

Formy eoliczne oraz ich przekształcenia antropogeniczne na Polesiu Wołyńskim w świetle analizy źródeł kartograficznych i zdjęć satelitarnych

Aeolian forms and their anthropogenic transformation in the Volhynia Polesie based on analysis of cartographic material and satellite photographs

Paulina SUBCZYŃSKA¹, Joanna PETERA-ZGANIACZ²

¹ e-mail: subczynska.paulina@wp.pl

² Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych,
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Łódź 91-139, ul. Narutowicza 88;
e-mail: joanna.petera@geo.uni.lodz.pl

Abstract

There are a lot of results of studies concern on aeolian forms, including analysis based on remote sensing technics, which broaden possibilities of studying the aeolian processes dynamics and transformations of aeolian forms under the influence of anthropopressure. The paper presents results of research focused on morphometry of aeolian forms and recognition of zones transformed by human activity on the part of Volhynia Polesie between Stochod River on the west and Horyń River on the east. Topographic map in scale 1:100 000 published by WIG was used, as well as satellite photographs. On the study area 187 aeolian forms were recognized, including 92, which bear the marks of nowadays transformation. That forms were included into analysis. Among them there were found parabolic dunes, ridge dunes and aeolian sand covers. Anthropogenic transformation and activation of deflation were caused mainly by changing of road trails and roads undercuts, use the aeolian forms for agriculture, chaotic sand exploitation, use for recreational purposes and changing of the ground water level as the result of drainage of boggy areas in vicinity of aeolian forms.

Key words: dunes, aeolian sand covers, morphometry, satellite photo analysis, anthropopressure, north-western Ukraine

Streszczenie

Formy eoliczne doczekały się wielu opracowań, bazujących między innymi na wykorzystaniu technik teledetekcyjnych, które poszerzają możliwości badania dynamiki procesów eolicznych i przekształceń form eolicznych pod wpływem antropopresji. Artykuł prezentuje wyniki badań form eolicznych pod kątem cech morfometrycznych i przekształceń indukowanych działalnością człowieka na obszarze części Polesia Wołyńskiego ograniczonego rzekami Stochod na zachodzie i Horyń na wschodzie. Badania prowadzono przy zastosowaniu analizy mapy topograficznej Wojskowego Instytutu Geograficznego w skali 1:100 000 oraz zdjęć satelitarnych. Na obszarze badań zarejestrowano 187 form eolicznych, z czego 92 noszą ślady współczesnej antropopresji i właśnie ta grupa form podlegała szczegółowej analizie. Wśród nich zidentyfikowano przede wszystkim wydmy paraboliczne, wydmy wałowe i pola piasków eolicznych. Przekształcenia antropogeniczne i uruchamianie deflacji wynikało głównie z rozwoju szlaków drożnych w obrębie form, tworzenia podcięć drogowych, włączenia części form do pól uprawnych, chaotycznej

eksploatacji piasku, wykorzystania do celów rekreacyjnych oraz zmiany zalegania poziomu wód gruntowych na skutek melioracji obszarów bagiennych znajdujących się w sąsiedztwie form eolicznych.

Słowa kluczowe: wydmy, pola piasków eolicznych, morfometria, analiza zdjęć satelitarnych, antropopresja, północno-zachodnia Ukraina

Wstęp

Badania form oraz procesów eolicznych przy zastosowaniu technik teledetekcyjnych są szeroko rozpowszechnione i dają bardzo interesujące rezultaty publikowane w licznych pracach. Metody zdalne najczęściej wykorzystywane bywają do badań dynamiki procesów eolicznych u wybrzeży, ze szczególnym uwzględnieniem rozwoju wydm nadmorskich (m. in. Miszalski, 1973; Jungerius i in., 1991; Arens, Geelen, 2006; Sławik i in., 2014). Nie biorąc pod uwagę obszarów współczesnych pustyń, analizy śródlądowych form eolicznych bazujące na interpretacji zdjęć lotniczych lub satelitarnych nie są już tak często spotykane w literaturze (np. Twardy, 2008a; Seppälä, 2017), głównie z uwagi na podstawowe ograniczenie wynikające z obecności pokrywy roślinnej, która wpływa na stabilizację form jak również na ich zamaskowanie. Ograniczenia takie nie dotyczą techniki LIDARowej, służącej w coraz większym zakresie poznaniu dynamiki procesów eolicznych w obszarach o różnych cechach (np. Sankey i in., 2010; Sławik i in., 2014).

Warunki powstawania wydm śródlądowych, jak również ich wiek są dobrze rozpoznane. Obecność tego typu form wiązana jest przede wszystkim z przebiegającym przez prawie całą Europę pasem piaszczystym (Koster, 1988; Zeeberg, 1998), którego granicę północną stanowi linia zasięgu ostatniego zlodowacenia, a południową strefa starych gór i wyżyn. Zaznaczyć jednak należy, że wydmy śródlądowe powstawały także w strefie młodoglacjalnej (Galon, 1958; Seppälä, 1972). Okres intensywnego działania procesów eolicznych skutkujących powszechnym powstawaniem form eolicznych wiązany jest ze schyłkiem ostatniego zlodowacenia (m. in. Dylikowa, 1967; Manikowska, 1985), ale wiadomo, że także w holocenie następowało aktywowanie procesów eolicznych powodujące przemodelowanie lub budowanie nowych form, przy czym zjawiska te indukowane były działalnością człowieka (Twardy, 2008b).

Współcześnie wydmy śródlądowe, w większości przypadków, są obszarami wyłączonymi z intensywnego użytkowania w kierunku rolnym i zazwyczaj porastają je lasy. Inaczej jest z pokrywami eolicznymi, które ze względu na płaskie powierzchnie oraz znacznie większe niż wydmy rozprzestrzenienie stanowią pola uprawne. Różne aspekty działalności człowieka sprzyjają przekształcaniu wydm i pól piasków eolicznych, niekiedy powodując uruchomienie procesów eolicznych. Głównym celem badań jest analiza aktualnego stanu form eolicznych i ich przekształceń wywołanych antropopresją na terenie Polesia Wołyńskiego w północno-zachodniej Ukrainie, przy wykorzystaniu źródeł kartograficznych oraz zdjęć satelitarnych. Wydzielonych zostało kilka

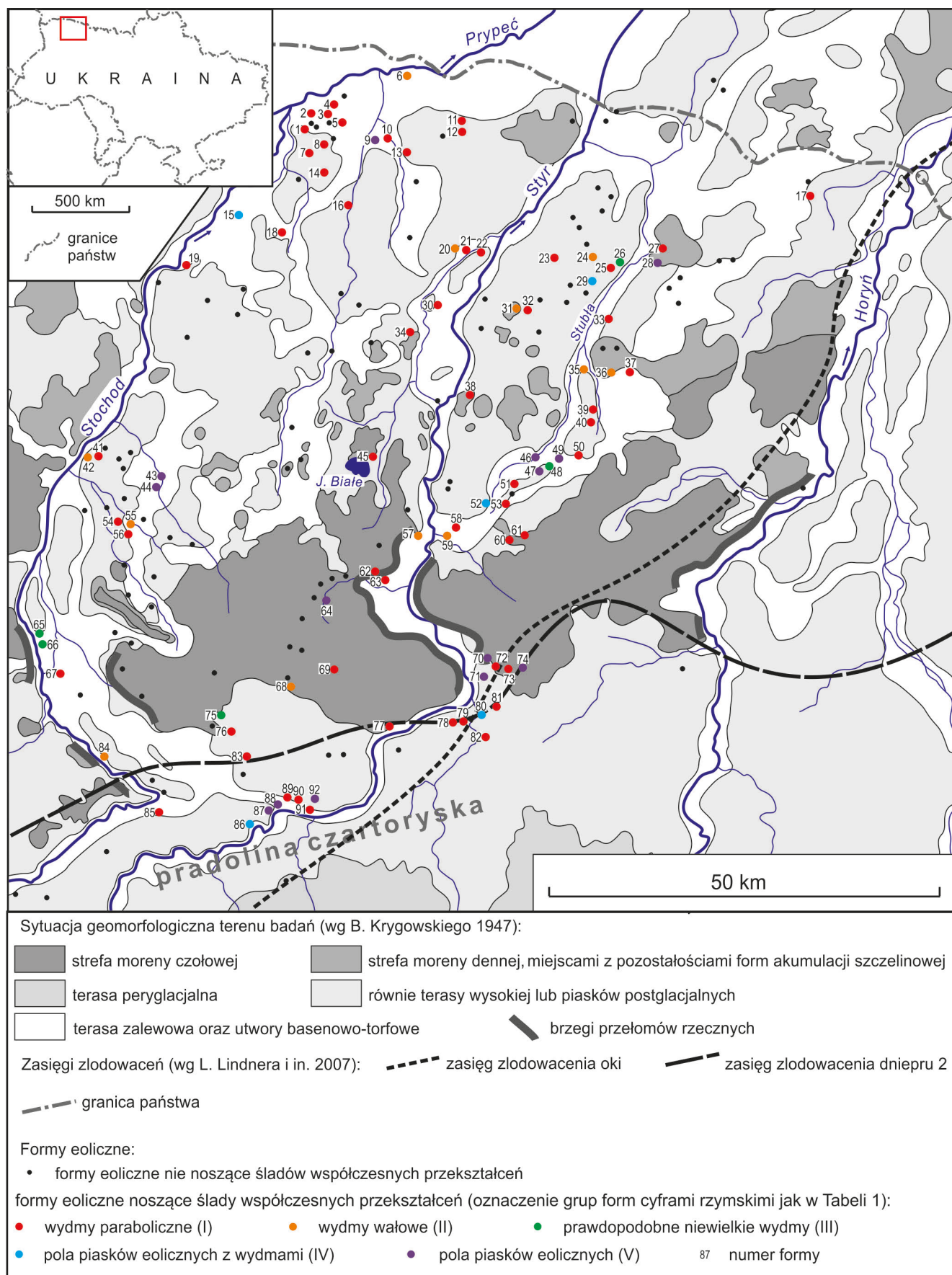
typów form eolicznych, dla których określono podstawowe cechy morfometryczne, co stanowiło tło do analizy przekształceń. Celem badań było także określenie w jakim stopniu formy eoliczne uległy antropopresji oraz wskazanie jakie działania ludzi przyczyniają się współcześnie do aktywizacji procesów eolicznych, w miarę możliwości wynikających z zastosowanej metody badań. Ponadto podjęto próbę powiązania współczesnych przekształceń form eolicznych ze specyfiką ich rozmieszczenia w kontekście zasadniczych rysów rzeźby Polesia Wołyńskiego.

Inwentaryzacji form eolicznych na Polesiu Wołyńskim dokonali P. Zieliński i in. (2008) ukazując ich znaczną ilość oraz rozmieszczenie. Szczegółowe badania wydm i pokryw eolicznych przeprowadzone dotychczas na wspomnianym terenie dostarczyły informacji o ich budowie – najczęściej uczestniczy w niej piasek średnioziarnisty, a zarejestrowane struktury sedymentacyjne pozwoliły wnioskować o dynamice procesów eolicznych oraz warunkach aerodynamicznych jakie panowały podczas powstawania tych form (Zieliński i in., 2008; Zieliński, 2016). Wykazano, że wydmy powstawały na skutek działania wiatrów o średniej prędkości, wiejących z kierunku zachodniego i południowo-zachodniego, a tylko okresowo występowały silne wiatry z południa i wschodu. Początek kształtowania form eolicznych, powstających w ścisłym związku ze środowiskiem fluwialnym poprzez tworzenie pokryw fluwio-eolicznych, miał miejsce w najstarszym i starszym dryasie, zaś zasadnicza faza wydmotwórcza datowana jest na młodszy dryas (Zieliński, 2016).

Teren badań

Teren badań znajduje się w północno-zachodniej Ukrainie (Ryc. 1). Ograniczony jest południkowymi odcinkami rzek Stochod i Horyń, północny zasięg terenu wyznacza granica między Ukrainą a Białorusią, której fragment przebiega wzdłuż Prypeci (współrzędne geograficzne północno-zachodniego krańca terenu badań: 51°54'40" N i 25°47'25" E oraz północno-wschodniego: 51°59'40" N i 26°45'00" E), a na południu granicę wyznaczają równoleżnikowe biegi rzek Stochod i Styrc znajdujące się w przybliżeniu na szerokości geograficznej miejscowości Kołki (współrzędne geograficzne południowo-zachodniego krańca terenu badań: 51°00'00" N i 25°32'20" E oraz południowo-wschodniego: 51°00'00" N i 25°59'50" E).

Zgodnie z Uniwersalną Klasyfikacją Dziesiątą UKD Międzynarodowej Federacji Dokumentacyjnej FID analizowany obszar leży w megaregionie Europy Wschodniej



Ryc. 1. Rozmieszczenie form eolicznych na Polesiu Wołyńskim między rzekami Stochod i Horyń na tle głównych rysów rzeźby terenu i zasięgów zlodowaceń plejstocenijskich

Fig. 1. Distribution of aeolian landforms in the Volhynia Polesie between Stochod and Horyń Rivers on the background of the main features of relief and Pleistocene glacial limits

na Niżu Wschodnioeuropejskim (8), w większości w prowincji Wschodniobałtycko-białoruskiej (84), w podprovincji Polesie (845), oraz w makroregionie Polesie Wołyńskie (845.3). Południowo-zachodni kraniec ternu badań znajduje się w prowincji Wyżyny Ukrainie (85), podprovincji Wyżyny Wołyńsko-Podolskiej (851) i makroregionie Wyżyna Wołyńska (851.1) (Kondracki, 1965, 1995).

Powierzchnia badanego obszaru jest pochylona ku północnemu-wschodowi. W części północnej dominują niziny z dużym udziałem terenów podmokłych. Ich wysokości bezwzględne wahają się od 116 do 170 m n.p.m., przy czym najniższe wartości notowane są na północnym-wschodzie. Południową część terenu charakteryzuje wzrost wartości bezwzględnych, które utrzymują się w przedziale od 180 do 241 m n.p.m. Obszary o najwyższych rzędnych grupują się na południowym-zachodzie, gdzie teren badań sięga po Wyżynę Wołyńską.

Na analizowanym obszarze zaznaczają się przebiegające południkowo doliny rzeczne, wyraźnie wcięte w otaczające wysoczyzny w południowej części obszaru badań i równiny aluwialne na północy. Dna dolin rzecznych w południowej części analizowanego terenu znajdują się na wysokości od 160 do 180 m n.p.m., natomiast w północnej części dna dolin rzecznych osiągają wartości z przedziału od 116 do 160 m n.p.m. W środkowym sektorze rysuje się obniżenie o przebiegu równoleżnikowym, które na pewnym odcinku wykorzystuje rzeka Styr. Powierzchnia terenu osiąga tu wartości z przedziału od 157 do 188 m n.p.m.

Rzeki Stochod i Horyń, jak również przebiegająca w środkowej części terenu badań rzeka Styr są ciekami drugiego rzędu, które uchodzą do Prypeci. Obszar należy do dorzecza Dniepru i zlewiska Morza Czarnego. Poza wymienionymi dużymi rzekami, teren odwadniają liczne mniejsze cieki oraz kanały melioracyjne drenujące rozległe obszary bagienne. Występują tu także liczne, choć niewielkie jeziora genezy rzecznej, deflacyjnej oraz krasowej (Dobrowolski i in., 2001). Środowiska sedymentacyjne rzek, bagien oraz jezior pozostają w silnym związku ze środowiskiem eolicznym, oddziałując na siebie nawzajem.

Badany obszar niemal w całości pokrywają osady czwartorzędowe, tylko miejscami ujawniają się na powierzchni wychodnie skał krystalicznych, między innymi granitów czy gnejsów trzonu prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej oraz wychodnie mezozoicznych skał osadowych pokrywy platformowej (Dobrowolski i in., 2005). Na pokrywę czwartorzędową analizowanej części Polesia Wołyńskiego składają się osady zlodowacenia donu (sanu 1), oki (sanu 2) oraz zlodowacenia dnierpu 1 (krzny) i dnierpu 2 (odry) (Lindner i in., 2007; Matoshko, 2011; Gozhik i in., 2012). Przez badany obszar przebiegają zasięgi wymienionych zlodowaceń, a zasięg zlodowacenia dnierpu 2 (odry) między Styrem a Horyniem jest tu przekraczający względem pozostałych (Ryc. 1). Silnie rozczłonkowane obszary wysoczyznowe zbudowane są z glin zawałowych oraz piasków i żwirów wodnolodowcowych, a w licznych i szerokich

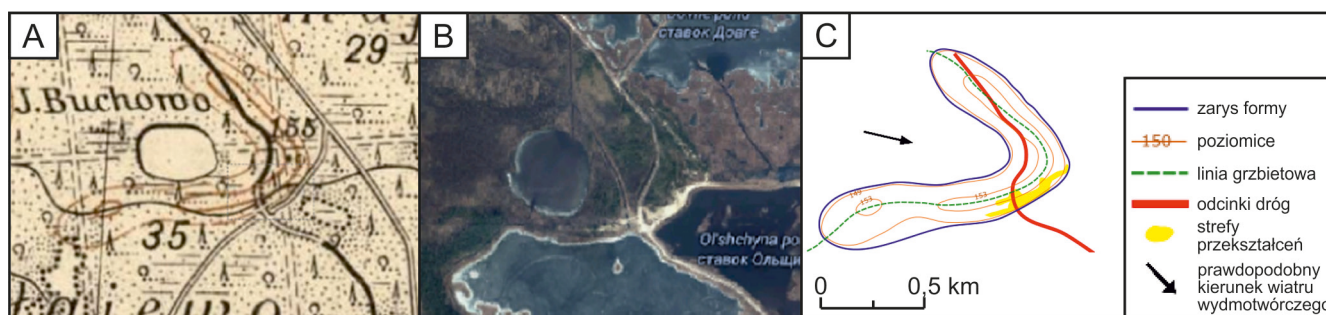
dolinach rzecznych zgromadzone są aluwia w postaci piasków, mułów i namułów rzecznych. Obniżenia dolinne i kotliny często zajęte są przez rozległe obszary bagienne najczęściej o charakterze torfowisk (Krygowski, 1947). Na wysoczyznach i w dolinach występują osady eoliczne formują pokrywy i wydmy (Krygowski, 1947; Zieliński, 2016), których materiał budulcowy stanowiły osady fluwioglacjalne i piaszczyste aluwia.

Dominacja procesów akumulacji sprawiła, że współczesna rzeźba analizowanej części Polesia Wołyńskiego jest monotonna, a deniwelacje rosną jedynie w miejscach, gdzie na powierzchni odsłaniają się fragmenty neogeńskiej rzeźby denudacyjnej (Dobrowolski i in., 2005). W rzeźbie terenu zaznaczają się moreny czołowe wchodzące w skład wołyńskiego pasa morenowego, ograniczonego od południa strefą odwodnienia marginalnego z okresu zlodowacenia odry (dnierpu 2) w postaci pradoliny środkowego i dolnego Stochodu oraz Styru (pradolina czartoryska wg B. Krygowskiego, 1947). Północna granica obszaru badań nawiązuje do pradoliny Prypeci ukształtowanej podczas stadiału warty. Kotliny wykształciły się w obrębie rozległych vistuliańskich równin rozlewiskowo-jeziornych obecnie zajętych głównie przez równiny torfowe. Pochodzące ze zlodowacenia odry (dnierpu 2) subrównoleżnikowe rynny były głównie szlakami odpływu, ale także strefami akumulacji osadów niesionych przez wody marginalne. Z kolei rynny subpołudnikowe stanowiły najważniejsze trakty odpływu oraz fluwioglacjalnej depozycji proglacjalnej. Formy te wyznaczają główne linie odpływu rzeczno-jeziornego oraz osadzania aluwii (Dobrowolski i in., 2005). Obecnie, liczne doliny rzeczne terenu badań są dobrze rozwinięte, osiągając stadium dojrzałe.

Metody

W pierwszym etapie badań przeanalizowana została mapa topograficzna Wojskowego Instytutu Geograficznego w skali 1:100000 pod kątem zidentyfikowania form eolicznych. Wykorzystano 15 arkuszy mapy obejmujących wyznaczony obszar badań: Berezne, Chinocze, Dąbrowica, Holby, Horodno, Kamień Koszyrski, Kołki, Kuchecka Wola, Lubieszów, Maniewiczze, Poworsk-Trojanówka, Sarny, Serniki, Stepan (Czartorysk) i Włodzimierz. Dobór tych materiałów kartograficznych podyktowany był łatwą dostępnością za pośrednictwem Archiwum Map Wojskowego Instytutu Geograficznego (<http://polski.mapywig.org/news.php>) oraz pełnym pokryciem terenu.

Następnie wyszukano odpowiednie formy na zdjęciach satelitarnych udostępnianych przez serwis internetowy Google Maps oraz dokonano ostatecznej weryfikacji przydatności do analizy geomorfologicznej. Kolejnym krokiem było nałożenie zdjęcia satelitarnego na mapę i wyznaczenie elementów pokrycia terenu, które posłużyły jako punkty georeferencyjne. Celem przeprowadzenia procesu interpretacji zdjęcia satelitarnego zastosowano szczegółową analizę cech rozpoznawczych.



Ryc. 2. Ilustracja zastosowanej metody badań. A – forma eoliczna na mapie topograficznej WIG; B – forma eoliczna na zdjęciu satelitarnym (www.google.maps); C – wyrys formy eolicznej z uwzględnieniem współczesnych stref przekształceń

Fig. 2. Illustration of the applied study method. A – aeolian form on the topographic map WIG; B – aeolian form on the satellite photograph (www.google.maps); C – drawing of the aeolian form including nowadays transformed zones

Pierwszą grupę stanowią bezpośrednie cechy wskazujące na geometrię, strukturę stereometryczną i optyczną charakterystykę terenu, do których można zaliczyć przede wszystkim kształt, wielkość, barwę lub fototon obrazu, a także jego strukturę i teksturę. Drugą grupą są cechy pośrednie wskazujące ilościowe, funkcjonalne, przestrzenne i przyczynowe zależności między obiektami. Do tej grupy można zaliczyć cień własny, cień rzucony przez obiekt, a przede wszystkim – z punktu widzenia realizowanego tematu – rozmieszczenie topograficzne obiektu i jego powiązania z elementami terenu (Ciołkosz i in., 1999).

Kolejny etap pracy polegał na wykreśleniu zarysu form na podstawie danych uzyskanych z mapy topograficznej oraz cech bezpośrednich i pośrednich odczytanych ze zdjęć satelitarnych oraz oszacowaniu elementów morfometrii form. Końcowym etapem było wskazanie na podstawie obrazu ze zdjęcia satelitarnego współczesnych stref przekształceń wydym i możliwych do zidentyfikowania, pól piasków eolicznych (Ryc. 2). Zgromadzone materiały posłużyły do interpretacji czynników warunkujących destabilizację środowiska eolicznego.

Klasyfikacja stopnia przekształceń miała charakter jakościowy, uwzględniający charakter przekształceń oraz ich obszar w stosunku do wielkości formy. Wdzielano duży, średni i niski stopień przekształceń.

W tabeli zestawiono podstawowe parametry form, takie jak długość formy, długość osi formy, wysokości bezwzględne określone na podstawie rysunku poziomicowego, oszacowaną maksymalną możliwą wysokość bezwzględną oraz stopień przekształcenia form (Tab. 1). Określenie cech morfometrycznych obarczone jest niedoskonałością wynikającą przede wszystkim ze skali mapy topograficznej Wojskowego Instytutu Geograficznego 1:100 000, jak również niejednorodnego cięcia poziomicowego stosowanego dla poziomnic zasadniczych na poszczególnych arkuszach mapy co 4 lub 5 metrów, nie zawsze też wprowadzone zostały poziomice pomocnicze. Maksymalną możliwą wysokość bezwzględną form oszacowano uwzględniając wartości poziomicy przy założeniu, że ich wartości informują o minimalnej wysokości, a wysokość maksymalna nie jest większa niż kolejna rzędna w danym cięciu poziomicowym. Metodę tę zilustrowano na rycinie nr 2, gdzie podstawa formy

znajduje się na wysokości 148 m n.p.m., kolejna poziomicca w obrębie formy ma wartość 153 m n.p.m. co oznacza, że jej wysokość bezwzględna przekracza 5 metrów, ale nie jest większa niż 10 metrów.

Wyniki badań

Rozmieszczenie form eolicznych

W obszarze badań zlokalizowano 187 obiektów o cechach wskazujących na pochodzenie eoliczne, z czego aż 92 (blisko 50%) noszą znamiona współczesnych przekształceń (Ryc. 1) i właśnie te formy poddane zostały szczegółowej analizie w niniejszej pracy. Jeżeli przyjąć rzekę Styr jako granicę rozdzielającą teren badań na część zachodnią (Stochod-Styr) i wschodnią (Styr-Horyń), to stwierdzić należy, że większość wydym i pozostałych form eolicznych znajduje się w części zachodniej – 117, w tym 54 to obiekty wykazujące aktywizację procesów eolicznych. Miejscami zauważalne są nagromadzenia analizowanych obiektów – jak np. na północno-zachodnim krańcu terenu badań, w pradolinie czartoryskiej czy w środkowej części zachodnich rubieży analizowanego terenu.

Wydmy gromadzą się głównie na względnie płaskich powierzchniach terasowych czy równinach aluwialnych oraz w znacznie mniejszej liczbie przypadków – na wysoczyznach moreny dennej lub zdenudowanych morenach czołowych. Formy eoliczne są wyraźnie zgrupowane wzdłuż dawnej doliny Styru, która pierwotnie, po przełamaniu się przez strefę czołowomorenową kierowała swój bieg ku północnemu wschodowi. Obecnie dolina ta w większej części odwadniana jest przez mniejszą rzekę o nazwie Stubla (Ryc. 1).

Cechy wybranych form eolicznych

Formy eoliczne zidentyfikowane w obszarze badań można podzielić na 5 grup: pierwsza grupa obejmuje wydmy paraboliczne (I), druga, to grupa wydym wałowych (II), trzecią grupę stanowią „prawdopodobne niewielkie wydmy”, o których charakterze nie da się wnioskować na podstawie cięcia poziomicowego zastosowanego na mapie topograficznej w skali 1:100 000

Tabela 1. Cechy morfometryczne form eolicznych
 Table 1. Morphometric features of aeolian forms

grupa form group of forms	numer formy number of the form	długość formy length of the form [km]	długość linii grzbietowej length of the crest [km]	rozpiętość ramion wings spread [km]	wysokość względna relative height [m]	skrajne wartości poziomic w obrębie formy extreme values of contours within forms [m n.p.m.]	stopień przekształcenia transformacji transformation degree
I	1	1	1,4	0,66	>2/<6	141-143	niski
I	2	1,1	2,5	0,97	-	141	średni
I	3	1,85	3,6	0,99	>4/<8	141-147	niski
I	4	0,68	1	0,13	>4/<6	141-145	niski
I	5	1,5	2,6	0,48	>4/<8	141-145	niski
II	6	1,7	1,8	-	>4/<12	141-145	niski
I	7	1,76	3,05	0,54	>4/<8	143-147	niski
I	8	0,87	1,54	0,87	>4/<8	145-149	średni
V	9	1,16	1,25	-	-	141	niski
I	10	0,51	0,6	0,44	-	141	średni
I	11	1	2	1,14	>4/<12	141-145	średni
I	12	0,6	0,93	0,18	-	141	średni
I	13	1,18	1,53	0,68	>5/<15	145	niski
I	14	2,35	4	1,4	>4/<12	145	niski
IV	15	1,38	2,04	1,3	>4/<12	143-149	średni
I	16	0,7	1,55	1,04	>4/<12	145-149	średni
I	17	2,68	5	0,63	>9/<13	145-154	średni
I	18	3,71	4,25	2,68	>4/<8	145-149	średni
I	19	2,35	3,5	2,33	>2/<6	143-145	niski
II	20	0,5	0,77	-	-	145	niski
I	21	0,38	0,9	0,68	-	145	niski
I	22	0,99	1,25	1,13	-	145	średni
I	23	0,76	1,3	0,73	>4/<8	143-149	niski
II	24	2,25	2,5	-	-	149-154	wysoki
I	25	1,35	2,4	1,1	>4/<12	158-162	średni
III	26	1,04	-	1	-	-	średni
I	27	0,74	1,1	0,68	-	154	średni
V	28	1,7	2,06	-	-	154	średni
IV	29	0,85	2,2	1,5	-	154	niski
I	30	1,7	2,4	0,87	>9/<18	149-158	średni
II	31	1,46	2,2	-	>9/<18	149-158	niski
I	32	1,75	3,56	2	>5/<14	149-154	niski
I	33	0,84	2	1	>4/<12	154-162	niski
I	34	1,23	2,45	1,2	>4/<12	154-158	średni
II	35	1,38	1,13	-	-	154	niski
II	36	1,38	0,75	-	-	154	niski
I	37	2,02	3,02	1,38	>8/<12	158-166	niski
I	38	1,76	3	1,2	>8/<16	154-162	średni
I	39	1,25	1,75	0,86	>4/<12	158-162	niski
I	40	1,21	2,5	1,14	>8/<16	158-166	niski
I	41	0,75	1,3	0,65	-	154	niski
II	42	1,13	1,26	-	-	154	średni
V	43	0,68	-	-	-	158	średni
V	44	0,98	-	-	-	158	średni

I	45	0,75	1,5	0,68	>4/<12	158-162	wysoki
V	46	1,27	-	-	>4/<8	162-166	niski
V	47	0,76	-	-	-	162	średni
III	48	0,51	-	-	-	-	średni
V	49	0,73	-	-	-	162	niski
I	50	0,7	1,4	0,23	-	162	średni
I	51	1,62	2,2	0,92	-	162	niski
IV	52	1,66	3,02	1,27	-	162	wysoki
I	53	1,5	3	1,57	>9/<13	162-171	niski
I	54	0,75	1,25	0,77	>4/<8	158-162	średni
II	55	1,39	1,77	-	>8/<12	158-166	niski
I	56	0,8	1,63	0,58	>4/<12	162-166	niski
II	57	1,5	1,9	-	-	162	średni
I	58	0,79	1,4	0,75	-	162	średni
II	59	0,75	0,82	-	-	162	średni
I	60	1,6	2,6	0,76	>4/<12	162-166	średni
I	61	1,35	2,5	0,83	-	162	średni
I	62	0,45	0,95	0,49	-	162	wysoki
I	63	0,9	2,1	0,9	>13/<22	166-179	niski
V	64	1,02	0,78	0,52	-	179-188	niski
III	65	0,6	-	-	-	-	niski
III	66	0,55	-	0,31	-	-	wysoki
I	67	1	1,35	1,04	-	159	niski
II	68	0,78	1	-	>5/<10	183-188	wysoki
I	69	0,4	0,79	0,56	-	175	niski
V	70	2,3	-	-	>4/<8	171-179	niski
V	71	1,65	-	-	>4/<8	166-171	niski
I	72	1,35	2,2	1,37	>8/<16	171-179	niski
I	73	0,63	1,15	0,55	-	171	niski
V	74	0,84	-	-	-	-	wysoki
III	75	0,52	-	0,48	-	183	średni
I	76	0,75	0,55	0,4	-	166	średni
I	77	0,38	0,6	-	>5/<10	166-171	wysoki
I	78	0,87	1,75	0,7	-	166	niski
I	79	0,77	1,75	0,88	>13/<26	166-179	niski
IV	80	2,7	4	0,52	>8/<24	171-179	niski
I	81	0,54	1,25	0,8	-	171	niski
I	82	0,9	1,43	0,21	-	171	niski
I	83	0,37	0,76	0,65	>8/<16	175-183	średni
II	84	1,45	1,70	-	-	171	niski
I	85	1,22	1,42	1,15	>4/<16	179-183	niski
IV	86	2	3,8	0,82	>8/<24	175-183	średni
V	87	0,5	0,75	-	-	175	niski
V	88	0,8	-	-	-	175	niski
I	89	0,87	1,5	0,48	>21/<25	171-192	niski
I	90	0,55	1,5	0,42	>8/<16	175-183	niski
I	91	1,18	0,95	1,13	-	175	średni
V	92	1,18	-	-	-	171	niski

I – wydmy paraboliczne, II – wydmy wałowe, III – prawdopodobne niewielkie wydmy, IV – wydmy na polach piasków eolicznych, V – pola piasków eolicznych

I – parabolic dunes, II – ridge dunes, III – probable small dunes, IV – dunes on the aeolian sand covers, V – aeolian sand covers

i zdjęciach satelitarnych (III), czwarta grupa obejmuje wydmy na polach piasków eolicznych (IV), a grupa piąta to pola piasków eolicznych (V).

Wydmy paraboliczne (I) są dość zróżnicowane pod względem wielkości, wysokości względnej czy rozpiętości ramion. Do szczegółowej prezentacji wytypowano kilka reprezentatywnych form z tej grupy liczącej 56 obiektów. Wydma nr 1 (Ryc. 1, 3) znajduje się w północno-zachodniej części analizowanego obszaru. Uformowała się ona w dolinie rzeki Stochod i otoczona jest terenami podmokłymi. Wydma ta ma orientację WNW-SES, długość około 1 km (Tab. 1), linia grzbietowa osiąga długość 1,4 km, a rozpiętość ramion wynosi około 660 m, przy czym ramię południowe jest przynajmniej dwukrotnie dłuższe od północnego. Wysokość względna formy nie przekracza 6 m – podstawa wydmy znajduje się poniżej 141 m n.p.m., a wierzchołek powyżej 143 m n.p.m. Czoło wydmy jest wydłużone w kierunku wschodnim po stronie zawietrznej. Na podstawie kształtu formy można wnosić, że budował ją wiatr północno-zachodni. W obrębie formy zidentyfikowano dużą strefę deflacji obejmującą znaczną część północnego ramienia wydmy oraz niewielką po stronie zawietrznej w centralnej części formy. Prawdopodobną przyczyną ich powstania była eksploatacja piasku.

Wydma paraboliczna nr 8 (Ryc. 1, 3) położona jest na południe od wyżej opisanej i leży w obrębie równiny aluwialnej. Forma zorientowana jest w kierunku NW-SE. Długość wydmy sięga 0,87 km, taka sama wartość charakteryzuje rozpiętość ramion, natomiast linia grzbietowa liczy około 1,54 km (Tab. 1). Wysokość względna osiąga nie więcej niż 6 m. Stok proksymalny odznacza się mniejszym nachyleniem niż stok dystalny. Forma ukształtowała się pod wpływem wiatru północno-zachodniego. Strefy przekształceń znajdują się w centralnej części wydmy oraz w obrębie południowego ramienia. W tym przypadku powstały one na skutek wylesienia i włączenia terenu do użytków rolnych. „W takich sytuacjach łatwo dochodzi do uruchomienia procesów eolicznych, a w efekcie do powstania stref deflacji i erozji gleby

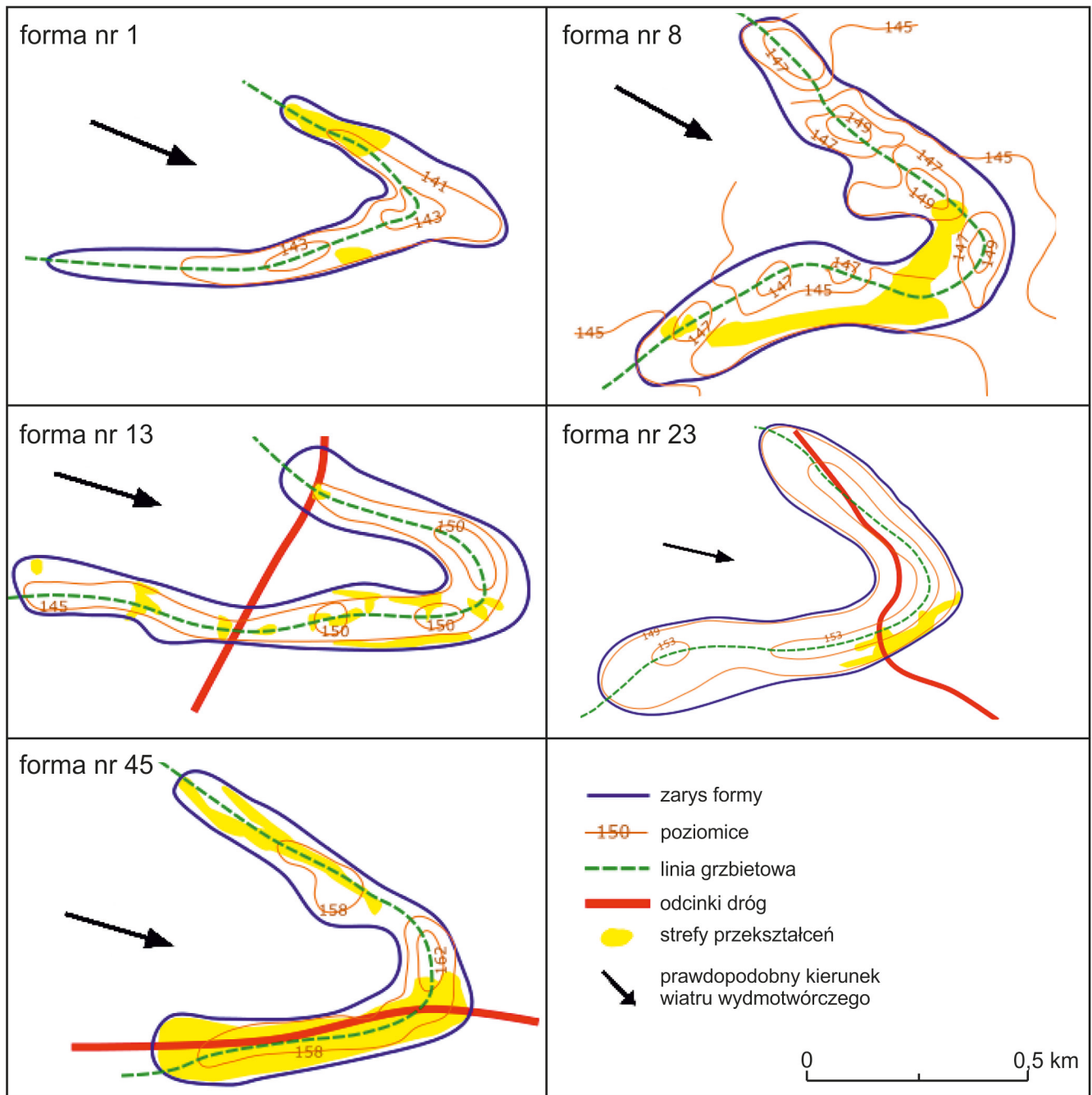
Kolejny przypadek stanowi wydma paraboliczna nr 13 (Ryc. 1, 3), podobnie jak poprzednio opisane, leży w północno-zachodniej części terenu badań na równinie aluwialnej. „Omawiana wydma osiąga długość 1,18 km (Tab. 1). Długość linii grzbietowej formy wynosi 1,53 km, natomiast rozpiętość ramion osiąga 680 m. Wysokość względna formy maksymalnie mieści się w granicach 15 m. Orientacja formy ma układ NW-SE, a jej ramiona są asymetryczne – południowe ramię jest zdecydowanie dłuższe niż północne. Układ ramion wydmy sugeruje, że ukształtowana została poprzez działanie wiatru północno-zachodniego. W osi tej formy odnotowano kilka niewielkich stref deflacji, które mogą wiązać się z miejscowym odlesieniem i uruchomieniem procesów eolicznych na powierzchni nie utrwalonej roślinnością. Ponadto w obrębie tej formy, zarówno w osi jak i u podnóża, występują podcięcia drogowe, gdzie materiał budujący wydmy jest wystawiony na działanie procesów geomorfologicznych.

Wydma paraboliczna nr 23 znajduje się w centralnej części analizowanego obszaru w międzyrzeczu Styru i Stubły (Ryc. 1) na rozległej równinie aluwialnej. Orientacja wydmy układa się w kierunku WNW-ESE (Ryc. 3). Długość formy osiąga 0,76 km, a długość jej linii grzbietowej to około 1,3 km. Ramiona formy odznaczają się asymetrią, ich rozpiętość wynosi około 730 m i analogicznie jak w większości analizowanych przypadków północne ramię jest krótsze od południowego, a dominujący kierunek wiatru podczas kształtowania wydmy to kierunek północno-zachodni. Wysokość względna całej formy nie przekracza 8 m. Po stronie proksymalnej wydmy znajduje się niewielkie jezioro o nazwie Buchowo, które najprawdopodobniej utworzyło się w niecce deflacyjnej. Po stronie dystalnej także występują zbiorniki wodne – Staw Pleszczyna i Olszyna, powstałe zapewne w wyniku działalności antropogenicznej w ciągu ostatnich niespełna 100 lat, co sugeruje brak tych obiektów na mapie WIG. W sąsiedztwie Stawu Olszyna, w południowej części wydmy widoczna jest strefa pozbawiona pokrywy roślinnej, która powstała na niewielkim odcinku jako podcięcie drogowe, a w pozostałej części podlega degradacji na skutek prawdopodobnie niekontrolowanego użytkowania terenu w kierunku rekreacyjnym.

Kolejny przykład wydmy parabolicznej dotkniętej antropopresją stanowi forma nr 45 o orientacji WNW-ESE. Leży ona w centralnej części analizowanego obszaru (Ryc. 1), nieopodal Jeziora Białego na niewielkim fragmencie terasy wysokiej jednego z lewostronnych dopływów Styru. Jej długość wynosi 0,75 km, linia grzbietowa liczy około 1,5 km, natomiast rozstaw ramion sięga blisko 680 m. Ramiona mają zbliżoną szerokość i długość. Maksymalna wysokość wydmy jest nie większa niż 12 m, jest to więc jedna z niższych wydm zaklasyfikowanych do grupy wydm parabolicznych (I). Wiatr kształtujący formę wiał z sektora zachodniego. Całe południowe ramię wydmy obejmuje strefa współczesnych przekształceń, które wiążą się z funkcjonowaniem drogi gruntowej przebiegającej wzdłuż osi tego ramienia (Ryc. 3).

Druga grupa form eolicznych stwierdzonych w terenie badań to wydmy wałowe. Ich identyfikacja na mapach topograficznych i zdjęciach satelitarnych jest znacznie trudniejsza niż w przypadku wydm parabolicznych, ponieważ kształt formy nie jest istotnym wyróżnikiem, a postać wałów może mieć wiele innych form geomorfologicznych. Podczas identyfikacji wydm wałowych opierano się w dużej mierze na barwie i tonie odsłoniętych powierzchni piaszczystych oraz cechach pośrednich. Rozpoznano 12 tego typu form wykazujących ślady współczesnych przekształceń. Ich linie grzbietowe w większości przypadków nie przebiegają prostoliniowo, stąd większa długość linii grzbietowych wałów niż ich długość pomierzona między skrajnymi punktami.

Przykład wydmy wałowej stanowi forma nr 55 zorientowana WSW-ENE (Ryc. 1, 4). Znajduje się ona na terasie rzeki Stochod, w zachodniej części obszaru badań. Długość formy sięga 1,39 km, a linii grzbietowej 1,77 km (Tab. 1). Wysokość względna wydmy nie jest więk-



Ryc. 3. Wydmy paraboliczne

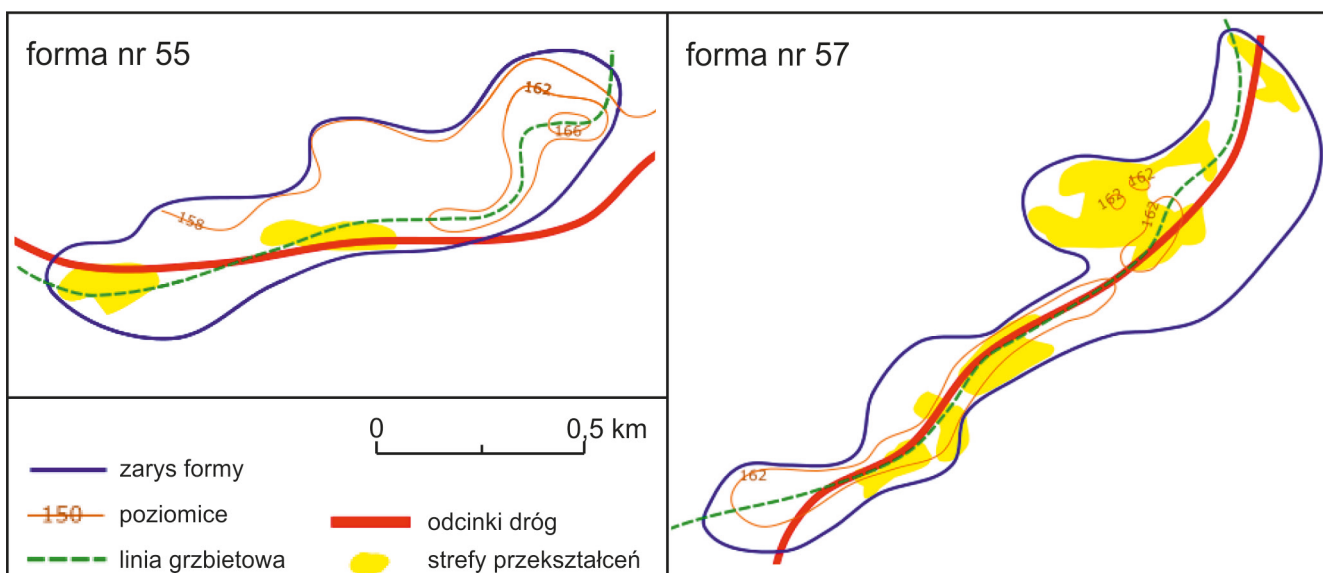
Fig. 3. Parabolic dunes

sza niż 12 m. Grzbiet formy przecina pod niewielkim kątem droga, wykorzystująca południową, niższą część wydmy. Strefa współczesnych przekształceń jest tu niewielka i związana przede wszystkim z przebiegiem drogi gruntowej.

Bardzo podobnymi cechami odznacza się wydma wałowa nr 57 (Ryc. 1, 4) położona w centrum analizowanego obszaru, na dnie doliny Styru, po prawej stronie rzeki. Wał o przebiegu SW-NE ma długość sięgającą 1,5 km, linia grzbietowa mierzy około 1,9 km (Tab. 1), formę opisuje poziomica o rzędnej 162 m n.p.m. Niemal dokładnie wzdłuż grzbietu wału przebiega droga gruntowa, z funkcjonowaniem której wiążą się strefy

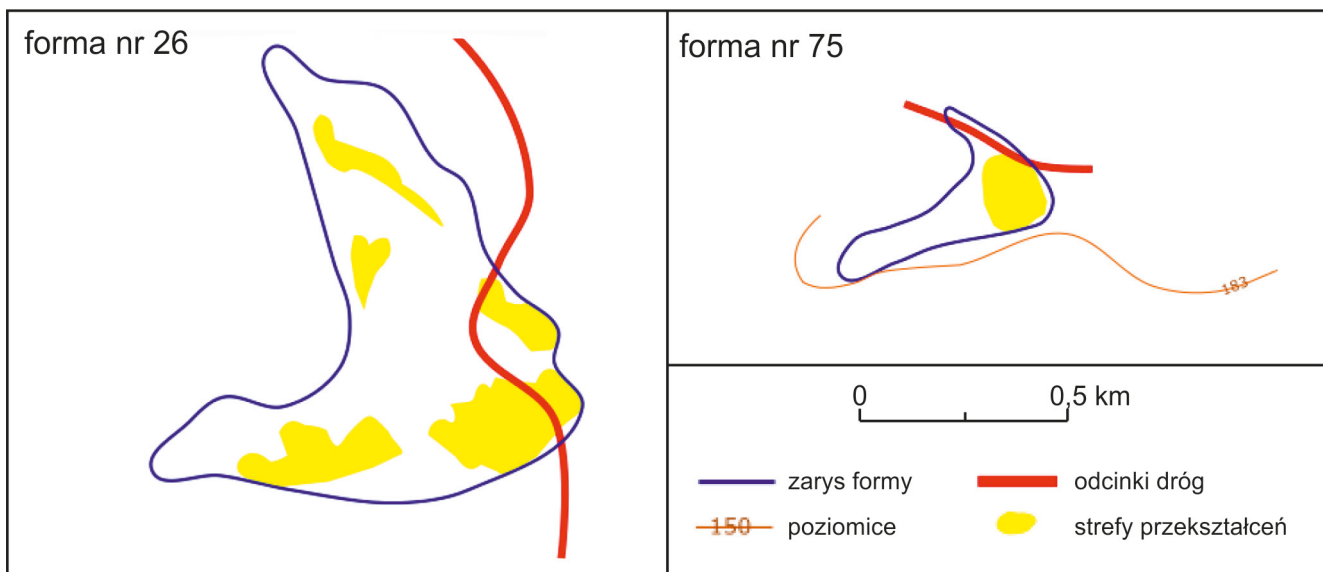
przekształcenia formy, a obszary deflacji wynikające z odlesienia zajmują sporą powierzchnię po północno-zachodniej stronie wydmy.

Trzecią grupę form eolicznych stanowią „prawdopodobne niewielkie wydmy”. Cięcie poziomicowe zastosowane na mapie topograficznej w skali 1:100 000, była niewystarczające do uchwycenia form o małej wysokości. W takich przypadkach dokonywano weryfikacji na podstawie cech bezpośrednich i pośrednich odczytanych ze zdjęć satelitarnych. Ze względu na ograniczenia wynikające ze skali mapy nie wyznaczano linii grzbietowych form, nie możliwe było także wnioskowanie o dominującym kierunku wiatru podczas ich kształtowania.



Ryc. 4. Wydmy wałowe

Fig. 4. Ridge dunes



Ryc. 5. Prawdopodobne niewielkie wydmy

Fig. 5. Probable small dunes

Na terenie badań zidentyfikowano zaledwie 5 form z omawianej grupy.

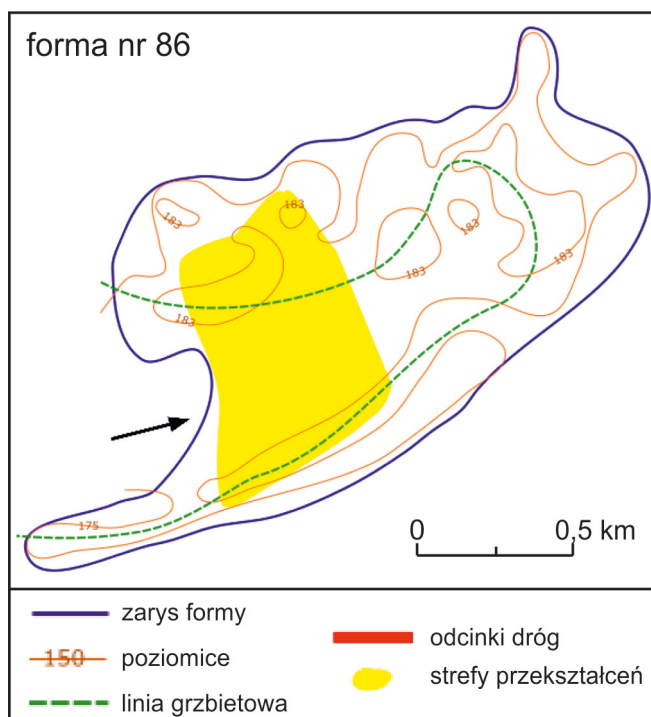
Jednym z reprezentantów tej grupy jest forma nr 26, położona w północno-wschodniej części badanego obszaru w dolinie wykorzystywanej dawniej przez rzekę Styry (Ryc. 1, 5). Długość formy wynosi 1,04 km, a rozpiętość ramion sięga 1 km (Tab. 1). Uległa ona przekształceniu w dużym stopniu, jej znaczna część jest odlesiona, miejscami zidentyfikowano ślady chaotycznej eksploatacji, a ponadto przez formę przebiega droga gruntowa.

Kolejny przykład to wydma nr 75, która znajduje się na południu terenu badań. Forma ukształtowała się na terasie w dolinie Styru, który na tym odcinku wykorzystuje pradolinę czartoryską (Ryc. 1, 5). Długość formy wynosi 0,52 km, a rozpiętość ramion to niecałe 0,48 km (Tab. 1). Ramiona wydmy są nierównomierne, północne ramię

jest zdecydowanie krótsze niż południowe. Rejon przekształceń o niezidentyfikowanym charakterze występuje w centralnej części wydmy. Przez jej północną część przebiega droga gruntowa, której użytkowanie może sprzyjać powstawaniu, a nawet zwiększaniu strefy deflacji.

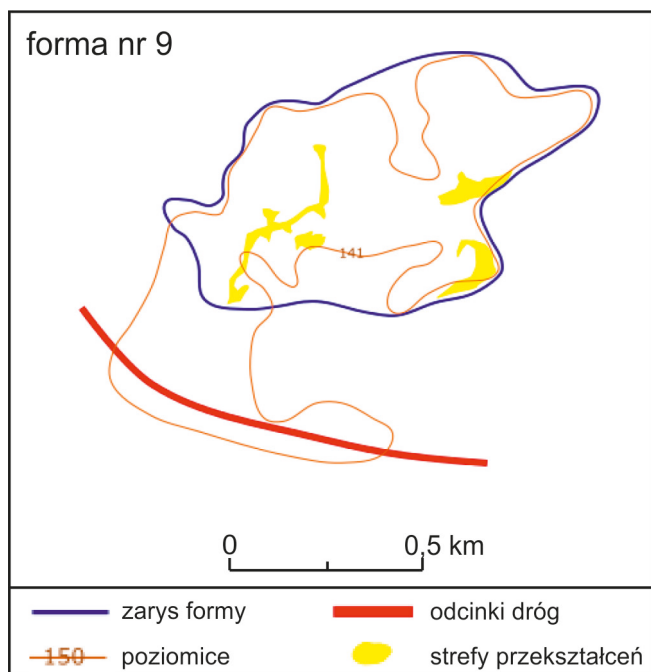
Kolejną grupą form są wydmy na polach piasków eolicznych. Formy te z reguły zajmują dość duże powierzchnie i odznaczają się znacznymi przekształceniami. W obszarze badań możliwe było zarejestrowanie zaledwie 5 wydym na polach piasków eolicznych.

Przykładem formy z tej kategorii jest wydma z polem piasków eolicznych nr 86, znajdująca się w południowej części analizowanego obszaru w obrębie dna doliny Styru, w odcinku, gdzie rzeka ta przebiega pradoliną czartoryską (Ryc. 1, 6). Długość formy wynosi 2 km, a długość linii grzbietowej niewyraźnie zarysowującej się wydmy



Ryc. 6. Wydmy na polach piasków eolicznych

Fig. 6. Dunes on the aeolian sand covers



Ryc. 7. Pola piasków eolicznych

Fig. 7. Aeolian sand covers

to około 3,8 km (Tab. 1). Wysokość względna formy nie przekracza 24 m. Mimo skomplikowanego zarysu formy można zakładać, że wiatry, które ukształtowały wydmy wiały z południowego zachodu. Wschodnia część formy jest odlesienia, a odsłonięta powierzchnia podlega intensywnemu przekształcaniu na skutek użytkowania terenu w kierunku rekreacyjnym jako przestrzeń wykorzystywana na „arenę” dla pojazdów typu off-road (wg informacji zamieszczonej w Google Maps).

Ostatnia grupa form to pola piasków eolicznych. Ich identyfikacja była możliwa dzięki analizie zdjęć satelitarnych, na których, w sprzyjających okolicznościach, wyróżniały się odmiennym fototonem czy pokrywą roślinną. Na badanym obszarze zidentyfikowano 14 tego typu form.

Pierwszym reprezentantem jest pole piasków eolicznych nr 9, które położone jest w północno-zachodniej części analizowanego obszaru, w obrębie dna doliny Prypeci (Ryc. 1, 7). Długość formy wynosi 1,7 km. Stopień współczesnego przekształcenia formy jest niski, spowodowany chaotyczną eksploatacją piasków odbywającą się w południowej części pola. Drugi przykład stanowi forma nr 47 usytuowana w centralnej części obszaru badań w dawnej dolinie rzeki Styr (Ryc. 1, 7). Jest to pole piasków eolicznych o małych rozmiarach: długość tej formy wynosi zaledwie 0,76 km (Tab. 1). Z rysunku poziomicowego wynika, że powierzchnia nie jest tu płaska, a urozmaicona niewielkimi, odizolowanymi pagórkami. Analizowane pole piasków eolicznych jest najsilniej przekształcone w części wschodniej, gdzie materiał podlega eksploatacji, na zmiany w rzeźbie wpływa także droga przebiegająca niemal przez środek formy.

Lokalizacja form a rzeźba terenu

Rzeźba analizowanego terenu zdominowana jest przez formy genezy fluwialnej takimi jak rozległe terasy akumulacyjne przybierające miejscami cechy równin aluwialnych wznoszące się ponad dna dolin (Ryc. 1). Obszary takie, w głównej mierze zbudowane z piasków lub piasków z mułami, zapewniły materiał do intensywnego działania procesów eolicznych i formowania pól piasków eolicznych oraz wydmy, ale także obniżen deflacyjnych, które ulegały zabagnieniu. W takim położeniu znajduje się najwięcej analizowanych form, w tym scharakteryzowane powyżej formy nr 1, 8, 13, 23, 45, 75. Formy eoliczne wkraczały niekiedy w dna dolin rzecznych (np. forma nr 57 i 86) i w takich sytuacjach są narażone na erozję rzeczna, co zaobserwowano przykładowo w przypadku formy nr 21.

Szczególne nagromadzenie wydmy zaobserwowano w obrębie dawnego szlaku przepływu wód Styru, który w przeszłości, po przelamaniu się przez szeroki pas moren czołowych, kierował się ku północnemu-wschodowi (Krygowski, 1947). Płaska powierzchnia i nagromadzone osady aluwialne, przy obniżonym poziomie wód gruntowych po zmianie przebiegu koryta Styru sprzyjały aktywności eolicznej i budowaniu licznych form (Ryc. 1).

Najmniej form eolicznych związanych jest z wysoczyznami morenowymi oraz strefą czołowomorenową. Zidentyfikowano zaledwie 17 takich przypadków. Materiałem źródłowym mogły być osady fluwioglacjalne uczestniczące w budowie moren czołowych, a na niewielkich płatach wysoczyzny morenowej dochodziło do nawiewania piasku z otaczających równin aluwialnych.

W północnej części analizowanego obszaru, gdzie tereny podmokłe mają znaczny udział, odnotowano kilka

przypadków wkroczenia wydm na bagna. Są to formy o numerach: 1, 20, 21, 22, 34.

Interpretacja z elementami dyskusji wyników badań

Morfometria form eolicznych

Scharakteryzowane powyżej formy są reprezentatywnymi przypadkami dla każdej grupy biorąc pod uwagę ich cechy morfometryczne. Dominująca orientacja wydm parabolicznych to WNW-ESE lub NW-SE. Zdecydowana większość tych form, bo aż 24 ma długość mieszczącą się w granicach od 0,5 do 0,9 km, kilkanaście mieści się w kolejnym przedziale od 1,0 do 1,4 km. Najdłuższe z form przekraczają 2,5 km, ale są to pojedyncze przypadki. Rozpiętość ramion wydm parabolicznych zazwyczaj nie jest większa niż 1 km (28 przypadków – między 0,5 a 0,9 km), w niewielu przypadkach jest mniejsza niż 0,5 km.

Przy analizie kształtu wydm parabolicznych zwraca uwagę asymetria ich ramion – w 14 przypadkach, w których można mówić o ewidentnym zarysowaniu się tej cechy, ramię północne jest dłuższe niż południowe (forma nr 1, 7, 8, 13, 17, 23, 25, 33, 34, 37, 41, 75, 79 i 89). Przyjmuje się, że gdy wydmy paraboliczne formują wiatry wiejące z jednego kierunku wykształcają ramiona o podobnej długości (zakładając, że nie wpływają na odstępstwo od tej reguły czynniki lokalne), a kierunek wiatru wydmotwórczego zapisany jest w morfologii formy (np. Zieliński, 2016). Odkształcenie ramion – jak ma to miejsce w podanych przypadkach – świadczy o zmianie kierunku wiatru wydmotwórczego niedługo przed utwaleniem form, zanim doszło do całkowitego ich przemodelowania.

Wydmy wałowe odznaczają się orientacją SW-NE, ale zdarzają się przypadki odwrotnego ułożenia, czyli NW-SE. Większość z nich ma długość mieszczącą się w przedziale od 1,0 do 1,4 km, nieliczne przekraczają 2 km. P. Zieliński (2016) opisał jedną z tego typu form o przebiegu SW-NE, położoną na obszarze objętym analizą. Autor ten wykazał, że aktualne ukształtowanie zyskała poprzez przemodelowanie starszodryasowej formy podczas młodszego dryasu za sprawą działania wiatru o średniej prędkości z kierunku W i SW oraz silnego wiatru z kierunku E i S.

Wysokość wydm parabolicznych jak i wydm wałowych została oszacowana na zazwyczaj więcej niż 4 lub 5 m (w zależności od cięcia poziomicowego na danym arkuszu mapy topograficznej) i mniej niż 8 do kilkunastu metrów.

Współczesne przekształcenia form eolicznych

Formy odznaczające się dużym stopniem przekształcenia, to takie, których znaczna część (w niektórych przypadkach prawie cała powierzchnia) podlegać może uaktywnieniu procesów eolicznych. Reprezentowane są zarówno przez wydmy paraboliczne, wydmy wałowe

i pola piasków eolicznych (8 stwierdzonych przypadków). Średnim stopniem przekształcenia dotknięte zostały 34 formy, a pozostałe 50 niskim.

Analiza form eolicznych pozwoliła na określenie kilku przyczyn powodujących uruchamianie wspólnie procesów eolicznych. W znakomitej większości są to efekty działalności człowieka, a wśród czynników naturalnych można jedynie wymienić boczną erozję rzeczną, powodującą podcinanie form eolicznych przez migrujące koryta rzek. Dna dolin rzecznych stanowią niekiedy obszary alimentacyjne, z których wywiewany jest materiał aby następnie zostać zdeponowany na powierzchni teras a nawet innych form, poza doliną rzecznią. Procesy eoliczne zachodzą w strefach przykorytowych, głównie w miejscach występowania szerszych łóżysk czy odsypów, eksponowanych na działanie wiatru w sprzyjających warunkach hydrologicznych i anemologicznych. Przy odpowiednio niskim stanie wód procesy eoliczne mogą zachodzić przez cały rok, nawet w lecie przy silnych prędkościach wiatru sięgających od 8 do 10 metrów na sekundę (Wojtanowicz, 2009). Dla porządku należy zaznaczyć, że jednak doliny rzeczne częściej stanowią strefy przechwytywania i akumulacji materiału piaszczystego dostarczanego z innych środowisk sedymentacyjnych, uruchamianego wskutek procesów naturalnych i/lub działalności człowieka, a łatwiejsze formowanie odsypów jest efektem przeciążenia rzeki transportowanym materiałem (Twardy, 2008c; Wojtanowicz, 2009).

Wśród czynników antropogenicznych wpływających na przekształcenia form eolicznych najczęstszym pozostaje erozja drogowa. Odgrywa ona szczególnie dużą rolę w przypadku dróg gruntowych, a takie na obszarze badanej części Polesia Wołyńskiego przeważają. Na stromych stokach form eolicznych może dochodzić do tworzenia wąwozów drogowych, które po pewnym czasie użytkowania stają się trudno przejezdne, co generuje potrzebę wytyczenia obok nowego szlaku drożnego, poszerzając w ten sposób strefę zdegradowaną (Szpikowski, 2011). Na płaskich powierzchniach pokryw eolicznych dochodzi do podobnych zjawisk, polegających na tyczeniu coraz to nowych szlaków drożnych celem ominięcia odcinków trudnych do przejechania. Szczególnie silnej degradacji podlegają strefy pogranicza form eolicznych i zbiorników wodnych. Takie obszary stają się lokalnie atrakcyjne turystycznie jako plaże przy brzegu zbiornika, a ponadto często towarzyszy im wzmożona erozja drogowa, związana z chęcią dojechania pojazdami jak najbliższej zbiornika. Przekształcenia brzegów jezior o podobnym charakterze opisywała M. Cichoń (2009). Nieorganizowane uprawianie sportów motorowych (rajdy off-road) powoduje całkowitą degradację pokrywy roślinnej na dużych powierzchniach form eolicznych, co daje możliwość uruchamiania procesów eolicznych na większą skalę niż w innych przypadkach. Ten rodzaj rekreacyjnego wykorzystywania form eolicznych stwierdzono w jednym przypadku, a obszar wystawiony na działanie współczesnych procesów rzeźbotwórczych jest największy ze wszystkich analizowanych.

Inną, dość częstą przyczyną degradacji wydm jest eksploatacja piasku. Ma ona zazwyczaj charakter chaotyczny, wielokrotnie w obrębie jednej formy istnieje kilka niewielkich „dzikich” piaskowni, zdarza się także, że materiał pozyskiwany jest z podcięć drogowych. Ze względu na cechy teksturalne osadów eolicznych oraz łatwą dostępność materiału, jak również wyłączenie z użytkowania rolniczego, formy eoliczne są szczególnie narażone na ten sposób przekształcania. Zmiany w obrębie wydm bywają tak duże, że uniemożliwiają wnioskowanie o pierwotnych cechach morfometrycznych form, a przemieszanie materiału uniemożliwia badania terenowe, w tym analizy sedymentologiczne, pedologiczne i geochronologiczne (Dembińska i in., 2013). W pozostawionych wyrobiskach szybko dochodzi do wytworzenia oryginalnej współczesnej rzeźby eolicznej (Szczypek, 1994; Twardy, 2008a).

W wielu przypadkach przyczyną uruchomienia procesów eolicznych jest nieprawidłowe gospodarowanie, polegające na odlesieniu i włączaniu obszarów niewielkich wydm, pól piasków eolicznych lub niższych partii wydm do gruntów ornych. Gleby wytworzone na piaskach eolicznych, po wyeksponowaniu na działanie czynników zewnętrznych, są szczególnie narażone na erozję, która następuje przy małych prędkościach wiatru, już po przekroczeniu 3 m/s. Proces ten zachodzi głównie wiosną i jesienią, czyli w okresie kiedy gleba nie jest utrwalona roślinnością. Intensywność erozji wietrznej gleb dla Europy Środkowej oszacowano na 100 do 500 t/km²/rok (Wojtanowicz, 2009).

Objawem prowadzenia nieprawidłowej gospodarki jest także zaburzenie stosunków wodnych na skutek nadmiernej melioracji. Polesie Wołyńskie w znacznej części obejmuje obszary podmokłe, w wielu przypadkach torfowiskowe, które poprzez osuszanie starano się pozyskać do prowadzenia gospodarki rolnej. Jednym ze skutków prowadzonych działań było obniżenie poziomu wód gruntowych, co z kolei prowadziło do przesuszania piasków budujących liczne na tym obszarze formy eoliczne i uruchamiania procesów generowanych przez wiatr (Niewiarowski, 1976; Dembińska i in., 2013).

Na badanym obszarze udokumentowano kilka wydm sąsiadujących bezpośrednio ze zbiornikami wodnymi, a wahania poziomu wody w zbiornikach, nawet sezonowe, mogą także wydatnie wpływać na uaktywnianie procesów eolicznych poprzez wyeksponowanie nieutrwalonego roślinnością fragmentu brzegu zbiornika na skutek obniżenia poziomu wody. Tempo rozwoju procesów eolicznych i ich intensywność zależy od tego jak długo utrzymuje się niski poziom wody w zbiorniku oraz jaki jest reżim anemologiczny, a więc czy następuje koincydencja obniżenia poziomu wody i silnych wiatrów (Chak, 2006). Wahania poziomu wody w zbiornikach badanego terenu mogą wynikać zarówno z procesów naturalnych, takich jak: procesy krasowe (część obszaru położona jest w obrębie węglanowej pokrywy platformowej) czy susze hydrologiczne, jak również antropogenicznych, polegają-

cych na melioracji czy sposobie prowadzenia gospodarki w sztucznych zbiornikach i okresowe spuszczenie wody.

Wnioski

Średnie szerokości geograficzne Europy, gdzie położony jest obszar badań, cechuje klimat umiarkowany, dla którego w stanie naturalnym właściwa jest dominacja roślinności leśnej, a w takich warunkach procesy eoliczne praktycznie nie mają szansy na działanie. Działalność człowieka doprowadziła do odlesienia wielkich obszarów, a tereny rolnicze przeważają obecnie nad leśnymi, co zwiększyło zasięg oddziaływania przestrzennego współczesnych procesów eolicznych, które mogą być tym intensywniejsze im bardziej niewłaściwy jest sposób gospodarowania. Obszary te narażone są na występowanie takich zjawisk jak erozja gleb czy burze pyłowe (Wojtanowicz, 2009). Antropopresja często przyczynia się pośrednio do stwarzania warunków sprzyjających powstawaniu różnych form, które w późniejszym czasie rozwijają się w sposób naturalny (Szczypek, Wach, 1991). Zniszczenie szaty roślinnej doprowadziło do tego, że w holocenie uaktywnienie procesów eolicznych i formowanie wydm wynikało z działalności człowieka, a nie zmian warunków klimatycznych (Nowaczyk, 1976).

Badana część Polesia Wołyńskiego podlega antropopresji, wyrażonej między innymi w przekształceniach form eolicznych. Ponad połowa zidentyfikowanych form tej genezy nosi znamiona antropopresji o różnym nasileniu. Najwięcej przekształceń w wydmach odznacza się niskim natężeniem, natomiast najmniej jest form silnie przekształconych.

Typ formy nie determinuje natężenia przekształceń antropogenicznych, większe znaczenie ma wysokość włączenia do użytkowania rolniczego. Typ formy może sprzyjać określonym formom przekształceń – w wydmach parabolicznych i wydmach wałowych częściej powstają podcięcia drogowie oraz częściej narażone są na powstawanie piaskowni. Na polach piasków eolicznych czy niewielkich wydmach bywają zakładane pola uprawne, co szybko może uruchomić deflację. W szczególnych przypadkach antropopresja polega na rekreacyjnym wykorzystywaniu form eolicznych jako plaże w sąsiedztwie zbiorników wodnych czy obszary uprawiania sportów motorowych.

Znaczną część obszaru badań zajmują rozległe tereny podmokłe, które sąsiadują z wydmami. W takich warunkach formy eoliczne stanowiły niejednokrotnie suche „wyspy” pośród bagien, co powodowało, że ludzie chętniej wykorzystywali takie obszary do różnych aspektów swojej działalności, podczas gdy na obszarach wysoczyzn morenowych, gdzie łatwiej jest funkcjonować, formy eoliczne są pomijane w prowadzeniu działalności gospodarczej czy transportowej i nie podlegają tak często przekształceniom.

Literatura

- Arens S.M., Geelen L.H.W.T., 2006. *Dune Landscape Rejuvenation by Intended Destabilisation in the Amsterdam Water Supply Dunes*. Journal of Coastal Research, 22(5), ss. 1094-1107.
- Chak W. A., 2006. *Niektóre cechy rozwoju procesu eolicznego na różnych odcinkach linii brzegowej Zbiornika Brackiego*. W: Nowaczyk B. (red.) *Morfologiczne i sedimentologiczne skutki działalności wiatru*. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań, ss. 17-22.
- Cichoń M., 2009. *Znaczenie dróg gruntowych we współczesnych przemianach stref brzegowych jezior Pomorza Środkowego*. W: Hildebrandt-Radke I., Jasiewicz I., Lutyńska M. (red.) *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*. Środowisko i Kultura, 6, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, ss. 32-35.
- Ciolkosz A., Miszański J., Olędzki J.R., 1999. *Interpretacja zdjęć lotniczych*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, ss. 1-458.
- Dembńska P., Hojan M., Rurek M., Krupa A., Giętkowski T., 2013. *Charakterystyka wydmy w Tarkowie Dolnym z uwzględnieniem wpływu działalności antropogenicznej*. Journal of Health Sciences, 3(15), ss. 173-181.
- Dobrowolski r., Bałaga K., Bogucki A., Fedorowicz S., Melke J., Pazdur A., Zubović S., 2001. *Chronostratigraphy of the Okunin and Czerepacha lake-mire geosystems (Volhynia Polesiye, NW Ukraine) during the Late Glacial and Holocene*. Geochronometria, 20, ss. 107-115.
- Dobrowolski R., Terpiłowski S., Zaleski I., 2005. *Rzeźba podplejstocenska Polesia Wołyńskiego*. W: Bogucki A. (red.), *Glacja i peryglacja Polesia Wołyńskiego*. Centrum Wydawnictwa Narodowego Uniwersytetu im. I. Franko, Lwiv, ss. 38-45.
- Dylikowa A., 1967. *Wydmy środkowopolskie i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu*. Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa.
- Galon R., 1958. *Z problematyki wydmy śródlądowych w Polsce*. W: Galon R. (red.) *Wydmy śródlądowe Polski, cz. I*. PWN Warszawa, ss.13-31.
- Gozhik P., Lindner L., Marks L., 2012. *Late Early and early Middle Pleistocene limits of Scandinavian glaciations in Poland and Ukraine*. Quaternary International, 271, ss. 31-37.
- <http://polski.mapywig.org/news.php>
- Jungerius P.D., Witter J.V., van Boxel J.H., 1991. *The effects of changing wind regimes on the development of blowouts in the coastal dunes of The Netherlands*. Landscape Ecology, 6(1), ss. 41-48.
- Kondracki J., 1965. *W sprawie fizycznogeograficznego podziału Europy w klasyfikacji dziesiętnej*. Przegląd Geograficzny, 37(3), ss. 539-547.
- Kondracki J., 1995. *Fizycznogeograficzna regionalizacja Europy Wschodniej w układzie dziesiętnym*. Przegląd Geograficzny, 67(3-4), ss. 349-354.
- Koster, E.A., 1995. *Progress in cold-climate aeolian research*. Quaestiones Geographicae, Special Issue, 4, ss. 155-163.
- Krygowski B., 1947. *Zarys geologiczno-morfologiczny południowego Polesia*. Prace Komisji Matematyczno-Przyrodniczej, Seria A, 5(1), Wyd. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Poznań; ss. 1-139.
- Lindner L., Bogucki A., Chlebowski R., Gozik P., Jelowiczewa J., Wojtanowicz J., Zalesski, I., 2007. *Stratygrafia czwartorzędu Polesia Wołyńskiego (NW Ukraina)*. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska B, 62, ss. 7-41.
- Manikowska B., 1985. *O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydmy Polski środkowej*. Acta Geographica Lodziensia, 52, ss. 1-137.
- Matoshko A.V., 2011. *Limits of the Pleistocene Glaciations in the Ukraine: A Closer Look*. W: Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D., (red.) *Quaternary glaciations – extent and chronology. A closer look*. Elsevier, Developments in Quaternary Sciences, 15, ss. 405-418.
- Miszański J., 1973. *Współczesne procesy eoliczne na побереżu słowińskim. Studium fotointerpretacyjne*. Instytut Geografii PAN Warszawa, ss. 1-149.
- Niewiarowski W., 1976. *Wahania poziomu wód w jeziorze Pakoskim w świetle badań geomorfologicznych i archeologicznych*. Studia Societatis Scientiarum Torunensis, Sectio C, 8, (4/6), ss. 193-211.
- Nowaczyk B., 1976. *Geneza i rozwój wydmy śródlądowych w zachodniej części Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej w świetle badań struktury, uziarnienia i stratygrafii budujących je osadów*. PTPN. Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, 16, ss. 108.
- Sankey J.B., Glenn N.F., Germino M.J., Gironella A.I.N., Thackray G.D., 2010. *Relationship of aeolian erosion and deposition with LiDAR-derived landscape surface roughness following wildfire*. Geomorphology, 119(1-2), ss. 135-145.
- Seppälä M., 1972. *Location, morphology and orientation of inland dunes in Northern Sweden*. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 54(2), ss. 85-104.
- Sławik Ł., Ptak A., Wróblewski R., Rudowski S., 2014. *Ruchome wydmy Słowińskiego Parku Narodowego – studium przypadku monitoringu teledetekcyjnego*. W: Rudowski S., Sitkiewicz P., Wróblewski R. (red.) *Poziom morza, linia brzegowa*. II Sympozjum Morskiej Geomorfologii, Gdynia, 24 października 2014. Instytut Morski w Gdańsku, ss. 16-20.
- Szczepak T., 1994. *Pasowość rzeźby deflacyjno-akumulacyjnej (na przykładzie piaskowni w Bukownie na Wyżynie Śląskiej)*. W: Nowaczyk B., Szczepak T. (red.) *Vistuliańsko-holocenska zjawiska i procesy eoliczne (wybrane zagadnienia)*. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań, ss. 77-88.
- Szczepak T., Wach J., 1991. *Rozwój współczesnej wydmy w warunkach w warunkach silnej antropopresji*. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice, ss. 7-12.
- Szpikowski J., 2011. *Geomorfologiczne uwarunkowania rozwoju sieci komunikacyjnej na obszarze młodoglacjalnym (zlewnia Perznicy, Pojezierze Drawskie)*. Badania Fizjograficzne R. II, Seria A, Geografia Fizyczna, A62, ss. 69-85.
- Twardy J., 2008a. *Współczesne procesy eoliczne w strefie staroglacjalnej*. W: Starkel L., Kostrzewski A., Kotarba A., Krzemień K. (red.) *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, ss. 246-249.
- Twardy J., 2008b. *Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropopresji*. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, ss. 1-292.
- Twardy J., 2008c. *Kierunki i skala przekształceń den dolinnych*. W: Starkel L., Kostrzewski A., Kotarba A., Krzemień K. (red.) *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, ss. 255-259.
- Wojtanowicz J., 2009. *Współczesne procesy eoliczne w Europie*. Prace i Studia Geograficzne, t. 41; 235-244.
- Zeeberg, J.J., 1998. *The European sand belt in eastern Europe – an comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results*. Boreas, 27, ss. 127-139.
- Zieliński P., 2016. *Regionalne i lokalne uwarunkowania późnovistuliańskiej depozycji eolicznej w środkowej części europejskiego pasa piaszczystego*. Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, ss. 1-235.
- Zieliński P., Fedorowicz S., Zaleski I., 2008. *Conditions and age of aeolian sand deposition in the Volynian Polesie (Ukraine)*. Geologija, 50(3), ss. 188-200.