюнных комплексов Сандомирской низменности, выступающий на плейстоценовой, песчаной пролювиальной равнине, расположенной на севере Кольбушовской возвышенности (рис. 1). Там обнаружен интересный дефляционно-аккумуляционный рельеф (рис. 2—5).

Для определения направлений дюнообразующих ветров был использован подробный геоморфологический анализ. Это были, в общем, западные ветры с некоторой характерной временной эволюцией: от ветров ЗСЗ (наиболее старших) через З до ЗЮЗ.

По мнению автора, дюны образовались в основном в результате дефляции поверхностного характера, при этом пески перемещались (эоловым путем) на несколько километров.

Существующие с наветренной стороны более или менее явные дефляционные впадины, меньшие по объему от сопутствующих им дюн в несколько раз, происходят из последней фазы дюнообразующего процесса, т.е. из фазы укрепления дюн.

Дюны северной части Сандомирской низменности развернулись в позднем плейстоцене на окончательно сформированных и существующих сегодня главных элементах рельефа местности.

В дюнообразующем периоде существовали несколько большие, чем в настоящее время денивелирования рельефа, которые позднее, после образования дюн, были нивелированы голоценовой агградацией.

На формирование дюн, их компактность, степень типичности раз-

вития и форму повлияли в основном физико-географические условия местности. Из них следует подчеркнуть роль гидрогеологических условий.

На основе морфологического анализа сделаны следующие выводы: дюнный комплекс сохранился в первоначальной форме, не прошел почти никаких существенных преобразований после закончения дюнообразующего периода. Замеченные нарушения связаны с деятельностью человека.

ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ И ТАБЛИЦ

Рис. 1. Дюнный комплекс на северной окраине Кольбушовской возвышенности между Вислой и Саном: 1 — дюны, 2 — дефляционные углубления, 3 — дно долин Вислы и Сана, 4 — песчаные, плейстоценовые террасы, 5 — пролювиальная равнина, 6 — поверхность возвышенности.

Рис. 2. Гипсометрия фрагмента пролювиальной равнины с золовым дефляционно-аккумуляционным рельефом.

Рис. 3. Геоморфологический эскиз фрагмента как на рис. 2: 1 — дефляционное углубление, 2 — дефляционные и дюнные останцы, 3 — дюны, 4 — пролювиальная равнина.

Рис. 4. Гипсометрия юго-западной части комплекса.

Рис. 5. Геоморфологический эскиз юго-западной части комплекса: 1 — плейстоценовая терраса, 2 — пролювиальная равнина, 3 — денудационные долинки, 4 — склон возвышенности, 5 — поверхность плато, 6 — дефляционная равнина, 7 — дефляционное углубление (типа ванны, борозды), 8 — дефляционные и дюнные останцы, 9 — дефляционные впадины, сопутствующие дюнам, 10 — дюны, 11 — дюнные поля (нерегулярные дюны).

Рис. 6. Золовый аккумуляционно-дефляционный рельеф местности между Саном, Буковой и болотом Имельты Луг: 1 — староречья, 2: — уступ плейстоценовой террасы, приблизительно 4 м над ур. р., 3 — эрозионные обрывы, 4 — голоценовая терраса (дно долин), 5 — плейстоценовая терраса, 6 — пролювиальная долина, 7 — дефляционные впадины, 8 — углубления между дюнами, 9 — старые дефляционные углубления (максимальный Вюрм) с органогенной аккумуляцией, 10 — дюны.

Рис. 7. Геоморфологический эскиз дюнной местности Стале-Гренбув: 1 — плейстоценовая терраса, 148—158 м над ур. м., 2 — голоценовая терраса, 145 м над ур. м., 3 — территории с мадовой аккумуляцией — голоцен, 4 — дюны, 5 — дюнные поля, 6 — направление преобладающих дюнообразующих ветров.

Фот. 1. Высокая дюна в комплексе на В от Ленга.

Фот. 2. Разрез прирусловой продолговатой дюны.

Фот. 3. Дюнная местность с вырубленным лесом.

Фот. 4. Типичная дефляционная впадина в дюнном комплексе на З от Ленга.

Фот. 5. „Параболическая гряда“ Стале-Гренбув; дюны на переувлажненном лугу.

Фот. 6. Южный солнечный склон дюны Стале-Гренбув, интенсивно развеваемый ветрами.

SUMMARY

The author describes one of the largest and most compact dune complexes of the Sandomierz Lowland, which is situated on the Pleisto-

cene proluvial sandy plain occurring in the northern foreland of the Kolbuszów Plateau (Fig. 1). There, interesting deflation and accumulation relief was found (Figs 2—5).

On the basis of geomorphological analysis of dunes, the directions of dune-forming winds were determined. They were, generally speaking, the westerly winds which had undergone certain characteristic evolution in time: from WNW winds (the oldest) through W to WSW ones.

The author thinks that the formation of dunes was due mainly to the deflation of a surface character and that the dune sand made its way of a few kilometres. More or less distinct deflation basins existing close to dunes (from the windward side), whose volume is several times smaller than that of the dunes, came from the final phase of a dune-forming process, that is from the phase of dune settling.

The dunes from the northern part of the Sandomierz Lowland developed in the late glacial period on then completely formed and existing now main elements of the relief. During the dune-forming period there existed changes of level slightly larger than the present ones, which, later on after the formation of dunes were levelled out by the Holocene aggradation.

The formation of dunes, their density, rate of typical development and their forms were markedly influenced by the physico-geographical conditions of this area. Of these conditions, the role of hydrogeological relationships should be specially emphasized.

On the basis of morphological analysis the author concluded that the dune areas were preserved in their original form and did not undergo any noticeable changes after the dune-forming process had been completed. The only noticeable changes were connected with man's activities.

EXPLANATION OF PHOTOGRAPHS

Photo 1. High dune in a dune complex to the east of Łęg.

Photo 2. Section of longitudinal linear dune.

Photo 3. Dune area with a cut-down forest.

Photo 4. Typical deflation basin in a dune complex to the west of Łęg.

Photo 5. „Parabolic ridge” Stale—Grębów; dunes in soaked meadows.

Photo 6. A fragment of the insulated southern slope of dune Stale—Grębów, undergoing intensive deflation.



Fot. 1



Fot. 2

Józef Wojtanowicz



Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

