

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

JERZY MISZALSKI

WSPÓŁCZESNE
PROCESY EOLICZNE
NA POBRZEŻU
SŁOWIŃSKIM

STUDIUM FOTOINTERPRETACYJNE



W A R S Z A W A 1 9 7 3

**WYKAZ ZESZYTÓW
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ
za ostatnie lata**

1968

- 1 **Problemy krajów rozwijających się (Zagadnienia ogólne) — Część II,** s. 184, zł 27,—
- 2/3 **Studia nad paleogeografią holocenu,** s. 180 + nlb., zł 30,—
- 4 **Ogólne zagadnienia kartografii tematycznej,** s. 121, zł 24,—
- 4a **Spis rzeczy zawartych w „Przeglądzie Zagranicznej Literatury Geograficznej” za lata 1950—1968,** s. 89, zł 21,—

1969

- 1 **Zagadnienia bilansu wodnego,** s. 156 + nlb., zł 27,—
- 2 **Postępy metodyczne geografii brytyjskiej,** s. 167 + nlb., zł 30,—
- 3/4 **Modele w geografii,** s. 184 + nlb., zł 36,—

1970

- 1 **Geografia stosowana — cz. IV,** s. 128, zł 24,—
- 2 **Prace z terminologii i metodyki badań osadnictwa wiejskiego,** s. 110 + nlb., zł 24,—
- 3 **Metody ilościowe w radzieckiej geografii ekonomicznej,** s. 127 + nlb., zł 18,—
- 4 **Współczesne procesy geomorfologiczne. Metody badań,** s. 149, zł 27,—

1971

- 1/2 **Teoretyczne problemy współczesnej kartografii,** s. 227 + nlb., zł 30,—
- 3/4 **Problemy regionalizacji w krajach trzeciego świata,** s. 232, zł 30,—

1972

- 1 **Procesy urbanizacji w ZSRR,** s. 132 + nlb., zł 30,—
- 2 **Metody fotointerpretacyjne w badaniach geograficznych,** s. 173 + nlb., zł 30,—
- 3/4 **Modele migracji**

**WSPÓLCZESNE PROCESY
EOLICZNE
NA POBRZEŻU
SŁOWIŃSKIM**



POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

JERZY MISZALSKI

PRESENT-DAY
AEOLIAN PROCESSES
ON THE SLOVINIAN COASTLINE
(A STUDY OF PHOTO-INTERPRETATION)



WARSAW — 1973

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

JERZY MISZALSKI

Współczesne
procesy eoliczne
na pobrzeżu
słowińskim

STUDIUM FOTOINTERPRETACYJNE



W A R S Z A W A 1 9 7 3

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny:	H. Szulc
Z-ca Red. Naczelnego:	K. Klimek
Sekretarz Redakcji:	Z. Siemek
Członkowie Redakcji:	B. Rogalewska, A. Żeromski

Redaktor techniczny W. Spryszyńska

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN,
Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30

Ark. wyd. 10,2. Ark. druk. 9,375 + 13 map + 8 wklejek, Pap. druk. sat. kl. III 70 g. B1.

Nakład 725 egz. Druk ukończono w sierpniu 1973 r. Zam. 100/73. R-30.

Warszawska Drukarnia Naukowa, Warszawa, ul. Śniadeckich 8

I W S T Ę P

Na Pobrzeżu Słowińskim pomiędzy Dębina a Białogorą¹ uformował się jeden z najciekawszych nadmorskich krajobrazów wydmych południowego wybrzeża Bałtyku. Zachodnią granicę obszaru wyznacza krawędź Wysoczyzny Słupskiej pod Dębina, wschodnią — dolny bieg Piaśnicy. Południową granicę stanowią brzegi jezior Gardna, Łebska i Sarbska oraz nizin pojeziernych (mapa I).

Wybrzeże Słowińskie było już niejednokrotnie przedmiotem badań naukowych. Koncentrowały się one głównie na Mierzei Łebskiej², gdzie występuje pole wydmy ruchomych, umożliwiającą bezpośrednią obserwację przebiegu transportu eolicznego. Ponadto wspomniany teren (ściśle rezerwat leśno-wydmowy), wobec ograniczonej ingerencji człowieka, stwarza szczególnie korzystne warunki badań procesów i form wydmych znajdujących się w naturalnej równowadze przyrodniczej.

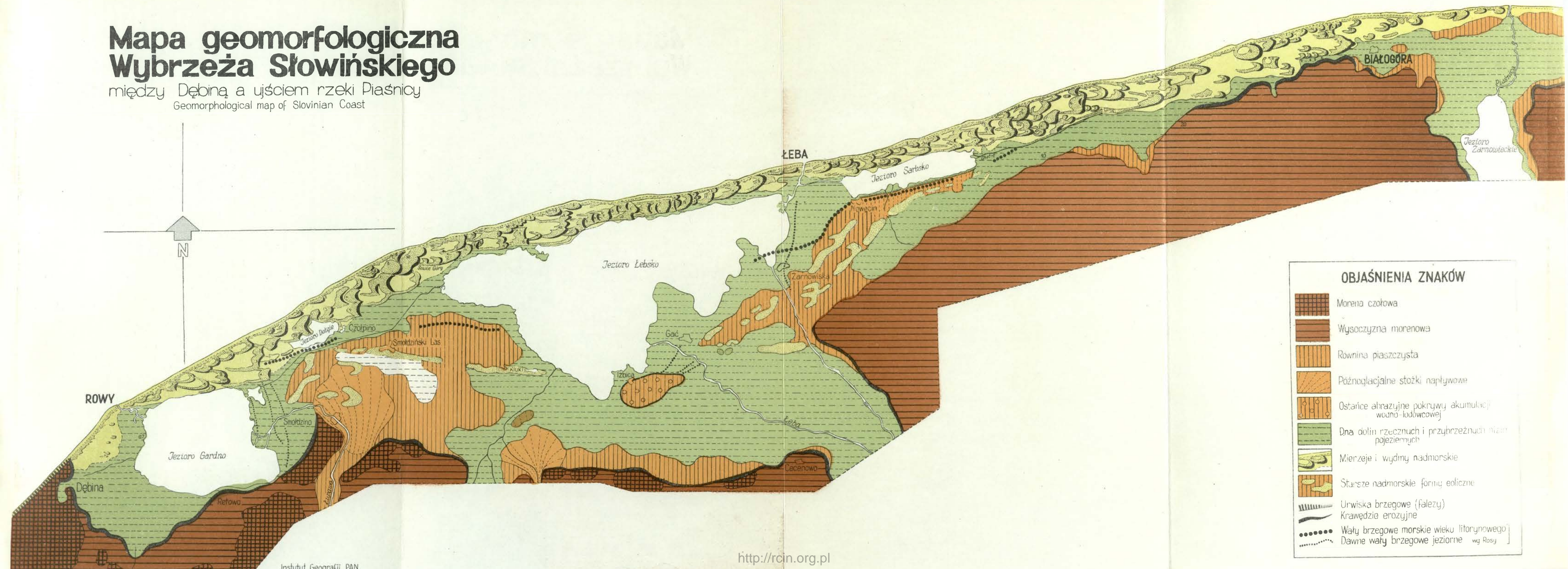
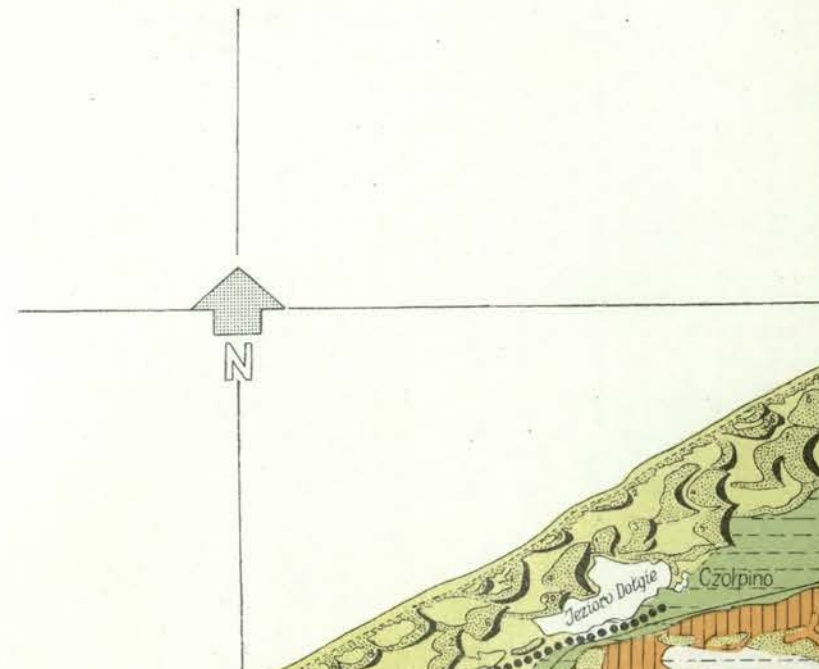
W dotychczasowych badaniach tego obszaru stosowano tradycyjne metody badawcze, które odnosiły się bądź do struktury i morfologii utworów eolicznych, bądź też dotyczyły zagadnień aerodynamiki. Nie pomniejszając znaczenia badań terenowych należy jednak stwierdzić, że są one kosztowne i czasochłonne. W związku z tym, wydaje się celowe zastosowanie metody interpretacji zdjęć lotniczych, uzupełnionej wynikami geodezyjnych pomiarów, odkształceń oraz analizą porównawczą map, odwołując się tylko w przypadkach koniecznych do badań polowych. Metoda interpretacji zdjęć lotniczych stwarza możliwość szybkiej inwentaryzacji form eolicznych, ustalenia ich typologii, ewolucji i, co najważniejsze, zmian ilościowo-jakościowych. Wymienione zagadnienia są częścią

¹ Według poprawionej fizyczno-geograficznej regionalizacji Polski J. Kondraciego i J. Ostrowskiego obszar ten nosi nazwę Wybrzeża Słowińskiego (51).

² Niektórzy badacze (93) określają tą nazwą genetycznie jednorodny obszar mierzejowy między Dębina a Jastrzebią Górą. Powszechnie jednak w literaturze geograficznej stosowane są nazwy utworzone od nazw odpowiednich jezior Mierzeja Gardzieńska, Łebska, Sarbska. W celu uniknięcia nieporozumień, autor proponuje dla całego ciągu mierzei nazwę — Mierzeja Słowińska.

Mapa geomorfologiczna Wybrzeża Słowińskiego

między Dębina a ujściem rzeki Piaśnicy
Geomorphological map of Słovinian Coast



OBJAŚNIENIA ZNAKÓW

	Morena czołowa
	Wysoczyzna morenowa
	Równina piaszczysta
	Późnoglacialne stożki napływowe
	Ostarce abrazyjne pokrywy akumulacji wodno-lodowcowej
	Dna dolin rzecznych i przybrzeżnych niżej pojeziernych
	Mierzeje i wydmy nadmorskie
	Starsze nadmorskie formy eoliczne
	Urwiska brzegowe (falezy)
	Krawędzie erozyjne
	Wały brzegowe morskie wieku litorynowego
	Dawne wały brzegowe jeziorne wg Rosy

problematyki naukowej Słowińskiego Parku Narodowego (78) i mają określone znaczenie praktyczne w procesie zagospodarowania wybrzeża.

Do opracowania tematu wykorzystano 348 zdjęć lotniczych, należących do Archiwum Zarządu Topograficznego Sztabu Generalnego WP. Zdjęcia te zostały wykonane w latach 1951—1968 i obejmują całość badanego obszaru oraz tereny przyległe. Ponadto przeprowadzono analizę kartometryczną szczegółowych map topograficznych z lat 1877—1896 oraz map współczesnych. W celu dokładniejszej analizy cech morfologicznych wybranych, typowych form, wykonano w oparciu o lokalną sieć geodezyjną oryginalne wielkoskalowe zdjęcia tachymetryczne oraz pomierzono około 25 km profili niwelacyjnych. Poza tym wykonano liczne zdjęcia fotograficzne i szkice.

Opracowanie niniejsze jest rezultatem kilkuletnich badań, obserwacji oraz pomiarów zarówno kameralnych, jak i terenowych.

W tym miejscu pragnę złożyć szczególnie serdeczne podziękowanie Panu prof. dr Wojciechowi Walczakowi za zachętę do podjęcia badań, liczne dyskusje i rady. Składam również podziękowanie za okazaną wielostronną pomoc doc. dr E. Tomaszewskiemu, dr A. Ciołkoszowi, płk dr J. Matusikowi oraz wszystkim Kolegom. Słowa szczerzej wdzięczności za krytyczną analizę pracy kieruję do jej Recenzentów: Pani prof. dr J. Kobendziny, doc. dr hab. L. Pernarowskiego, doc. dr hab. E. Tomaszewskiego i doc. dr hab. J. Trembaczowskiego.

Wyrazy wdzięczności składam również mojej żonie — Halinie, za pomoc okazaną mi w czasie pisania pracy.

STAN I KIERUNKI BADAŃ
WSPÓŁCZESNYCH PROCESÓW EOLICZNYCH
II W STREFIE NADMORSKICH OBSZARÓW
WYDMOWYCH

Procesy eoliczne, ich przyczyny, przebieg, natężenie i skutki morfologiczne są tematem wielu badań i publikacji. Większość prac odnosi się do wydm śródlądowych, głównie zaś do obszarów pustynnych. Stosunkowo niewielką część stanowią publikacje dotyczące wydm nadmorskich a wśród nich nieliczne traktują o wydmach na południowym wybrzeżu Bałtyku. Wydmy te nie były dotąd badane z wykorzystaniem zdjęć lotniczych. Tymczasem wiadomo, że naloty fotogrametryczne obszarów pustynnych dostarczyły bogatych materiałów dotyczących morfologii pojedynczych form eolicznych i całych ich zespołów (16, 25).

Badania wydm w polskiej literaturze geograficznej zapoczątkował Romer (91), Małkowski (67, 68), Lencewicz (61). Zajmowano się prawie wyłącznie wydmami śródlądowymi, a wyniki tych badań zostały podsumowane w pracy Głodka (31).

W okresie powojennym nastąpiło ożywienie prac badawczych. Dotyczyły one różnych obszarów i odznaczały się zróżnicowaniem metod jak i problematyki. Najliczniej reprezentowane były prace monograficzne, poświęcone wydmom Kotliny Śląskiej (80, 81, 82, 83), Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej, Puszczy Kampinowskiej (47, 48, 49), sandru nowotomyskiego (119), międzyrzecza Warty—Noteci (52, 88, 101, 102), regionu lubelskiego (45, 71) i sandru Brdy (76). Popularność zyskały badania własności piasków wydmowych, a w szczególności ich struktury i tekstury, ponadto badania granulometryczne wyjaśniające morfologię ziarn, stopień zaokrąglenia i zmatowienia (54, 68, 102, 119) oraz badania mineralogiczno-petrograficzne (54); zapoczątkowano również badania kompleksowe (120). Podsumowania wszystkich tych prac dokonano w 1954 r. na konferencji naukowej zorganizowanej w Toruniu przez Polskie Towarzystwo Geograficzne (119).

W późniejszych latach podjęto próby retrospektywnego uzasadnienia

znaczenia klimatu w przebiegu procesów wydmotwórczych oraz jego wpływu na wietrzenie i transport materiału. Okołowicz (119) rozpatruje te zagadnienia na tle przebiegu cyrkulacji atmosfery w późnym glacie i holocenie. Tobolski (119) bada zagadnienia ilości i przebiegu faz wydmotwórczych w świetle dowodów palynologicznych. Również Dylikowa (23) zajmuje się kwestią fazowości rozwoju wydm i przekształceniami ich morfologii oraz dynamiką procesów wydmotwórczych na gruncie badań strukturalnych. Szkoda jednak, że prace traktujące o dynamice procesów dostarczają tak mało informacji liczbowych, które mogłyby stanowić kryterium porównania różnych obszarów wydmowych. Szersze omówienie aerodynamicznej strony procesów eolicznych zawiera praca Stankowskiego (102). Autor zwraca w niej uwagę na kwestię stosunku wydm do zagłębień deflacyjnych zarówno na obszarach śródlądowych, jak i nadmorskich. Problematykę tę szerzej omawia Mrózek. Obaj autorzy rozpatrują zagadnienia stosunku tych dwóch rodzajów form w sensie genetycznym i morfologicznym, nie uwzględniają jednak aspektu dynamicznego. Możliwość takich badań stwarzają zdjęcia lotnicze, pozwalające odtworzyć w sensie retrospektywnym przebieg deflacji, jej etapy i zależność obydwu rodzajów form.

Ogólnie stwierdzić należy, że literatura o wydmach w Polsce nie jest zbyt obszerna, mimo że wydmy zajmują dość znaczny obszar kraju i są bardzo charakterystycznym elementem krajobrazu. Ponadto w piśmiennictwie polskim, szczególnie w początkowym okresie powojennym, daje się odczuć brak wyraźnego ukierunkowania, na co zwrócił już uwagę Galon (28).

Pierwsze próby opisu morfologii wydm nadmorskich na południowym wybrzeżu Bałtyku dokonane zostały w 1850 r. przez Krausego (53) oraz Berghausa (7). Obie prace były pisane pod kątem gospodarczego użytkowania terenów nadbrzeżnych. Opisowy charakter noszą również późniejsze opracowania geografów niemieckich (12, 13, 43, 56, 57, 90, 115). Krytyczna rekapitulacja treści wszystkich tych publikacji znalazła odbicie w pracach Hartnacka o genezie wydm nadmorskich (36, 37). Liczne obserwacje dotyczące rozwoju wydm nadmorskich przeprowadził Sokołow w 1882 r. (94, 95). Jednak niektóre jego poglądy, jak na przykład o źródłach piasku i alimentacji wydm, w świetle dzisiejszego stanu badań należy uznać za błędne. Zachowały natomiast swoją aktualność opisy mechaniki formowania się wydm.

Z początkiem XX wieku nastąpił wzrost zainteresowania wydmami nadbałtyckimi, co znalazło swój wyraz w licznych publikacjach Solgera (96, 97), Bülowa (12, 13, 14, 15), Gudelisa (32, 33), Ulsta (109). Pojawiły się również prace traktujące o wydmach na wybrzeżach Morza Czarnego (27) oraz Morza Kaspijskiego (1, 58, 59, 60, 85, 99). Ożywienie procesów

eolicznych na północnych brzegach Morza Kaspijskiego wiąże Ławrow (65) z obniżaniem poziomu wód. Tym samym przyczynom przypisuje Aleksandrowa (1) ożywienie procesów deflacyjnych w tym rejonie. Mimo sprzyjających warunków (suchy klimat, występowanie silnych i długotrwałych wiatrów oraz bogate zaplecze materiału piaszczystego), procesy eoliczne są tam znacznie słabsze w porównaniu z wybrzeżem morza Bałtyckiego (121).

Dużym natężeniem procesów eolicznych odznaczają się wybrzeża północnej Francji i Belgii opisane przez Briqueta (10, 11), Waterschoota (113) i Tricarta (108).

Wydmy wybrzeża holenderskiego oraz zagadnienia ich utrwalania zostały szczegółowo poznane i opisane przez Van Direna (110). Podobnie formy wydmy występujące na wyspach Fryzyjskich — przez Van Veena (111).

Omówiona wyżej literatura o wydmach nadmorskich dotyczy obszarów zróżnicowanych co do warunków geograficznych oraz zespołu działających czynników geomorfologicznych. Jest rzeczą oczywistą, że spostrzeżenia czynione w stosunku do wydm nadmorskich jednego obszaru, nie mogą być uogólnione na inne obszary. Zachodzi więc konieczność badań regionalnych, przy czym punktem wyjścia tych badań powinny być warunki i przyczyny w rozumieniu Ulsta (109), które określić można jako czynniki fizyczno-geograficzne bezpośrednio lub pośrednio wpływające na przebieg procesów eolicznych. Za podstawowy warunek powstania procesów eolicznych uznaje Ulst obecność dużych ilości materiału piaszczystego oraz panowanie sprzyjającego reżimu wiatrów. Ważną rolę odgrywa również tempo zasilania plaży nowym materiałem. W zależności od tych podstawowych warunków, w sytuacji wilgotnego klimatu wybrzeży Bałtyku, jak stwierdza Zenkowicz (121), szybkemu przyrostowi brzegu towarzyszy równoczesne powstawanie wałów „przybojowo-eolicznych”, bardziej powolnemu przyrostowi odpowiadają wydmy wędrujące, wreszcie przy stanie równowagi procesy eoliczne wygasają, a wydmy zostają utrwalone przez roślinność lub też podlegają deflacji i przekształcają się w formy wtórne.

Nie negując znaczenia czynnika alimentacji uwypuklonego przez Ulsta i Zenkowicza, wydaje się, że we wszystkich wymienionych przypadkach funkcjonują jednocześnie i inne czynniki, których udział, jak dotąd, nie został oszacowany. Nie budzi również wątpliwości fakt, że rozwiązania problemów genezy oraz rozwoju nadmorskich form wydmywnych szukać należy w analizie procesów brzegowych i morfodynamicznym związku strefy wybrzeża i podbrzeża. Dlatego też badając problematykę wydmywną nie sposób pominąć obszernego studium Baranieckiego (6), poświęconego dynamice i morfologii strefy podbrzeża.

O ile praca Baranieckiego oparta jest o bogaty materiał dokumentacji naukowej w postaci zdjęć lotniczych, to praca Marsza (70) poświęcona plaży, jako obszarowi stanowiącemu ogniwo łączące rzeźbę podwodną z rzeźbą nadwodną, bazuje na metodzie mało precyzyjnej. Dlatego też wskaźniki ilościowe procesu morfodynamicznego publikowane przez Marsza uznać należy za przybliżone, orientacyjne.

Kolejne ogniwo nadbrzeża pomiędzy plażą a wydymami — klif wydymowy, z uwzględnieniem dynamiki zmian w jego obrębie, jest przedmiotem badań Matusika (72). Zastosowana tu metoda interpretacji zdjęć lotniczych i pomiaru fotogrametrycznego powinna przynieść liczbową charakterystykę natężenia procesów abrazji i akumulacji morskiej. Tym bardziej, że już pobieżna analiza zdjęć dostarcza dowodów, że procesy abrazyjne i akumulacyjne występują równolegle i trudno mówić o przewadze jednych czy drugich bez dokonania bilansu ilościowego w oparciu o odpowiednie pomiary. Wyniki tych pomiarów pozwoliłyby również na weryfikację poglądów Szopowskiego (106), który twierdzi, że „brzeg wydymowy jest formą typową dla wybrzeża o większej lub mniejszej akumulacji morskiej”.

Morfogenezę i ewolucję obszarów stanowiących przedmiot badań prowadzonych przez autora najszerszej przedstawił i udokumentował naukowo Rosa (92, 93). Na podstawie badań dawnych form brzegowych zrekonstruował on też przebieg linii brzegowej morza litorynowego, podając jednocześnie współczesne poglądy na całość zagadnienia ewolucji południowego wybrzeża Bałtyku ze szczególnym uwzględnieniem okresu politorynowego. Usytuowanie dawnej linii brzegowej w stosunku do przebiegu współczesnego dowodzi, że tylko odcinek mierzejowy pomiędzy Dębiną i Jastrzębią Górą ukształtował się w okresie politorynowym na nowym miejscu i odgrodził od morza jego dawną zatokę. Natomiast pozostałe mierzeje rozwinęły się na dawnych formach mierzejowych. Najnowsza analiza paleoekologiczna szczątków mięczaków znajdujących w otoczkach, dokonana przez Soszkę (98), dostarcza dowodów na to, że na terenie Niziny Gardzieńsko-Łebskiej istniało słodkowodne jezioro lodowcowe, na teren którego wkroczyło później morze litorynowe.

Materiał budujący omawiany pas mierzei stanowią dobrze przemyte piaski pochodzące z osadów lodowcowych i fluwioglacjalnych (121). Ogólnie przyjmuje się, że mierzeja narastała od zachodu wskutek akumulacji materiału naniesionego przez fale i przybrzeżne prądy zachodnie, lub też, jak sugeruje Braun (9), z akumulacji materiału pochodzącego z rozmycia klifu, bądź też z podmorskiej erozji Ławicy Słupskiej (93). Odmienny pogląd reprezentował Hartnack (37) motywując swoje stanowisko brakiem proporcji między wielkością klifu a długością mierzei.

Rozszerzeniem poglądów Brauna są hipotezy Zenkowicza (121), według

którego całe nasze wybrzeże ulega współcześnie silnej abrazji. Materiał abradowany unoszony jest przez dwa potoki rumowiska. Dzięki dominacji wiatrów zachodnich potok o kierunku wschodnim jest silniejszy. W wyniku jego działania na wschodnich brzegach zatok fale upadają pod kątem 45° do linii brzegowej powodując maksymalną prędkość transportu. Te właśnie odcinki ulegają najsilniejszemu rozmywaniu. Poza obszarem zakłęśności, wraz ze zmianą orientacji brzegu maleje objętość potoków rumowiska, a część transportowanego materiału zostaje akumulowana na wybrzeżu. Takim punktem zwrotnym, za którym następuje akumulacja, jest przylądek Czółpino. Równoległe z tą akumulacją, jak pisze Zenkowicz (121), „wał wydmy Łeby” podlega rozmywaniu prawie na całej swej rozciągłości. Natomiast Rosa (92), dodatni bilans piasku w strefie brzegowej Mierzei Łebskiej, przypisuje prawdopodobnym lokalnym ruchom wynoszącym. Proces względnego podnoszenia się ładu pomiędzy Dębina a Białogórą zaznacza się w morfologii terenu nieznaczną przewagą procesów akumulacji brzegowej, a zwłaszcza eolicznej nad niszczeniem abrazyjnym.

Do niedawna, jak stwierdza Zenkowicz (121), badania wydym nadmorskich prowadzone były zazwyczaj bez uwzględniania ogólnej dynamiki brzegu oraz historii jego rozwoju, co z konieczności zawężyło problematykę. Tymczasem istnieje ściśle określony związek pomiędzy dynamiką brzegu i akumulacją piasków w strefie plaży a formowaniem wydym. Zdaniem autora, zdjęcia lotnicze umożliwiają analizę zależności pomiędzy usytuowaniem i morfologią podwodnych form przybrzeżnych, plaży, systemu klifów wydmy oraz wydym oraz form tworzących się na południowym obrzeżeniu mierzei. Częściowe próby w tym zakresie były już poczynione przez Baranieckiego (6), Marsza (70) i Lisa (62).

Nie należy również zapominać, że wydmy oddziałują wtórnie na dynamikę brzegu, tworząc naturalną osłonę przed jego zniszczeniem. Choć w ciągu pierwszych godzin sztormu wydmy ulegają intensywnemu niszczeniu abrazyjnymu, to nieco później proces niszczenia wyraźnie słabnie, gdyż masy piasku pochodzące ze zniszczenia wydym formują brzeg spadzisty i osłabiają siłę fali sztormowej (17, 121).

Jeżeli chodzi o rolę ruchów pionowych w procesach eolicznych, trzeba stwierdzić, że najkorzystniej wpływają ruchy wznoszące przy jednoczesnym istnieniu płytkiego i łagodnego stoku podwodnego zbudowanego z piasków. Zenkowicz (121) utrzymuje, że formy eoliczne rozwijają się najintensywniej w rezultacie wahań pionowych ładu oraz przez pewien czas po ich zakończeniu. Towarzysząca tym ruchom „ogólna aktywność przeformowania profilu i linii brzegowej jest czynnikiem warunkującym powstanie wydym w określonym miejscu”.

Drugim podstawowym warunkiem istnienia procesów eolicznych są

wiatry i mechanika ich oddziaływania na materiał piaszczysty. Pietrow (86) wyznaczył minimalne (krytyczne) prędkości wiatru niezbędne do rozpoczęcia ruchu ziarn piasku w zależności od ich średnicy. Zwrócił również uwagę na konieczność redukcji odczytów prędkości wiatrów podawanych przez stacje meteorologiczne do poziomu przyziemnej warstwy powietrza, gdzie prędkość ta bardzo szybko maleje. Pietrow twierdzi, że wykorzystując dane stacji meteorologicznych należy mieć na uwadze, że wiatry o prędkościach mniejszych niż 5 m/sek. nie mają żadnego wpływu na ruch piasku. Gdy wiatr przekracza prędkość inicjującą następuje ruch ziarenek, które są akumulowane w postaci *ripplemarków* lub innych mikroform o charakterze efemerycznym wywołanych różnymi przeszkodami. Wyczerpujące badania w zakresie istoty i właściwości mechaniki transportu eolicznego przeprowadził Znamieński (122) i Bagnold (5). Choć wnioski Bagnolda odnoszą się do warunków pustynnych i „średniego piasku wydmowego”, to jednak ogólna zasada jest słuszna również w stosunku do piasków nadmorskich; dotyczy to szczególnie stwierdzenia, że ilość materiału unoszonego przez powietrze oraz szybkość unoszenia zmienia się wyraźnie w zależności od poziomu nad powierzchnią wydmy. Bagnold twierdzi, że ponad połowa materiału transportowana jest w warstwie przypowierzchniowej o wysokości 5 cm. Ilość transportowanego materiału znacznie wzrasta ze wzrostem prędkości wiatru, dlatego badacz twierdzi np., że wiatr o prędkości 16 m/sek. wykonuje w ciągu doby pracę równą pracy wiatru o szybkości około 8 m/sek. więcej w okresie około 20 dni.

Przez prędkość wiatrów wydmotwórczych należy rozumieć taką prędkość, przy której możliwe jest toczenie i przenoszenie ziarn o średnicy od 0,1 do 0,5 mm, stanowiących około 90% materiału piaszczystego. Według Wojtanowicza (117), prędkość ta wynosi 3,6—6,3 m/sek., według Dylikowej (23) dla wydm okolic Łodzi — 6—9 m/sek. W zależności od fazy wydmotwórczej i regionu wydmowego Pernarowski wyznaczył granicę prędkości wiatrów 2,5—5,5 m/sek., Kozarski (52) ustalił prędkość — 5,5—7,5 m/sek., Pilarczyk (88) — 2,5—6 m/sek., Stankowski (101) — 2—4 m/sek. dla materiału suchego, oraz 4—8 m/sek. dla materiału wilgotnego. Autor ten twierdzi jednocześnie, że transport frakcji o średnicy poniżej 0,2 mm odbywa się już przy podmuchach o prędkości 1,5—3 m/sek.

Gudelis (34) wprowadził pojęcie tak zwanego litologicznego spektrum potoku wiatru. Ilość piasku niesiona przez wiatr zależy od stopnia nasycenia potoku, przy czym za potok nasycony uważany jest taki, który nie powoduje ani deflacji ani akumulacji.

Oddziaływanie wiatru na podłoże, zwłaszcza na obszarze plaży oraz w obrębie klifu opisał Geller (30). Podkreślił on dwojaki charakter tych procesów. Z jednej strony wiatry powodują denudację plaży przez wy-

wiewanie materiału piaszczystego, z drugiej zaś — erozję klifu, czego widowym dowodem są nisze deflacyjne oraz charakterystyczne zjawiska korazyjne. Doniosłe znaczenie przypisuje autor działalności akumulacyjnej prowadzącej do powstawania wydm nadmorskich. Ciekawe są również spostrzeżenia Gellera dotyczące wędrówki materiału z plaży w głąb lądu i przeciwnie, w zależności od reżimu panujących wiatrów i obecności odpowiednich zasobów materiału.

W cdniesieniu do Wybrzeża Słowińskiego zagadnienie to podjął Marsz (70), przedstawiając koncepcję genezy Mierzei Łebskiej w świetle niektórych elementów procesu morfodynamicznego. W szczególności stwierdził, że wydmy zasilane są przez piaski plażowe. Wielu badaczy, a m.in. Bülow (15) dla brzegów Bałtyku i Guilcher (35) — dla wybrzeży Francji, zwrócili uwagę na powstawanie w obrębie plaży niewielkich wydm o wysokości niekiedy do 4 i 5 m, które formują się w pobliżu klifu wydmowego, w tylnej części plaży. Zenkowicz (121) nazywa ten obszar strefą przybrzeżną akumulacji eolicznej. Strefa ta rozciąga się poza obszarem oddziaływania fali przybojowej. W miarę obumierania kolejnego klifu wydmy nabierają stałego charakteru, zostają utrwalone przez roślinność i spełniają rolę osłony tego klifu. Autor obserwował to zjawisko w terenie oraz wielokrotnie na zdjęciach lotniczych. Tak powstają kolejne wały wydmowe, które z czasem bądź to stanowią źródło alimentacji dla przyszłych wydm, bądź też podlegają niszczeniu w wyniku abrazyji (ryc. 94). Zdaniem autora, regularna linia tych wałów jest wynikiem abrazyjnej działalności morza.

Powierzchnia piaszczysta łatwo podlega oddziaływaniu potoku powietrza i transportowanego przez nie piasku. Powstają mikroformy w postaci *ripplemarków* oraz bardziej okazałych, rytmicznych zasp piaszczystych w kształcie tarcz. Marsz (70) w swej pracy stwierdza ustawiczny ruch tych form oraz ciągle zmiany ich kształtu. Oddziaływanie wiatru na powierzchnię piaszczystą zależne jest od kąta nachylenia tej powierzchni (121). Z chwilą, gdy formy osiągną określoną wysokość i pewne graniczne nachylenie stoków, następuje, zdaniem Zenkowicza, zahamowanie procesu a wydma osiąga tak zwany „stan trwały”.

Zagadnienie wiatrów wydmotwórczych na południowym wybrzeżu Bałtyku podjęte było po raz pierwszy przez Hartnacka (36, 37, 38). Podkreślił on silny wpływ dominujących wiatrów zachodnich na kierunek procesów eolicznych, a w szczególności na kierunek migracji wydm. Cały szereg dowodów potwierdza prawdziwość tej hipotezy. Jednocześnie w strukturze wydm znaleźć można ślady wpływów wiatrów wschodnich. Można je również obserwować bezpośrednio w postaci barchanów wstecznych usypywanych przez okresowe wiatry wschodnie (ryc. 22). Proble-

my wiatrów wydmotwórczych na Mierzei Łebskiej porusza również Stankowski (100, 101, 102).

Wydaje się, że wykorzystanie zdjęć lotniczych oraz paralelizacja badań geomorfologicznych i meteorologicznych może dostarczyć dowodów wyjaśniających powyższe zagadnienia.

Na marginesie należy wspomnieć, że kwestia wiatrów wydmotwórczych w odniesieniu do wydm śródlądowych była przedmiotem licznych rozważań między innymi Woltsteda, Lencewicza, Małkowskiego, Galona, Korna i Przemyskiego. Decydującą rolę w formowaniu tych wydm przypisują oni wiatrom z sektora zachodniego. Według Kadara (41), pewien wpływ mają również wiatry południowo-zachodnie, czego dowodem jest asymetria zarysu wydm parabolicznych (większe odchylenie ramienia północnego). Znaczna rozbieżność poglądów panuje w kwestii warunków klimatycznych towarzyszących formowaniu wydm śródlądowych. Obok poglądów wiążących powstawanie wydm z klimatem pustynnym (41), istnieje przekonanie, że wydmy są świadectwem klimatu suchego panującego w niektórych okresach późnego glacjału czy postglacjału. Proces utrwalania piasków przez roślinność nie nadążał wówczas najprawdopodobniej za procesem transportu i akumulacji i ustalenie wydm mogło nastąpić dopiero w klimacie ciepłym i wilgotnym, panującym w okresie atlantyckim (77). Według Keilhacka (44), główny okres tworzenia wydm przypada na Ancylus i Litorynę. Podobne stanowisko zajmuje Lencewicz (61). Wielu badaczy, między innymi Poser (89), przypuszcza, że środowisko klimatyczne, sprzyjające powstawaniu wydm w minionych okresach, nosiło cechy podobieństwa do klimatu współczesnego. Zdaniem autora, współczesne, aktywne procesy eoliczne na południowych wybrzeżach Bałtyku i ogniska żywych procesów na obszarach wydm śródlądowych (47) potwierdzają te przypuszczenia. W świetle faktów staje się również mało przekonujący argument, że współczesne wiatry zachodnie powodują napływ powietrza wilgotnego i przynoszą opad a tym samym wykluczają procesy eoliczne.

Natomiast pewne jest, że opady i wilgotność powietrza w klimacie umiarkowanym sprzyjają wegetacji roślinności, której udział w akumulacji i wiązaniu piasków eolicznych w bezpośrednim sąsiedztwie brzegu jest znaczny (35). Rolę szaty roślinnej, skład florystyczny zbiorowisk, pasowy układ roślinności na Mierzei Łebskiej, szeroko opisał w swej pracy Wojterski (118). Zjawisko naturalnej sukcesji zbiorowisk roślinnych w zagłębieniach deflacyjnych opisane było już w 1932 r. przez Huecka (39). Zagadnienia botaniczne były jednak, jak dotąd, badane statycznie, w luźnym powiązaniu z morfologią wydm i dynamiką procesów eolicznych. Stanowi to niewątpliwą lukę w dotychczasowych badaniach. Zdaniem autora, rozstrzygnięcie problemu wzajemnego uwarunkowania

procesów deflacji i sukcesji roślinności może być rozwiązane m.in. w oparciu o zdjęcia lotnicze, z oczywistą korzyścią dla dwóch zainteresowanych dyscyplin.

W literaturze wiele uwagi poświęcono morfologii wydym nadmorskich. Należy tu wymienić prace Sokołowa (95), Solgera (96), Hartnacka (36, 38), Gudelisa (33), Briqueta (11), Tricarta (108), Stankowskiego (102), Krausego (53). Pierwszego opisu dokonał Sokołow zwracając uwagę, że różnice w morfologii wydym są wynikiem lokalnych warunków, nierównomiernego rozwoju roślinności oraz oddziaływania wiatrów z różnych kierunków. Sokołow opisał również formy „podkowiaste”, tworzące się na zapleczu wału wydymowego, które następnie przeobrażają się w wydmy paraboliczne.

Zdaniem autora, posługiwanie się przez wielu badaczy terminami „księżycowy”, „podkowiasty”, „sierpowy”, „łukowy” jest nieściśle i nieewidentne. Natomiast określenie „wydma paraboliczna”, chociaż daje się wyrazić przy pomocy geometrycznie określonej krzywej, często bywa nadużywane do opisu form, których kształt osi morfologicznej daleko odbiega od paraboli. Biorąc pod uwagę znaczny wzrost możliwości badawczych w geomorfologii należy, zdaniem autora, dążyć do ujednoczenia terminologii przy określaniu kształtu wydym, biorąc za podstawę ich geometrię. Umożliwiłoby to jednoznaczne określenie i wyrażenie kształtu form przy pomocy odpowiedniego współczynnika liczbowego. W ten sposób można by uzyskać szereg zależności poszczególnych parametrów wydym od cechy przewodniej, jaką jest kształt osi morfologicznej. Można by również rozwiązać zagadnienie zależności kształtu form od ilości masy piaszczystej u czoła wydmy, zasygnalizowane przez Kadara (41) w odniesieniu do wydym śródlądowych, a ciągle otwarte jeżeli chodzi o wydmy nadmorskie. W szczególności sprawdzenia wymaga stwierdzenie, że szybkość ruchu wydym jest tym większa im mniejsze masy piasku zawarte są w czołowej części wydmy. Kadar przypuszcza, że konsekwencją wydłużania się wydmy parabolicznej jest jej przerwanie w części czołowej i powstanie dwóch wydym wałowych. Konkretny przykład takiej ewolucji przytacza Walter (112). Zjawisko przerywania wydym w części czołowej znane jest również na Pobrzeżu Słowińskim (121), jednak skutki morfologiczne tego procesu, jak dotąd, nie zostały szerzej omówione.

Współczesne poglądy na ewolucję wydym nadmorskich południowych wybrzeży Bałtyku najpełniej relacjonuje Zenkowicz (121). Za początkowe ogniwo ewolucji uważa on wydmy formujące się w tylnej części plaży (w oryg. ros. — awandiuny), które przekształcają się w nadbrzeżny wał wydymowy „grzędę”. Pod wpływem wiatru, na zapleczu wału, tworzą się loby eoliczne zgodne z kierunkiem dominujących wiatrów. Przykłady takich form z Mierzei Kurońskiej zostały szczegółowo opisane przez Gu-

delisa (32); odznaczają się one znaczną aktywnością i szybkością przesuwania około 10 m rocznie. Podobne formy o kształcie lobów występują również na Pobrzeżu Słowińskim, jednak szybkość ich przesuwania nie jest do tej pory ustalona. Loby eoliczne przesuwają się na obszary deflacyjne pomiędzy nadbrzeżnym wałem wydмовym a wydмami wędrującymi, tworząc pomost ułatwiający alimentację wydм.

W miarę odradzania się i odbudowy wału wydмовego kosztem piasków plażowych, odrywają się od niego nowe formy wydмowe wędrujące w głąb mierzei zgodnie z kierunkiem dominujących wiatrów. Niekiedy tworzą one typowe łańcuchy wydм ruchomych, które pod wpływem roślinności przeobrażają się w izolowane masywy „o kształcie parabolicznym”. W pierwszych fazach rozwoju przypominają one barchany, lecz skierowane rogami pod wiatr, jednak ich struktura i ruch jest zupełnie odmienny. Elementem ruchomym jest jedynie centralna część wydмы. Jednocześnie boczne ramiona, dzięki roślinności, pozostają w tyle oraz wydłużają się kosztem materiału zawartego w części centralnej, do momentu rozerwania tej części i utworzenia dwóch wydм wałowych, równoległych do kierunku wiatru. Te ostatnie sformułowania Zenkowicza przypominają przykład z terenu wydм śródlądowych przytoczony przez Waltera (112). Przedstawiona ewolucja wydaje się niepełna jeżeli chodzi o przejścia pomiędzy kolejnymi typami form.

Stosunkowo mało uwagi poświęcono w literaturze geomorfologicznej zagadnieniom dynamiki procesów eolicznych. Według Bülowa (15) badania dynamiki powinny prowadzić do stwierdzenia ruchu form w sensie kinetycznym, tj. zmiany położenia w czasie przez porównanie stanu początkowego i końcowego, do pomiaru wielkości przesunięcia. Również Strahler (104) stwierdza konieczność badań form geomorfologicznych pod względem właściwości geometrycznych, kinetycznych (szybkość, przyspieszenie, okresowość, cykliczność) oraz dynamicznych. Dewdariani (18) sugerował nawet wyodrębnienie w geomorfologii działu pod nazwą „kinetyka rzeźby”. Idea ta kontynuowana była później przez Armanda (2), Dorywalskiego (20) i Dylika (21). Wielu badaczy, wprowadzając pojęcia z dziedziny kinematyki, używa terminu „dynamika”. Opisują oni zjawiska kinetyczne, natomiast ocena ilościowa pozostaje w sferze luźnych, hipotetycznych sformułowań. Najśluszniesze wydaje się stanowisko Dewdarianiego, który w badaniach dynamiki rozwoju rzeźby wyróżnia 2 etapy: 1) analiza kinetyki form zmierzająca do ustalenia charakteru zmian, wielkości przemieszczeń, kierunku, szybkości i przyspieszenia; 2) analiza dynamiki uwzględniająca przyczyny i siły powodujące ruch.

W wyniku dotychczasowych badań ustalono, że wydмy wybrzeża Francji, osiągające wysokości względne 100 m, poruszają się z prędkością 20—25 m/rok (wydмy w Gaskonii). Jednak dla całego rejonu szybkość

średnia ruchu wydym nie przekracza 1—2 m/rok. Na wybrzeżu duńskim szybkości te wynoszą 1—7 m/rok (średnio 4 m/rok). Według Gudelisa (32, 33) wydmy nadmorskie na Mierzei Kurońskiej, osiągające wysokości około 60 m, przesuwają się z prędkością 4—7,5 m/rok; dotyczy to głównie wydym odsłoniętych, pozbawionych roślinności. Największe prędkości osiągają wydmy nadmorskie na wybrzeżu północnofrancuskim w Pikkardii oraz na wybrzeżu flamandzkim. Są one zasilane przez piaski pochodzące z abrazji lądu i osiągają znaczne prędkości dochodzące w wielu miejscach do 25 m/rok.

Wstępnej próby wyznaczenia dynamiki wydym Mierzei Łebskiej dokonał autor w 1967 r. (75). Analiza przytoczonych parametrów migracji wydym nadmorskich na niektórych obszarach nasuwa szereg niejasności:

- do jakich typów wydym odnoszą się podane prędkości?
- z jakiego okresu obserwacji wyznaczono prędkości średnie?
- jaką metodą dokonano pomiaru?
- czy szybkości te współcześnie rosną, czy też migracja wydym ustaje?
- jakie masy materiału w skali rocznej są transportowane (wydajność procesów)?
- jaka jest zależność szybkości wydym od ich formy?
- jakie średnie prędkości roczne kwalifikują wydmy do miana wydym ruchomych?

W świetle przytoczonych poglądów wyłania się kilka zagadnień wymagających zbadania w odniesieniu do obszarów wydymowych Wybrzeża Słowińskiego. Jednym z najważniejszych problemów jest dynamika współczesnych procesów eolicznych, a szczególnie ich charakterystyka ilościowo-jakościowa. Nadal otwartym zagadnieniem pozostaje ewolucja nadmorskich form wydymowych, etapy tej ewolucji, mechanika zmian morfologicznych, cykliczność zjawisk. Nie podjęto dotychczas próby charakterystyki i klasyfikacji typowych form eolicznych uwzględniającej kryteria genetyczne, morfologiczne i dynamiczne. Autor wyraża przekonanie, że w rozwiązaniu większości przytoczonych zagadnień wielce pożyteczna jest metoda interpretacji zdjęć lotniczych oraz pomiarów fotogrametrycznych uzupełnianych tam, gdzie to jest celowe i uzasadnione ekonomicznie, pomiarami geodezyjnymi. Przez zastosowanie wspomnianych metod autor zmierza do ustalenia matematycznych związków pomiędzy elementami morfometrycznymi, morfologicznymi i dynamicznymi.

Wydaje się niedozwonne podjęcie niektórych zagadnień ubocznych lecz wiążących się ściśle z dynamiką procesu deflacji, na przykład zagadnienia sukcesji roślinności. Należy podkreślić, że sukcesja oraz zjawisko równoległości zmian warunków ekologicznych i pasowego układu zbiorowisk leżą w zakresie problematyki naukowej Słowińskiego Parku Narodowego. Podejmując zagadnienia dynamiki procesów eolicznych autor pragnie

wyjść naprzeciw postulatam współczesnej geomorfologii, która preferuje badania aktualnie aktywnych procesów rzeźbotwórczych na terenie Polski. Dynamika procesów eolicznych objęta jest również planem badań geomorfologicznych na polskim wybrzeżu, od dawna zresztą postulowanym przez Galona (29), a przedstawionym przez Rosę na III Seminarium Morskim Sekcji Geologiczno-geograficznej Komitetu Badań Morza PAN. Pomyślna realizacja badań wymaga wprowadzenia nowych elementów metodycznych, zwłaszcza metod matematycznych i ujęć prognostycznych stosowanych w oparciu o obiektywny materiał źródłowy, jaki stanowią zdjęcia lotnicze oraz najnowsze opracowania kartograficzne i pomiary geodezyjne.

Dewardariani i inni, dając opis metod i ich klasyfikację, sposoby interpretacji przemieszczeń, nie uwzględniają jednak szczegółowej dokładności tych metod. Zdaniem autora, nie wystarczy określić wielkości badanych parametrów, ale również niezbędne jest podanie charakterystyki dokładności wykonanych pomiarów.

Ponadto, zdaniem autora, w odniesieniu do badań dynamiki procesów należy stosować równolegle kilka metod niezależnych i dopiero wówczas oczekiwać można wyników wiarygodnych, sprawdzalnych a więc naukowych.

Potrzeba rozwiązania przedstawionych wyżej problemów w oparciu o nowoczesne metody jest podyktowana również względami praktycznymi, bardzo ważnymi w procesie zagospodarowania wybrzeża i określenia warunków gospodarczego użytkowania tej strefy. Jest to niezmiernie ważne zwłaszcza jeżeli wziąć pod uwagę fakt, że wydmy stanowią jedyną naturalną osłonę przylegającego lądu przed nieustanną abrazyjną działalnością morza.

CHARAKTERYSTYKA ELEMENTÓW III ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO WPLYWAJĄCYCH NA ROZWÓJ RZEŻBY

Przebieg współczesnych procesów eolicznych na Wybrzeżu Słowińskim jest uzależniony od zespołu warunków fizyczno-geograficznych tej strefy. Podstawowymi czynnikami warunkującymi powstanie i rozwój wydmy są odpowiednie zasoby luźnych, podatnych na przewiewanie piasków oraz występowanie określonego reżimu wiatrów. Oddziaływanie czynnika aerodynamicznego na podłoże uzależnione jest od szaty roślinnej, od obfitości i częstotliwości opadów atmosferycznych zwilżających piaski i obniżających ich właściwości lotne, od reżimu wód gruntowych a także od trwałości pokrywy śnieżnej.

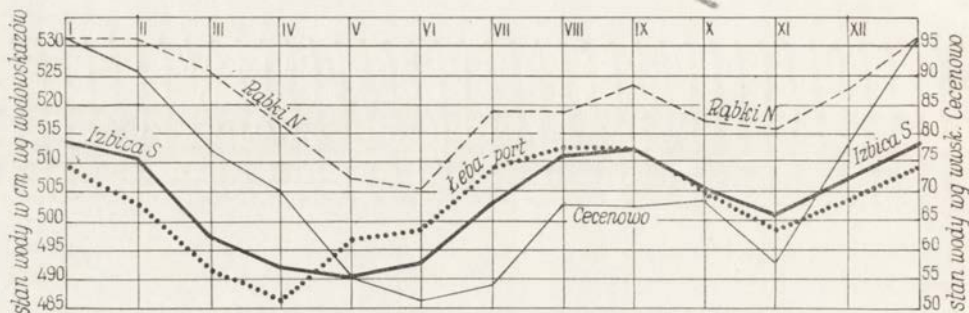
Budowa geologiczna utworów powierzchniowych mających poważny wpływ na rozwój procesów morfologicznych, badanego obszaru jest mało zróżnicowana. Występują tu głównie cztery rodzaje skał osadowych różniących się zarówno wiekiem, jak i genezą. Najpospolitszym materiałem, zwłaszcza w pasie mierzejowym, są piaski akumulacji morskiej osadzone od schyłku plejstocenu po dzień dzisiejszy i transportowane eolicznie na zaplecze brzegu. Materiał ten łatwo ulega procesom rzeźbotwórczym, stąd też bogactwo ukształtowania terenu i urozmaicenie form wydmy. Pod warstwą piasków zalegają miejscami postglacjalne utwory organogeniczne (torfy, gytie), wychodnie ich można obserwować w wielu miejscach na odcinkach abradowanego brzegu między Dębina i Czołpinem. Na południe od strefy mierzejowej, w dolinie Łupawy i Łeby oraz w strefie brzegowej jezior występują muły i torfy akumulacji holocenijskiej. W części zachodniej — gliny zwałowe Wysoczyzny Słupskiej, zasilające współcześnie wody przybrzeżne rumowiskiem skalnym.

Stosunki hydrologiczne kształtują się pod wpływem reżimów wodnych:

— ujściowych odcinków Łupawy, Łeby i Piaśnicy oraz systemu kanałów,

- jezior przybrzeżnych, głównie Gardna, Dołgich, Łebska i Sarbska,
- wód morskich.

Reżimy hydrologiczne górnych dorzeczy Łeby, Łupawy i Piaśnicy (wielkość przepływów i wahania stanów wód) kształtują się pod wpływem opadów, zaśnieżenia, zjawisk lodowych i alimentacji roztopowej.



Ryc. 1. Przebieg średnich stanów wód rzeki Łeby i Jeziora Łebsko na wybranych wodowskazach, w poszczególnych miesiącach, w okresie 1956—1962, wg Wiśniewskiego [116].

Fig. 1. Mean water levels in Łeba river and Łeba lake, recorded by selected gauges for particular months in period from 1956 to 1962, after Wiśniewski [116].

Maksima stanów wód przypadają na styczeń i luty, a minima — na maj, czerwiec i lipiec (ryc. 1), co wskazuje na podobieństwo do rytmu deszczowo-oceanicznego. Podobnie kształtują się przepływy, są one większe od średniego w półroczu zimowym i mniejsze — w półroczu letnim. Maksimum styczniowe jest wynikiem alimentacji deszczowej, marcowe — alimentacji roztopowej i deszczowej. Natomiast zmniejszony odpływ letni tłumaczyć należy dużym parowaniem (116).

Przedstawiony wyżej reżim rzek, z chwilą wpłynięcia ich do jezior, ztraca w dużej mierze swe możliwości oddziaływania na stosunki hydrologiczne badanego obszaru. Ponadto w dolnej części zlewni Łupawy, Łeby i Piaśnicy, zwłaszcza nad samym morzem, gwałtownie ulegają zmianie wielkości opadów, jak również współczynnik zaśnieżenia i okres występowania zlodzeń.

Reżim hydrologiczny jezior Dołgich, Łebska, Sarbska i Gardna odznacza się mniejszą amplitudą stanów wód (średnio około 100 cm) niż wody morskie (w wsk. Łeba-port 170 cm)¹ i rzeka Łeba przed ujściem do jeziora (w wsk. Cecenowo 198 cm)¹.

Maksima średnich stanów wód jeziornych przypadają na styczeń

¹ Dane z okresu 1956—1962 r.

i wrzesień, najniższe stany wód tak w morzu, jak i w jeziorach występują od miesiąca marca do czerwca. Jak wynika z wykresu, wahania stanów wód w Jeziorze Łebsko oraz w porcie Łeba wykazują współzależność, stąd też Szopowski (105) twierdzi, że znajdują się one pod dominującym wpływem zmian poziomu zwierciadła wody w morzu. Największe różnice pomiędzy średnimi stanami wód występują w lutym, marcu i kwietniu, najmniejsze natomiast — w maju, czerwcu i lipcu. Z analizy danych hydrologicznych (116) wynika jednocześnie, że ekstremalne stany wód jeziornych zależą nie tyle od poziomu wody wpadających do nich rzek, co od rozkładu i natężenia wiatrów. Pod dominującym wpływem czynnika anemobarycznego kształtuje się również poziom wód morskich.

W okresie 1948—1962 absolutne maksimum i minimum stanu wód przypadają w miesiącu lutym, kiedy to amplituda wynosiła 187 cm. Najmniejszą amplitudę wykazują miesiące: lipiec — 72 cm, maj i czerwiec — 73 cm. Łącznie ekstremalne stany wód, które w Łebie obserwuje się z przerwami od 1890 r., wykazują różnicę 265 cm. Znaczne spiętrzenie wód u wybrzeży występuje przy bardzo silnych wiatrach z sektora W-NE. Wiatry z pozostałych kierunków powodują obniżenie poziomu wód. Największe wahania występują w okresie od września do marca. I tak na przykład wysokie średnie stany wody (WŚr) w miesiącach styczniu i grudniu są rezultatem oddziaływania silnych wiatrów o szybkości powyżej 8 m/sek, które wówczas mają swą największą częstotliwość głównie z kierunków W, NW, N. Niskie średnie stany wód, występujące od marca do czerwca, tłumaczyć należy niewielką prędkością wiatrów odmorskich, chociaż wykazują one w tym okresie największą częstotliwość. W tym samym okresie znacznie większą energią odznaczają się wiatry od lądu, przeciwdziałające spiętrzeniu mas wodnych u wybrzeży. Powodują one nieznaczne spiętrzenie wód jeziornych na brzegach północnych, a więc w bezpośrednim sąsiedztwie mierzei.

Opisane wyżej odrębne reżimy hydrologiczne wód jeziornych i morskich, sąsiadujących z badanym terenem, oraz wody opadowe, wywierają bezpośredni wpływ na kształtowanie się stosunków wód wglębnych, a zwłaszcza na pionowe ruchy ich zwierciadła. Analizując zagadnienie układu zwierciadła wód gruntowych w obszarze kontaktu dwóch reżimów wodnych, na przykładzie Mierzei Łebskiej, Marsz (69) stwierdził, że poziom wód gruntowych dostosowuje się do poziomu morza oraz wykazał zależność lustra wód słonych od rzeźby terenu. Zwierciadło tych wód najbardziej zbliża się do powierzchni w obniżeniach terenowych i odpowiednio oddala się pod wzniesieniami, a więc powtarza w pewnym przybliżeniu ukształtowanie terenu. Zwierciadło słodkich wód wglębnych występuje nad wodami słonymi, w obniżeniach deflacyjnych, zwykle na głębokości około 20—50 cm. W okresach znacznych spiętrzeń wód mor-

skich infiltrują one w głąb strefy przybrzeżnej, powodując odpowiednie podniesienie poziomu wód gruntowych, które zalegają powierzchniennie bagien oraz niżej położone zagłębienia deflacyjne (17).

Zjawisko to przynosi określony skutek morfologiczny w postaci osłabienia procesu deflacji. Podsiąkająca woda wiąże materiał i ogranicza w ten sposób głębokość erozji wietrznej.

Obniżenie poziomu wód morskich wpływa na obniżenie lustra wód gruntowych, zmniejszenie wilgotności powierzchniowych warstw piasku i zwiększenie jego podatności na przewiewanie. Dlatego też różnice wysokości położenia den obniżeń deflacyjnych należy wiązać m.in. z dynamiką lustra wód gruntowych.

Najistotniejszym czynnikiem wpływającym na przebieg współczesnych procesów eolicznych są warunki klimatyczne (46, 70). Wśród nich na szczególne podkreślenie zasługują wiatry, ich prędkość i roczny rozkład częstotliwości.

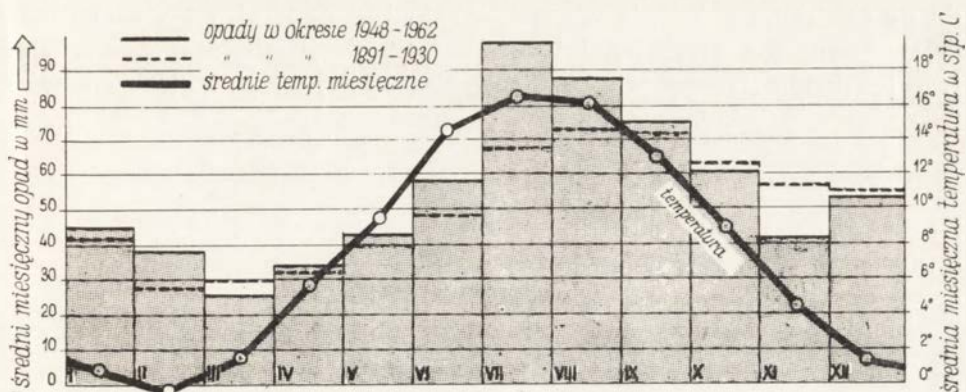
Wybrzeże Słowińskie leży w granicach bałtyckiego regionu klimatycznego z wyraźnie zaznaczającymi się wpływami morskimi i oceanicznymi. Klimat ten charakteryzuje się najkrótszym w Polsce okresem trwania stosunkowo chłodnego lata (ok. 60 dni)¹, a jednocześnie prawie najkrótszym okresem trwania zimy (ok. 60 dni)². Stąd też roczna amplituda temperatur jest tu najmniejsza w Polsce.

Wybrzeże Słowińskie odznacza się najniższą trwałością pokrywy śnieżnej, zalegającej zaledwie w okresie 50 dni, a średni roczny opad atmosferyczny wynosi ok. 600—650 mm, z czego na półrocze letnie przypada 64%, na zimowe 36%. Średnie miesięczne sumy opadów w Łebie przedstawia rycina 2.

Największe opady występują w lipcu, sierpniu i wrześniu, przy wiatrach z SW, W, NW. Nie należy jednak przeceniać znaczenia opadów jako czynnika hamującego procesy eoliczne, gdyż znaczna przepuszczalność podłoża i jednoczesne oddziaływanie wiatru powodują szybkie wysychanie piasków wydmy. Obserwacje autora w tym zakresie w pełni potwierdzają wyniki badań Stankowskiego (102), mówiące o znacznej dynamice wydmy nadmorskich nawet wówczas, gdy piasek jest nawilgotniony. Zależnie od obfitości, opady mogą jedynie ograniczyć natężenie procesów, ale ich nie eliminują. Podobnie okres zimowy, wyłączając czas trwania zwartej pokrywy śnieżnej, nie wyklucza procesów eolicznych, które, jak pisze Kobendzina (48), w okresie silnych mrozów mogą często osiągać znaczne natężenie. Dużo większe znaczenie dla rozwoju roślin-

¹ Ilość dni w roku ze średnią temperaturą doby ponad 15°.

² Ilość dni w roku ze średnią temperaturą doby poniżej 0°.



Ryc. 2. Rozkład średnich miesięcznych opadów dla Łeby w okresie 1948—1962, w porównaniu z okresem 1891—1930. Wykaz średnich miesięcznych temperatur powietrza w Łeby (1948—1962) wg Wiśniewskiego [116].

Fig. 2. Pattern of mean monthly precipitation for Łeba in 1948—1962 period, correlated with 1891—1930 period. List of mean monthly air temperatures for Łeba from 1948 to 1962, after Wiśniewski [116].

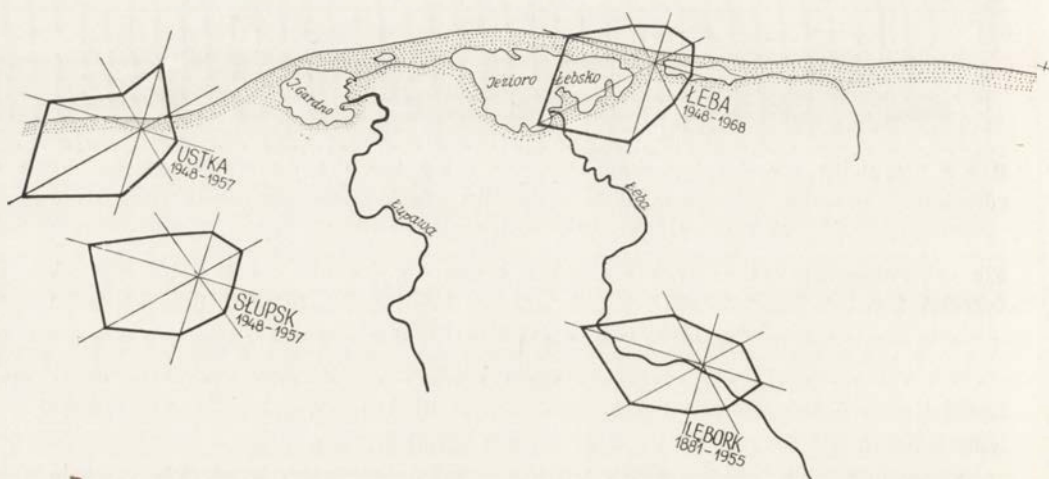
ności i utrwalania wydm mają, zdaniem autora, masy powietrza o wysokiej wilgotności względnej, napływające z nad morza.

Omawiany obszar charakteryzuje się dużą ilością dni pogodnych, najmniejsze zachmurzenie przypada na maj i czerwiec. Najkorzystniejsze warunki cieplne występują od połowy czerwca do połowy września. Średnia roczna temperatura dla Łeby wynosi $+7,2^{\circ}\text{C}$. Przebieg średnich miesięcznych temperatur powietrza, na podstawie notowań stacji PIHM w Łeby, ilustruje rycina 2. Stosunkowo najwyższe temperatury w miesiącach letnich, powodując wzmożone parowanie, niwelują wpływ większych w tym okresie opadów atmosferycznych.

Jest rzeczą oczywistą, że spośród czynników klimatycznych wiatry, jako bezpośrednia przyczyna wywiewania, transportu i akumulacji piasków, zasługują na szczególną uwagę. Reżim wiatrów aktywnych w sensie procesów eolicznych, jest podstawowym czynnikiem warunkującym rozwój rzeźby (26). Przez wiatry eoliczne aktywne należy rozumieć wiatry posiadające określoną szybkość i występujące w takich okresach, kiedy piasek nie jest zbyt nawilgocony i nie zalega na nim pokrywa śnieżna. Charakterystykę współczesnych wiatrów wydmotwórczych na badanym obszarze opracowano na podstawie roczników meteorologicznych (1948—1966), oraz notowań stacji PIHM w Ustce, Łeby, Słupsku i Lęborku (1948—1969), a także na podstawie literatury (105, 116). Do obliczeń wykorzystano 3 obserwacje dzienne, odnoszące się do 8 zasadniczych kierunków wiatru. Należy jednocześnie podkreślić, że ze wzglę-

du na centralne położenie w stosunku do badanego obszaru, za najbardziej miarodajne uważać należy obserwacje stacji PIHM w Łebie. Dlatego też dane dotyczące wiatrów, pochodzące z tej stacji, zostaną omówione szerzej, rycina 3.

MORZE BAŁTYCKIE



Ryc. 3. Rozkład wiatrów wg stacji meteorologicznych położonych w sąsiedztwie obszaru badań.

Fig. 3. Pattern of wind frequencies recorded by meteorological stations situated near research area.

Rozkład częstotliwości wiatrów dla stacji Łeba (ryc. 4a) wskazuje na znaczną przewagę wiatrów południowo-zachodnich (SW — 24,3%), zachodnich (W — 17,2%) oraz południowych (S — 14,7%). Stosunkowo rzadko występują wiatry z kierunku północnego (N — 7,7%) i wschodniego (E — 7,8%).

Przebieg częstotliwości występowania poszczególnych kierunków wiatrów w ciągu roku, w okresie od 1948 do 1962 r., obliczony dla stacji PIHM w Łebie, przedstawia tabela I. Przebieg częstotliwości wiatrów pozwala wyróżnić dwa okresy: okres wiosenno-letni, trwający 4 miesiące, od kwietnia do lipca, charakteryzujący się znaczną przewagą wiatrów z sektora W-NE, oraz okres jesienno-zimowy, trwający 6—7 miesięcy, od września do marca i odznaczający się panowaniem wiatrów z sektora S-W (ryc. 4d).

Wyniki analizy kierunków wiatrów dolnych na południowym Bałtyku (107) pozwalają wyróżnić trzy ich typy:

TABELA I

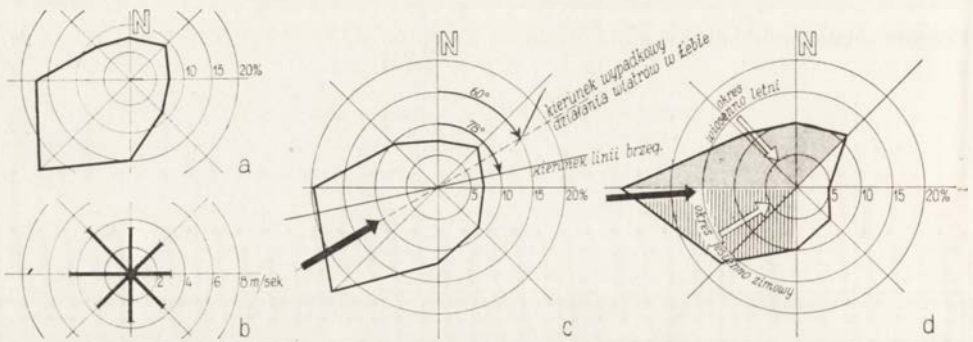
Przebieg częstotliwości wiatrów z poszczególnych kierunków wg stacji PIHM w Łebie, w okresie 1948—1962 (wg Wiśniewskiego)

Miesiące ↓		Kolejność częstotliwości występowania wiatrów w Łebie								
		1	2	3	4	5	6	7	8	
Okres wiosenno- letni	I	SW	S	W	SE	NW	E	NE	N	Okres jesiennie- zimowy
	II	SW	S	W	SE	E	N	NW	NE	
	III	W	SW	SE	NW	N	E	E	NE	
	IV	W	NE	NW	N	SW	S	SE	E	
	V	W	NE	NW	N	SW	S	SE	E	
	VI	W	NE	NW	N	SW	SE	S	E	
	VII	W	NE	N	SW	NW	S	E	S	Okres jesiennie- zimowy
	VIII	SW	W	NE	NW	N	S	E	SE	
	IX	SW	W	NW	S	NE	N	SE	E	
	X	SW	W	S	NW	E	SE	N	NE	
	XI	SW	S	W	NW	SE	E	NE	N	
	XII	SW	S	SE	W	E	NW	N	NE	

- typ jesiennie-zimowy (październik—luty), z przewagą wiatrów z kierunku południowo-zachodniego (SW);
- typ wiosenny, występujący od marca do maja, charakteryzujący się zmiennymi kierunkami wiatrów, spowodowanymi częstym ścieraniem się różnych mas powietrza;
- typ letni, występujący od czerwca do września, z dominującymi wiatrami zachodnimi (W).

Średnia prędkość wiatru dla stacji Łeba, za okres 1948—1968 wynosi 4,8 m/sek. Przebieg średnich rocznych prędkości wiatrów ilustruje ryc. 4b. Maksymalna różnica prędkości średnich wiatrów wiejących z poszczególnych kierunków wynosi 1,35 m/sek. i dotyczy kierunków NW i S.

Rozkład średnich prędkości wiatru w powiązaniu z częstotliwością ich występowania ilustrują róże iloczynowe (ryc. 4cd). Przedstawiają one bilans energetyczny niezmiernie ważny dla analizy współczesnych procesów eolicznych. Z wykresów wynika, że największą zdolność transportową posiadają wiatry południowo-zachodnie (SW — 24,3%) i zachodnie (W — 20,6%). Stosunkowo najmniejszą siłę energetyczną wykazują wiatry północne (N — 7,5%) i wschodnie (E — 7,5%). Wypadkowy kierunek działania wiatru dla Łeby posiada orientację 60°, i jest odchylony od linii brzegowej średnio o 18° w kierunku północnym. Należy podkreślić, że róża iloczynowa Łeby nieznacznie odbiega od zbiorczej róży iloczynowej



Ryc. 4. Rozkład częstotliwości i prędkości średnich wiatrów na Pobrzeżu Słowińskim
 a — rozkład częstotliwości wiatrów według danych stacji PIHM w Łebie za okres 1948—1968
 b — rozkład prędkości średnich wiatrów według danych stacji PIHM w Łebie za okres 1948 — 1968
 c — iloczynowa róża wiatrów dla Łeby za okres 1948 — 1968
 d — zbiorcza iloczynowa róża wiatrów dla Pobrzeża Słowińskiego (stacje PIHM w Darłowie, Kołobrzegu, Ustce i Łebie) za okres 1948 — 1957 wg Szopowskiego (106).

Fig. 4. Pattern of mean wind frequencies and velocities on Slovenian Coastline:
 a — pattern of wind frequencies, from records of State Hydrological and Meteorological Institute (PIHM) station at Łeba, for 1948—1968 period
 b — pattern of mean wind velocities, from records of PIHM station at Łeba, for 1948—1968 period
 c — multiple wind rose for Łeba, for 1948—1968 period
 d — collective multiple wind rose for Slovenian Coastline, from records of PIHM stations at Darłowo, Kołobrzeg, Ustka and Łeba, for 1948—1968 period, after Szopowski [106].

wyj Wybrzeża Słowińskiego pomiędzy Łebą i Kołobrzegiem. Wypadkowy kierunek działania wiatru wyznaczony na podstawie tej ostatniej posiada orientację zbliżoną do 90° .

W pracy niniejszej przyjęto podział na 4 grupy prędkości wiatru wg Wiśniewskiego (116):

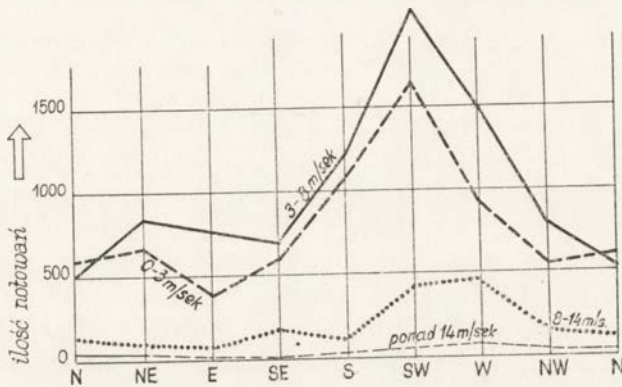
- I) 0—3 m/sek.
- II) 3—8 m/sek.
- III) 8—14 m/sek.
- IV) ponad 14 m/sek.

Procentowy udział wiatrów poszczególnych grup dla stacji PIHM w Łebie, za okres 1948—1968 przedstawia tabela II. Zestawienie powyższe wskazuje na stosunkowo duży (około 50%) udział wiatrów grupy II, o prędkościach w granicach 3—8 m/sek., oraz grupy I — 0—3 m/sek., wiejących głównie z sektora S-W, (ryc. 5).

TABELA II

Struktura dynamiczna wiatrów w Łebie w latach 1948—1962

Grupa wiatrów	Prędkość wiatru w m/sek	Udział grupy w %
I	0—3	ok. 39
II	3—8	50
III	8—14	10
IV	powyżej 14	1



Ryc. 5. Wykres częstotliwości występowania wiatrów o różnych prędkościach z poszczególnych kierunków w rejonie Łeby, w okresie 1948—1962.

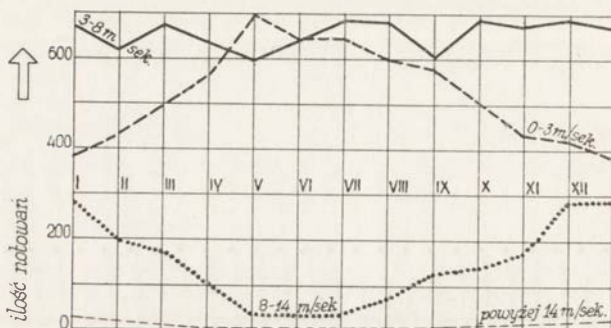
Fig. 5. Chart of frequencies of winds of diverse velocities from particular directions, observed in Łeba region, for 1948—1962 period.

Jednocześnie zwrócić należy uwagę, że roczny przebieg częstotliwości występowania wiatrów o prędkościach 3—8 m/sek. charakteryzuje się jednostajnością (ryc. 6).

Wiatry grupy III (8—14 m/sek.) i IV (ponad 14 m/sek.) mają rozkład symetryczny i osiągają maksimum w miesiącach zimowych, a minimum — w letnich. Przy tym dla wiatrów grupy IV dominujący jest kierunek zachodni.

Ogólnie można stwierdzić, że w miarę wzrostu prędkości wiatrów, sektory kierunków ich występowania zawężają się z coraz wyraźniejszym zaznaczeniem kierunków dominujących.

Przedstawiona wyżej charakterystyka wiatrów dokonana została



Ryc. 6. Wykres częstotliwości występowania wiatrów o różnej prędkości w poszczególnych miesiącach dla Łeby (1958—1962) wg Wiśniewskiego [116].

Fig. 6. Chart of frequencies of winds of diverse velocities of r particular months, observed at Łeba (1958—1962), after Wiśniewski [116].

w oparciu o pomiary meteorologiczne wykonywane na określonej wysokości nad powierzchnią terenu. Tymczasem procesy eoliczne są inicjowane przez ruch najniższych warstw atmosfery, których prędkość gwałtownie maleje. Zachodzi więc konieczność redukcji danych. Według niektórych poglądów (87, 121) procesy eoliczne mogą zachodzić przy prędkości wiatru nie mniejszej niż 5 m/sec. Zdaniem Pietrowa (86), ziarna o średnicy 0,12—0,32 mm mogą być podrywane już przy szybkości wiatrów przyziemnych 1,5—4 m/sec. Poza tym wiatry takie prawie dwukrotnie wzmagają proces parowania i przyspieszają tajanie śniegów. Prędkości krytyczne wiatrów, niezbędne do zainicjowania transportu eolicznego, podawane przez innych badaczy ilustruje tabela III.

TABELA III

Prędkości krytyczne wiatrów w m/sec.

Autor	Fracja (mm)			Autor	Fracja (mm)		
	1,0	0,5	0,1		1,0	0,5	0,1
M. Sokołow	9,8	6,7		K. Gripp (1961)			3,0
H. Poser (1950)	7,8			W. Stankowski			
Tule	11,4	7,4	1,5	piasek suchy		4,0	2,0
L. Pernarowski (1959)	8,0	5,5	2,5	piasek wilgotny		8,0	4—5,0

Analiza stosunków wiatrowych w centralnej części badanego obszaru prowadzi do następujących wniosków:

1. Decydującą rolę w transporcie eolicznym i we współczesnym

kształtowaniu wydym nadmorskich mają wiatry zachodnie, północno-zachodnie i południowo-zachodnie, gdyż osiągają one najwyższe prędkości średnie i stanowią 56% siły energetycznej.

2. Wiatry z kierunków SW, chociaż odznaczają się największą częstotliwością, mają średnią prędkość nieznacznie tylko przekraczającą wartość inicjalną. Ponadto nasilenie ich przypada na porę jesienno-zimową (wrzesień—marzec), a więc porę podwyższonych opadów i wyższych niż średnie poziomów morza (ryc. 4).

3. Sektor SW-W, a szczególnie kierunek W, charakteryzuje się najczęstszym występowaniem wiatrów silnych 8—14 m/sek. i powyżej 14 m/sek., wiejących głównie w miesiącach zimowych. Jednocześnie należy założyć znikomy wpływ grupy wiatrów o szybkościach 0—3 m/sek. zaliczając je do stanu ciszy.

Przebieg procesów eolicznych jest uzależniony również, choć w mniejszym stopniu, od warunków mikroklimatycznych. Różnicowanie tych warunków w obrębie poszczególnych form jest spowodowane orografią, ekspozycją stoków i różnym w związku z tym nasłonecznieniem. Najcieplejsze są zbocza południowo-zachodnie, gdyż na wschodnich znaczna ilość energii słonecznej zostaje zużyta na parowanie. Ma to najprawdopodobniej wpływ na morfologię wydym, a zwłaszcza na asymetrię stoków południowych i północnych.

Wydmy pozbawione szaty roślinnej i pokrywy glebowej odznaczają się dużymi amplitudami temperatur na stokach południowej i zachodnich oraz na północnych i wschodnich. Ponadto istnieją różnice w ilości uzyskanego opadu pomiędzy partiami szczytowymi a zacisznymi kotlinkami. Tam, gdzie siła wiatru wzmacnia się, opad jest bardziej rozwiewany i spada go mniej niż w miejscach zacisznych. Wpływa to na szybszy transport w partiach szczytowych. Zaciszne obniżenia deflacyjne posiadają wyższą temperaturę w ciągu dnia i niższą w stosunku do otoczenia — w nocy, wskutek wypromieniowania. Ponadto są bardziej wilgotne i sprzyjają wegetacji roślinności.

Morfologiczna działalność wiatru jest ograniczana przez roślinność i powłokę glebową. Gleby, występujące na wydymach, znajdują się w różnym stadium rozwoju. Na wydymach ruchomych jest to zwykle stadium początkowe (78), bez wyraźnego profilu wyróżniającego glebę na tle podłoża geologicznego. Wydmy utrwalone pokryte są cienką warstwą gleby w postaci piasku drobnoziarnistego z domieszką humusu. Pod tą warstwą występują zwykle piaski bezstrukturalne o miąższości 0,3—1,2 m, w spągu przechodzące w piaski warstwowane. Trwałość warstwy glebowej może być bardzo łatwo naruszona przez działalność gospodarczą człowieka, przez zwierzęta, wykroty i wiatrołomy. Obok gleb bielcowych występują na badanym obszarze gleby bagienne i torfowe. Gleby torfowe

tworzą się na terenie obniżen deflacyjnych w warunkach stałego podsiąkania wody gruntowej. Ogólnie, występowanie typów gleb na badanym obszarze uwarunkowane jest morfologią terenu i dynamiką wód gruntowych.

Podstawowymi roślinami na obszarze wydm są gatunki o dobrze rozwiniętym systemie korzeniowym (*Agropyron junceum*, *Ammophila arenaria*, *A. baltica*, *Elymus arenarius*, *Eryngium maritimum*, *Honckenia peploides*, *Lathyrus maritimus* i inne). Przez swoją obecność rośliny te wzbogacają podłoże w substancje próchnicze, tworząc zawiązki gleby. Odznaczają się wysoką odpornością na zasypywanie przez lotne piaski dzięki długim kłączom przebijającym się ku powierzchni gleby oraz dzięki pędom nadziemnym, które po przysypaniu wytwarzają korzenie przybyszowe i nowe rozłogi łatwo pokonujące akumulowane warstwy. W ten sposób luźne piaski zostają związane i wewnątrznie utrwalone. Podobnie, współdziałanie roślin drzewiastych w budowie wydm polega na ich zdolnościach przystosowania się do warunków nieustannej akumulacji piasków. Nadziemne części roślin, stawiając opór wiatrom, spełniają rolę hamulca aerodynamicznego, powodując akumulację piasku. W ten sposób roślinność wymusza formę wydm, warunkuje nachylenie zboczy, reguluje dynamikę rozwoju. Proces stopniowego narastania wydm uzależniony jest od równowagi zachodzącej między wielkością akumulacji a zdolnością roślin do przebiccia się na powierzchnię. W wielu przypadkach obserwowanych przez autora na terenie badań (np. wydmy nr inw. 6, 11, 48, 81, 89, 94, 103), proces akumulacji i narastania roślinności przebiega równolegle. Naruszenie tej równowagi przez nadmierną akumulację prowadzi do stopniowego unicestwienia roślinności (np. wydmy nr inw. 32, 80, 83, 101). Przy znacznej przewadze procesów akumulacji następuje szybka migracja i zasypywanie lasu na przedpolu wydmy. Po upływie kilkudziesięciu lat, na zboczach proksymalnych wydm wędrujących odsłaniają się cementarzyska leśne w postaci sterczących, martwych pni drzew (por. ryc. 47 i 66). Natomiast osłabienie procesów akumulacji prowadzi stopniowo do całkowitego utrwalenia wydm (np. wydmy nr inw. 97, 99, 110—113, 130—143).

W obrębie tak zwanych „wydm białych”, młodych wydm narastających od strony plaży, typowym zbiorowiskiem roślinnym jest zespół wydmuchrzycy piaskowej i piasownicy zwyczajnej (*Elymeto Amnophiletum*), należących do związku *Elymion arenariae*.

Gdy na wydmach pojawiają się coraz to inne gatunki roślinności wzrasta jej zwarcie, następuje wzbogacenie piasku w substancje organiczne i humusowe. Równocześnie zwiększa się pojemność wodna gleby, maleje pojemność powietrzna i przewiewność, piasek staje się bardziej zwięzły i mniej ruchliwy, wydma szarzeje i ustala się. Pojawiają się liczne po-

rostry i mchy. W miarę dalszego wzbogacania gleby w próchnicę, na „szarej” wydmie osiedlają się pierwsze krzewy i byliny: wierzba piaskowa (*Salix arenaria*), wrzos zwyczajny (*Calluna vulgaris*), bażyna czarna (*Empetrum nigrum*) oraz turzyca piaskowa (*Carex arenaria*). Bujnie krzewiące się kępy bażyny czarnej stanowią ogniwo łączące roślinność wydmy „szarych” z następnym zbiorowiskiem łańcucha sukcesyjnego — borem nadmorskim, zwanym również borem bażynowym (*Empetro nigri Pinetum*). Bór ten cechuje występowanie niskich sosen o małym zwarciu, o pniach i koronach zniekształconych częstymi wiatrami wiejącymi z zachodu i północnego-zachodu. Bór odznacza się brakiem podszycia i słabo wykształconym piętrzem ziół (78). Występuje tu wrzosiec (*Erica tetralix*) i bażyna oraz nikle storczyki. Piętro przyziemne tworzą rozległe płyty porostów chrobotków (*Cladonia*). Szczegółowe różnicowanie nadmorskiego boru bażynowego na podzespoły i warianty opisał Wojterski (118). Nizinne tereny na zapleczu wydmy zalegają wrzosowiska torfowiskowe typu atlantyckiego, z wrzoścem atlantyckim, woskownicą, rzadziej maliną moroszką i paprocią wodną.

Na uwagę zasługuje szata roślinna deflacyjnych zagłębień śródwydmowych, odznaczających się korzystniejszymi warunkami ekologicznymi. Skupiają one interesującą roślinność, między innymi gatunki subatlantyckie takie, jak: rosziczka pośrednia (*Drosea intermedia*), okrągłolistna (*Drosea rotundifolia*) i długolistna (*Drosea anglica*) oraz widłak torfowy (*Lycopodium inundatum*). Ponadto występuje tu niekiedy woskownica europejska (*Myrica gale*). Ta ostatnia jednak częściej tworzy zwarte zarośla na skraju kępy olszyny.

Należy podkreślić, że młode zagłębienia deflacyjne nie są użytkowane gospodarczo, dlatego też układ roślinności na ich obszarze nosi cechy naturalne, nie zakłócone działalnością człowieka. Stwarza to możliwość badania naturalnych zbiorowisk roślinnych, a szczególnie sukcesji tych zbiorowisk.

Na zakończenie należy wspomnieć o wpływie działalności ludzkiej na przebieg procesów wydmy. Ideą przewodnią jest dążność do utrwalenia wydmy nadmorskich. Wyraża się ona w zabezpieczeniu powierzchni piasków przy pomocy zapór, sadzenia traw i zalesiania. Jednocześnie prowadzona jest planowa gospodarka leśna oraz prace melioracyjne na obszarach deflacyjnych. Jednakże zaznacza się również negatywny aspekt działalności ludzkiej na terenach wydmy, a mianowicie wpływ, jaki wywiera użytkowanie tej strefy dla celów turystyczno-rekreacyjnych. Morfologiczną konsekwencją opisanej działalności jest więc z jednej strony osłabienie procesów eolicznych, z drugiej zaś — powstawanie nowych ognisk rozwiewania na obszarach już utrwalonych.

Opisane wyżej czynniki środowiska geograficznego, w warunkach

naturalnych, współdziałają w różnych kombinacjach, co utrudnia poznanie stopnia ich oddziaływania na przebieg procesów eolicznych. W przedstawionych warunkach fizyczno-geograficznych, dominującą rolę przypisać należy reżimowi wiatrów jako głównej sile dynamicznej oraz roślinności, która hamuje rozwój procesów i wpływa na przeobrażenia wydm ruchomych w stabilne.

Jak wynika z przedstawionych wykresów rocznego przebiegu poszczególnych elementów, najbardziej sprzyjające warunki dla transportu eolicznego występują w okresie od lutego do czerwca oraz w listopadzie, kiedy to wieją aktywne wiatry z sektora NW-SW z dominacją kierunku SWW. Jednocześnie minimalne opady oraz najniższy w ciągu roku poziom morza i jezior przybrzeżnych wpływa na obniżenie lustra wód gruntowych. Następstwem tego jest przesuszenie przypowierzchniowych warstw piasku i zwiększenie ich podatności na przewiewanie. Również szata roślinna w okresach tych stanowi mniejszą przeszkodę uruchamiania piasków.

Należy nadmienić, że sprzyjające okoliczności wznowienia procesów eolicznych mogą wystąpić w ciągu letnich susz atmosferycznych, kiedy to częste i dość silne wiatry, a także intensywna insolacja powodują rozluźnienie piasków powierzchniowych oraz obniżenie poziomu wód gruntowych. Podobnie mroźna i bezśnieżna zima sprzyja procesom transportu.

ZAŁOŻENIA METODYCZNE I CHARAKTERYSTYKA MATERIAŁÓW ŹRÓDŁOWYCH

Jak wspomniano poprzednio opracowanie zagadnień dynamiki współczesnych procesów eolicznych, ewolucji wydm i ich klasyfikacji w oparciu o kryteria morfologiczne i dynamiczne wymaga stosownego doboru zespołu metod badawczych. Należy przy tym uwzględnić charakter procesów, naturalne warunki ich występowania, kierunki, rozmiary i prędkość zmian wywołanych tymi procesami. Ponadto metody te powinny zapewnić niezbędną dokładność pomiarów i obliczeń, gwarantującą wiarygodność uzyskanych rezultatów.

Kryteria powyższe spełnia najlepiej metoda interpretacji zdjęć lotniczych i dlatego też w niniejszej pracy odgrywa ona rolę przewodnią. W celu weryfikacji uzyskanych wyników, dotyczących dynamiki procesów, zastosowano geodezyjne metody pomiarów odkształceń, a w szczególności metodę wielokrotnego zdjęcia sytuacyjno-wysokościowego i powtórnych profili niwelacyjnych.

Metody geodezyjne charakteryzuje stosunkowo wysoka dokładność oraz matematyczna ścisłość wyznaczeń. Są one jednak bardzo pracochłonne. Dlatego też pomiary geodezyjne prowadzono na niewielkich obszarach wydm uznanych w toku badań jako typowe.

Metodę kartometryczną zastosowano do porównania archiwalnych i współczesnych map topograficznych w celu uchwycenia zmian morfologicznych, jakie zaszły na tym obszarze w okresie około 70 lat. W ten sposób dokonano wstępnej oceny generalnych tendencji rozwoju rzeźby eolicznej na Wybrzeżu Słowińskim.

ZASTOSOWANIE ZDJĘĆ LOTNICZYCH W BADANIACH PROCESÓW EOLICZNYCH

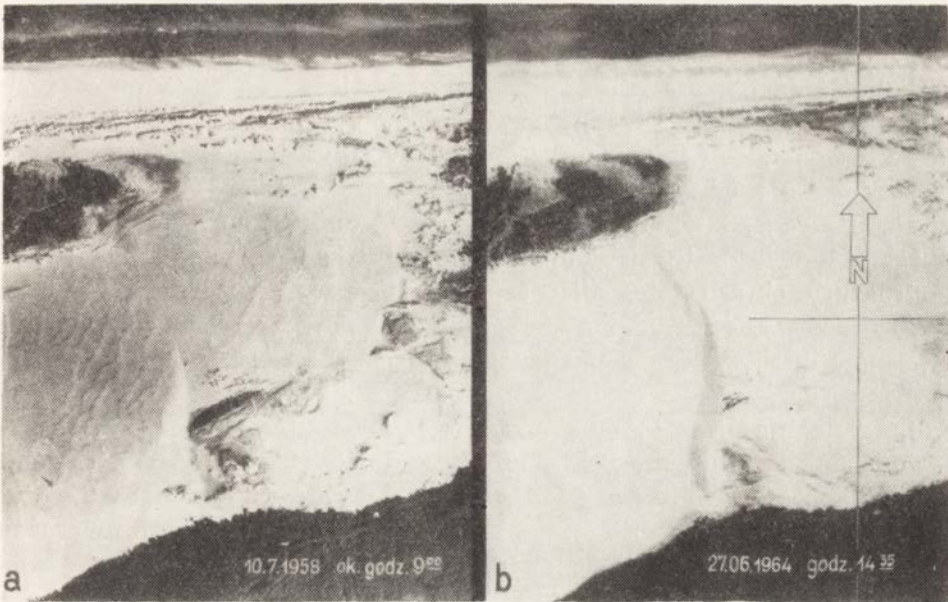
Metoda interpretacji zdjęć lotniczych polega na rozpoznaniu form eolicznych, określeniu rozmiarów, kształtu, pokrycia i ruchu, na ocenie

ich charakterystyki ilościowo-jakościowej w oparciu o analizę cech demaskujących. Interpretacja polega więc na opisaniu stanu, w jakim znajdowały się badane wydmy w momencie fotografowania. Nie wszystkie jednak informacje czytelne są na zdjęciu w sposób bezpośredni, dlatego też istotnym etapem interpretacji jest wnioskowanie w oparciu o kryteria pośrednio wiążące się z przedmiotem badań. Ostatecznym wynikiem interpretacji jest poznanie wzajemnych związków i uwarunkowań zachodzących pomiędzy badanymi formami a środowiskiem.

Wydmy Pobrzeża Słowińskiego są rozpoznawalne na zdjęciach lotniczych dzięki charakterystycznym kształtom, odpowiadającym, w sensie geometrycznym, całej gamie krzywych stożkowych. Zarys ich bywa na ogół regularny, odstępstwo stanowią formy, których kształt został wymuszony przez przeszkody. Stwierdzić należy, że kształt wydmy i ich topografia, szczególnie dobrze czytelne przy obserwacji stereoskopowej, są przewodnimi cechami rozpoznawczymi. Model stereoskopowy ułatwia rozpoznanie łagodnych zboczy dowietrznych i stromych — odwietrznych. Różnicowanie pochyłości stoków jest dobrze widoczne na terenie wydmy pozbawionych szaty roślinnej, słabiej natomiast — na obszarze wydmy pokrytych roślinnością. Rzeźba wydmy porośniętych lasem wysokopiennym jest zamaskowana przez korony drzew, co utrudnia, a niekiedy wręcz uniemożliwia, wyznaczenie przebiegu podstawy wydmy.

Identyfikację form ułatwia w dużym stopniu różnicowanie tonalne obrazu. Ton obrazu uwarunkowany jest ilością promieni odbitych od przedmiotu. Najwięcej promieni odbijają odsłonięte i przesuszone piaski wydmy, dlatego też stosunkowo łatwo jest zidentyfikować obszary najaktywniejszych procesów eolicznych, zwłaszcza pozbawione szaty roślinnej wydmy ruchome. Kontrastują z otoczeniem również wydmy o słabym pokryciu roślinnym i nieco niższych wskaźnikach dynamiki. Odpowiada im tonacja szara. Aktywne ogniska deflacji w obrębie tych form są czytelne dzięki jasnym tonom piasków odsłoniętych. Tonacja wydmy jest z reguły jaśniejsza od otaczającego terenu, głównie ze względu na mniej korzystne warunki ekologiczne i uboższą szatę roślinną. Zauważone różnice tonalne w obrębie piasków odsłoniętych są spowodowane różnym stopniem nawilgocenia materiału oraz chropowatością powierzchni. Miejsca o znacznej ilości mikroform eolicznych są na zdjęciu zazwyczaj ciemniejsze od powierzchni gładkich. Właściwe odczytanie stoków dystalnych uzależnione jest od oświetlenia słonecznego w momencie wykonywania zdjęcia (ryc. 7). Najkorzystniejszą kontrastowość obrazu stoków wydmy uzyskano w seriach zdjęć wykonanych w godzinach pomiędzy 13.00 a 16.00.

Obrazy wydmy na badanym obszarze odznaczają się bardzo uroz-



Ryc. 7. Zdjęcie lotnicze Łąckiej Góry (Mierzeja Łebska).

- a — wykonane w godzinach rannych,
 b — wykonane w godzinach popołudniowych.

Fig. 7. Air photograph of Łącka Góra, on Łeba sand-bar.

- a — taken in morning hours,
 b — taken in afternoon hours.

ma i c on ą struktur ą. Na przyk ł ad, obraz wydm ruchomych w centralnej cz ę ci Mierzei Łebskiej ma struktur ę g ł adk ą, z ą s wydm stopniowo opanowywanych przez ro ś linno ś c ą a tak ż e nadbrzeżnych wa ł ów wydmych — struktur ę kropkow ą i drobnoziarnist ą (por. ryc. 7 i 47). Podobnie, cho ć w innej tonacji, przedstawia si ę obraz fotograficzny ś wież ych obszarów deflacyjnych. Wyst ę puje tu zmienno ś c struktur y obrazu od kropkowej (punktowej) do ziarnistej i plamistej. Starsze obszary wywiania charakteryzuj ą si ę obrazem o z ł oż onej strukturze ziarnisto-smugowej. Pozwala to wnioskowa ć o dynamice procesów deflacji i sukcesji ro ś linno ś ci. Regularna struktur a ziarnista obrazu niekt ³ orych form wydmych wyra ź nie kontrastuje z otoczeniem i pozwala odr ³ oż ni ć wydmy sztucznie utrwalone.

Jak wynika z przytoczonych przyk ł adów, ro ś linno ś c w wysokim stopniu kształtuje struktur ę obrazu i jest w ą ż n ą po ś redni ą cech ą rozpoznawcz ą. Poszczególne zbiorowiska ro ś linne zajmuj ą okre ś lone, w sensie topograficznym, partie wydmy i obszarów deflacyjnych. Ta prawid ł owo ś c w uk ł adzie ro ś linno ś ci zwi ą zana z r ³ oż nor ³ dnymi warunkami ekologicz-

nymi, znacznie ułatwia proces wnioskowania i interpretacji. Na podstawie modelu stereoskopowego stwierdzić można, że występowanie płatów roślinności na obszarach śródwymowych świadczy o istnieniu w tych miejscach zagłębień deflacyjnych. Zagłębienia te są często pomijane na mapach ze względu na generalizację rzeźby (zbyt duże cięcie warstwico-we). Mapy nie odzwierciedlają całego bogactwa zbiorowisk roślinnych występujących na młodych obszarach deflacyjnych. Na zdjęciach natomiast zbiorowiska te są dobrze czytelne dzięki zróżnicowaniu tonów i struktury obrazu fotograficznego. Interpretacja konturów roślinności polega na wyróżnieniu i rozgraniczeniu zbiorowisk oraz znalezieniu związków i zależności pomiędzy morfologią podłoża, wysokością bezwzględną i pokryciem (rodzajem zbiorowisk). Płaty roślinności trawia-stej, występującej w obrębie wydm częściowo utrwalonych, odfoto-grafują się w postaci szarych plam poprzecinanych jaśniejszymi śladami żywych procesów deflacji. Podobny obraz charakteryzuje nadbrzeżny wał wydmy graniczący z plażą. Na terenie plaży odczytać można wyraźne ślady zwydmiania w postaci smug i kopczyków akumulacyjnych oraz charakterystyczne rynny plażowe.

Na uwagę zasługują również dobrze czytelne przybrzeżne formy rzeź-by podwodnej opracowane szczegółowo przez Baranieckiego (6). Formy te wyróżniają się na zdjęciach jasno-szarym fototonem kontrastującym z ciemnym tłem wód morskich. Główną cechą rozpoznawczą jest ich kształt i wzajemne usytuowanie, układają się mianowicie w charaktery-styczne wały podwodne.

Szczegółowe wyniki interpretacji zdjęć lotniczych przedstawiono w rozdziałach VI—IX. Ogólnie stwierdzić należy, że zdjęcia zawierają bardzo dużą ilość szczegółów powierzchni terenu mających pierwszo-rzędne znaczenie dla poznania procesów eolicznych. Pod tym względem mają one niewątpliwą przewagę nad zgeneralizowanym obrazem terenu, jaki przedstawiają mapy. Stopień generalizacji map uwarunkowany jest z jednej strony skalą opracowania i technicznymi możliwościami zało-żonego cięcia warstwico-wego, z drugiej zaś efemerycznym charakterem niektórych form wydmych. W rezultacie, badania dynamiki rozwoju form w oparciu o najdokładniejsze nawet mapy, z konieczności muszą ograniczać się do form dużych, o wyraźnej interpretacji warstwico-wej.

Zaletą zdjęć lotniczych jest również to, że rejestrują one stan wydmy w określonych warunkach, praktycznie rzecz biorąc, w tym samym mo-mencie. Fotografowanie bowiem trwa zaledwie kilka minut. Nalot foto-grametryczny może być powtarzany w dowolnie przyjętych okresach, co umożliwia rejestrację kolejnych stanów dynamicznych fotografowa-nego pola wydmych.

Istotnym walorem metody jest również możliwość prowadzenia stu-

diów stereoskopowego modelu terenu w warunkach laboratoryjnych i znaczne ograniczenie pracochłonnych i kosztownych badań terenowych. Ponadto obserwacja stereoskopowa pozwala dostrzec cechy wydm, które uchodzą uwadze przy bezpośrednich badaniach terenowych.

WARUNKI WYKONYWANIA ZDJĘĆ LOTNICZYCH DLA CELÓW INTERPRETACJI GEOMORFOLOGICZNEJ

Pojemność informacyjna zdjęć lotniczych zależy w dużym stopniu od warunków fotografowania. Na warunki te składają się: optyczne własności fotografowanego krajobrazu, stan atmosfery (warunki pogodowe), pora dnia, środki techniczne fotografowania jak i obróbki laboratoryjnej, w szczególności rodzaj kamery (ogniskowa), materiały światłoczułe a także skala fotografowania. Moment fotografowania należy dobrać w takiej fazie fenologicznej, która jest najkorzystniejsza dla interpretacji dynamiki procesów eolicznych.

Wykonanie szczegółowego kartowania geomorfologicznego wymaga rozpoznania niewielkich form eolicznych (1—2 m). Gołym okiem dostrzegalne są na zdjęciach lotniczych te obiekty, których obraz fotograficzny jest większy od 0,1 mm, rozpoznawalne natomiast te, których wielkość w skali zdjęcia wynosi około 1 mm. A zatem rozpoznanie i poprawna interpretacja drobnych form o wymiarach rzeczywistych 1—2 m, wymaga skali zdjęcia rzędu 1:2000—1:1000. Jednakże wykonywanie zdjęć lotniczych w tak dużej skali jest nieekonomiczne. Z praktyki wiadomo, że bez straty informacji, negatyw zdjęcia lotniczego można powiększać około 5 razy. Biorąc więc pod uwagę powyższe czynniki, zdjęcia lotnicze terenów wydmych powinny być wykonane w skali 1:10 000—1:8000. Ustalono, że:

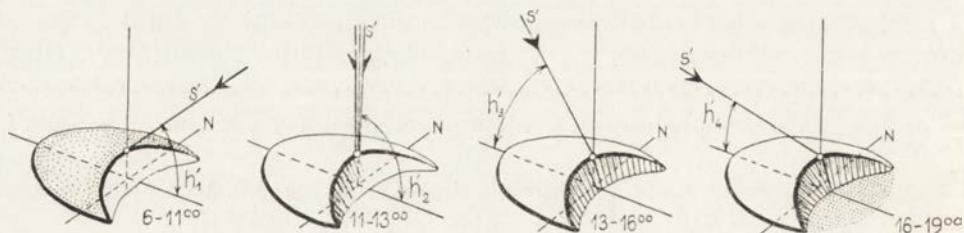
- dla celów przeglądowych najodpowiedniejsze są zdjęcia w skali 1:25 000—1:18 000,
- dla celów kartowania geomorfologicznego — 1:10 000—1:5000,
- do badań dynamiki procesów eolicznych — 1:5000—1:2000.

Dobór skali zdjęć dla celów interpretacji geomorfologicznej uwarunkowany jest morfometrycznymi cechami form rzeźby terenu, szczegółowością oraz dokładnością opracowania. Skala zdjęć wpływa na dokładność pomiaru poziomych przesunięć wydm, wyznaczenie przewyższeń, powierzchni i objętości form oraz kątów nachylenia stoków.

Następnym warunkiem dobrej czytelności form jest odpowiednie oświetlenie terenu. Zmienia się ono w zależności od wysokości Słońca nad horyzontem i wpływa bezpośrednio na zmiany tonów oraz wielkość i „gęstość” cienia. Najbardziej niekorzystne jest oświetlenie w porze południowej, przy wysokim położeniu Słońca, z uwagi na wy-

stępowanie zbyt silnych kontrastów pomiędzy oświetleniem bezpośrednim a światłem rozproszonym. Kontrasty te utrudniają lub wręcz uniemożliwiają interpretację w zacienionych częściach zdjęcia. Wykonane w takich warunkach zdjęcia lotnicze przedstawiają wydmy ruchome w postaci niemal białej plamy. Ponadto silne nagrzewanie się powietrza nad obszarami piaszczystymi powoduje drgania, które wpływają bardzo niekorzystnie na fotograficzną jakość zdjęć. Ze względu na interpretację pożądane są cienie „przejrzyste”, które występują przy niskich położeniach Słońca. Zdjęcia wykonane w takich warunkach odtwarzają grą światła i cieni skomplikowaną plastykę terenu.

Według założeń teoretycznych, przy zachowaniu kontrastu $K = 0,5$, przy średnim kącie nachylenia terenu $= 15^\circ$, minimalna wysokość Słońca nad horyzontem powinna wynosić około 40° (8). Zwiększając tolerancję odnośnie wysokości Słońca do przedziału ($31-46^\circ$) uzyskamy najkorzystniejszą porę fotografowania pomiędzy godziną 14 a 16. Występuje wówczas bardzo korzystne oświetlenie z kierunku południowo-zachodniego, przy którym stoki dystalne wydym znajdują się w cieniu a krawędzie ich rysują się ostro. Ułatwia to porównawczą analizę rzeźby na zdjęciach wykonanych w kilkuletnich odstępach. Fotografowanie w godzinach późniejszych, gdy wysokość Słońca „ h ” jest mniejsza od kąta nachylenia stoku dystalnego, powoduje pojawienie się, obok własnych cieni stoków, również cieni rzucanych przez wydmy (ryc. 8). Utrudnia to, a niekiedy uniemożliwia, poprawne wyznaczenie przebiegu dolnych krawędzi stoków dystalnych.



Ryc. 8. Układ cieni wydmy w zależności od oświetlenia w poszczególnych porach dnia.

s' — rzut promienia słonecznego na płaszczyznę I wertykału
 h' — wysokość słońca mierzona w płaszczyźnie I wertykału.

Fig. 8. Pattern of dune shadow depending on insolation during particular hours.
 s' — projection of sun ray upon plane I of vertical
 h' — sun altitude measured in plan I of vertical.

Istotne znaczenie mają również warunki pogodowe, panujące w okresie poprzedzającym bezpośrednio moment fotografowania, zwłaszcza kierunki wiatrów, które decydują o układzie i rodzaju form efeme-

rycznych. Wnioskowanie o mechanice współczesnych procesów eolicznych ułatwiają znacznie zdjęcia wykonane w czasie występowania typowych dla tego obszaru wiatrów zachodnich, a także zdjęcia wykonane po okresie sztormów, nawałnic deszczowych oraz w czasie okresowych wiatrów wschodnich.

Najodpowiedniejszym okresem wykonywania zdjęć omawianego obszaru jest okres wiosenno-letni (maj—sierpień)¹, głównie z uwagi na większe zróżnicowanie tonalne zbiorowisk roślinnych, najbardziej stabilny poziom wód morskich i jeziornych oraz korzystne warunki pogodowe. Pożądane jest również, aby serie zdjęć mające stanowić podstawę analizy porównawczej wykonywane były w zbliżonych warunkach pogodowych, o tej samej porze dnia i roku i na takim samym materiale fotograficznym.

Obszary wydm nadmorskich wraz z ich szatą roślinną są ubogie pod względem kolorystycznym. Przeważa tu jasnożółta i jasnobeżowa barwa piasków, oraz zielona — roślinności. Fakt ten przesądza o doborze filmów. Film panchromatyczny umożliwia zarówno śledzenie procesów eolicznych, jak i analizę rozmieszczenia i sukcesji zbiorowisk roślinnych.

Jest rzeczą oczywistą, że porównanie materiałów fotograficznych wykonanych różnymi technikami (podczerwone i barwne) rozszerzyłoby znacznie możliwości interpretacyjne. Zwłaszcza zdjęcia barwne, wykonane w okresie wiosennym (maj—czerwiec), umożliwiłyby rozpoznanie i wydzielenie zbiorowisk roślinnych łańcucha sukcesyjnego, co w znacznym stopniu ułatwiłoby interpretację dynamiki procesów deflacyjnych.

OCENA MATERIAŁÓW FOTOGRAFICZNYCH WYKORZYSTANYCH W PROCESIE INTERPRETACJI

Do badań wykorzystano archiwalne zdjęcia lotnicze, wykonane przez Służbę Topograficzną Wojska Polskiego dla celów topograficznych. Cele te warunkowały więc dobór parametrów nalotu oraz zastosowanie odpowiednich materiałów światłoczułych. Zdjęcia, jakkolwiek nie spełniają postulatów wspomnianych na wstępie rozdziału, mogą być jednak wykorzystane do celów interpretacyjnych. Oczywiście stopień ich przydatności jest nieco zaniżony.

Analizą interpretacyjną objęto serie zdjęć wykonane w czterech przekrojach czasowych, w latach 1951, 1958, 1964 oraz 1968 (tabela IV). Pierwszy nalot fotogrametryczny został wykonany w lipcu 1951 r. Zdję-

¹ Według Bogomołowa (8) najkorzystniejszym okresem fotografowania obszarów wydmowych (pustynnych), ze względu na sprzyjające warunki optyczno-atmosferyczne i minimalny wpływ pyłów powodujących zamglenie obrazu, uznać należy okres od początku kwietnia do połowy czerwca i od połowy października do końca listopada.

Dane metrykalne wykorzystanych zdjęć lotniczych

okres	Rok wykonania zdjęć	1951	1958	1964	1968
	miesiąc	czerwiec	lipiec	maj-czerw.	sierpień
	pora dnia	10—12 ⁰⁰	10-12.07.58 7—11 ⁰⁰	21.05 g. 12-13 27.06 g. 14-16	5.08 godz.12
kamera	Typ kamery	RC-5	RC-5a	RC-8	RC-8
	Ogniskowa f w mm	116,03 115,67	210,25	152,18	210,25
	Filtr	brak danych	3 × żółty	2 × żółty	3 × żółty
skala	Format zdjęć w cm	18 × 18	18 × 18	23 × 23	18 × 18
	Wysokość lotu w m	2 960	2 120	3 650	82 100
	Skala fotografowania	1:25 00	1:10 000	1:23 00	1:10 000
Materiał negatywowy			Aero Ilford	Gevaert Avifot Pan 30	Gevaert Aviphot Pan 30

cia charakteryzują się słabą ostrością, są zbyt kontrastowe, przez co niektóre formy, szczególnie drobne, są nieczytelne. Ponadto fotografowanie wykonano w niekorzystnej porze przedpołudniowej (9.35—10.25) przy nasłonecznionych stokach dystalnych.

Stosunkowo lepszą jakość fotograficzną zdjęć uzyskano w lipcu 1958 r., mimo że nalot wykonany został w godzinach przedpołudniowych (ok. godz. 10.30). Zdjęcia wykonane w czasie drugiego nalotu odznaczały się wysoką ostrością i półtonowym obrazem odsłoniętych partii lotnych piaszków. Dlatego też ta seria zdjęć wykorzystana została jako materiał podstawowy do przeprowadzenia inwentaryzacji form wydmowych.

Zdjęcia lotnicze wykonane w czerwcu 1964 r. posiadają mniejszą przydatność interpretacyjną. Odznaczają się niedostateczną ostrością i nadmiernym kontrastem. Jednak dzięki temu, że nalot wykonano po południu (ok. godz. 15.00), czytelność ocienionych stoków dystalnych wydm ruchomych jest dobra.

W dniu 5 sierpnia 1968 r. o godzinie 12.00 w południe zrealizowany został IV nalot odcinka Pobrzeża Słowińskiego pomiędzy Dębina a Białogorą. Mimo niekorzystnego oświetlenia, seria zdjęć okazała się bardzo przydatna dla celów interpretacji geomorfologicznej ze względu na dość wysoką wartość fotogrametryczną oraz ilustracyjną, maksymalną ostrość obrazu i odpowiedni kontrast.

Ogólnie należy stwierdzić, że wykorzystane zdjęcia lotnicze, mimo zróżnicowanej przydatności interpretacyjnej, spełniają warunki naukowych materiałów źródłowych.

Wydmy ruchome stanowią szczególny obiekt geodezyjnych pomiarów odkształceń ze względu na charakter procesów eolicznych, rozległy obszar oraz wielkość i szybkość przemieszczeń. Powyższe właściwości determinują wybór odpowiedniej metody geodezyjnej, częstotliwość i dokładność pomiarów, dobór instrumentów oraz rozmiary i kształt lokalnej sieci geodezyjnej, a także sposób opracowania rezultatów pomiarów.

Biorąc pod uwagę powyższe kryteria oraz czynnik ekonomiczny, zastosowano dwie spośród znanych metod geodezyjnych: metodę powtórnych zdjęć sytuacyjno-wysokościowych oraz metodę powtórnych profili niwelacyjnych.

Istotą geodezyjnego pomiaru przemieszczenia wydmy jest określenie wielkości przesunięcia (składowych ruchu) najbardziej reprezentatywnych elementów formy, poprzez wykonanie co najmniej dwukrotnych pomiarów przestrzennych, bądź też wysokościowych, wykonanych w określonym odstępie czasu. Wyznaczenie zmian wymaga więc porównania dwóch planów: pierwszego — ilustrującego stan wyjściowy i drugiego — przedstawiającego odkształconą postać powierzchni wydmy. Porównywalność planów uwarunkowana jest identyczną podstawą geodezyjną — niezmienną w czasie siecią punktów geodezyjnych, zlokalizowanych poza badanym obszarem i wolnych od jego oddziaływania, a jednocześnie umożliwiających prowadzenie pomiarów tachymetrycznych. Ponadto, porównywane plany powinny być sporządzone w nawiązaniu do tego samego poziomu odniesienia i skartowane w identycznej podziałce.

W toku badań sporządzone zostały plany sytuacyjno-wysokościowe w skali 1:5000 typowych form wydmy a ponadto autogrametryczne opracowanie całego pola wydmy ruchomych w centralnej części Mierzei Łebskiej (mapa II).

Zjęcie tachymetryczne wykonano w oparciu o lokalną sieć mikro-triangulacyjną o przeciętnej długości boków $l = 105$ m. Punkty sieci określono z dokładnością $m_p = \pm 0,06$ m oraz zaniwelowano z dokładnością $m_h = \pm 0,02$ m. Uzyskana dokładność jest wystarczająca zarówno z uwagi na kryteria morfologiczne, jak i rząd wielkości rocznych przesunięć. Typ osnowy podyktowany został specyficznym ukształtowaniem terenu utrudniającym pomiary liniowe. Punkty sieci usytuowano w otoczeniu strefy najaktywniejszych zmian. Część punktów zlokalizowano na obszarach deflacyjnych oraz na terenie wydmy utrwalonej, stabilizując je przy pomocy pali drewnianych. W ten sposób zabezpieczono możliwość odtworzenia sieci.

Punkty sieci geodezyjnej posłużyły za osnowę pomiarów szczegółowych rzeźby w skali 1:2000 (mapa III). Do pomiaru użyto tachymetru

MIERZEJA ŁEBSKA

PORÓWNAWCZY PLAN SYTUACYJNO-WYSOKOŚCIOWY POLA WYDM RUCHOMYCH

— stan z dnia 12. sierpnia 1958 roku
— stan z dnia 5. sierpnia 1968 roku

1 : 5 000



warstwice ciągłe poprowadzono co 1 m



Map showing situation and heights of field of advancing dunes on Łeba sand-bar, compiled by autogrammetric method from air photographs taken in 1958 and 1968 (scale of original 1:5000). Contour line interval 1 m.

BIAŁA GÓRA

ŁĄCKA GÓRA

PLAN SYTUACYJNO-WYSOKOŚCIOWY
GRUPY WYDM RUCHOMYCH NA MIERZEI ŁĘBSKIEJ

stan z sierpnia 1961 roku
skala oryginalna 1:2000

50 0 50 100 150 200 m

warstwice ciągłe poprowadzono co 1 m

Map showing situation and heights of Biała Góra (tachymetric survey made in August 1961)



OBJAŚNIENIA ZNAKÓW UMOWNYCH

- | | | | |
|---|----------------------------------|--|-------------------------------------|
| □ | punkty osnowy geodezyjnej | | ruiny wody |
| — | drogi polne | | bagna i podmokłe obszary deflacyjne |
| | młody bór sosnowy | | zbocza karaz |
| | bór nadmorski | | zbocza dystalne |
| | bór kopalny | | |
| | pionierskie zbiorowiska roślinne | | |
| | wrzosowiska z samosiewem sosny | | |

<http://rcin.org.pl>

autoredukcyjnego „Dahlta 020” ze stolikiem „Karti 250”. Zdjęcie rzeźby przeprowadzono w dniach 15—30 sierpnia 1961 r., przy czym dolne krańdziej stoków dystalnych pomierzono w ciągu jednego dnia, tak, by ewentualne przesunięcie zbocza w okresie pomiarów było mniejsze od błędu pomiaru położenia podstawy stoku. Powtórny pomiar tachymetryczny stoków dystalnych przeprowadzono w dniach 15—18 sierpnia 1962 r. Rzeźbę wydm przedstawiono przy pomocy warstwic zachowując cięcie $h = 1$ m.

Plany te poddane zostały pomiarom kontrolnym, w wyniku których ustalono, że średni błąd poziomego położenia punktu na planie $m_p = \pm 1,2$ m (średni błąd poziomego określenia punktu ładowego $m = \pm 0,5$ m). Na podstawie analizy pomierzonych kontrolnych profili niwelacyjnych ustalono, że średni błąd wysokości dowolnego punktu, określonej na podstawie warstwic $m_h = \pm 0,18$ m. Uzyskane w konsekwencji stosunkowo wysokie dokładności wyznaczenia szybkości przesunięcia stoku dystalnego ($m_v = \pm 0,3$ m/rok) oraz wyznaczenia kubatury materiału przetransportowanego w ciągu 1 roku ($m_{\Delta\vartheta/\vartheta} \cong 2\%$) odnoszą się do trzech zaledwie wydm i nie mogą być uogólniane na cały obszar badań.

Zasady metody powtórnego zdjęcia sytuacyjno-wysokościowego odniesiono również do planów opracowanych autogrametrycznie z wykorzystaniem dwóch serii zdjęć lotniczych z lat 1958 i 1963 oraz w oparciu o lokalną sieć stałych punktów dostosowania. Pomiarom objęto pole wydm ruchomych o powierzchni około 5 km². Plan wykonano w skali 1:5000, uzyskując następujące dokładności:

- średni błąd położenia dowolnego punktu $m_p = \pm 0,2$ mm,
- średni błąd wysokości dowolnego punktu (błąd wysokościowy warstwicy) $m_h = \pm 0,15$ m.

W praktyce wielkość przesunięcia stoków dystalnych pomierzono na mapie zmian morfologicznych (mapa II), która powstała z nałożenia, w oparciu o punkty dostosowania, planów sytuacyjno-wysokościowych ilustrujących stan rzeźby w 1958 i 1968 roku.

Wpasowanie diapozytywów na wspólne punkty dostosowania wykonano z dokładnością $m_w = \pm 0,15$ mm.

Dokładność pojedynczego wyznaczenia przesunięcia stoku dystalnego w poszczególnych punktach charakteryzuje się błędem średnim:

$$m_s = \pm \sqrt{m_{p1}^2 + m_{p2}^2 + m_w^2} \quad \text{ale } m_{p1} = m_{p2} = m_p$$

$$m_s = \pm \sqrt{2m_p^2 + m_w^2}$$

gdzie: m_p — błąd położenia punktu na mapie 1 lub 2.

m_w — błąd średni wpasowania dwóch planów sytuacyjno-wysokościowych na wspólne punkty dostosowania.

Praktycznie m_s osiąga wartość $= \pm 0,3$ mm. Ponieważ przesunięcie stoku wyznaczane jest na podstawie kilku lub kilkunastu (przeciętnie ok. 10) pomiarów, stąd też dokładność wyznaczenia przesunięcia średniego odpowiednio wzrasta, zgodnie z wzorem:

$$m_{s\bar{s}r} = \pm \frac{m_s}{\sqrt{n}}$$

gdzie: n — ilość wykonanych pomiarów przesunięcia stoku.

Ponieważ pomiary przesunięcia dotyczą okresu 10-letniego, więc błąd średni określenia rocznej prędkości średniej wydmy można wyrazić następująco:

$$m_{v\bar{s}r} = \pm \frac{m_{s\bar{s}r}}{\sqrt{\Delta t}}$$

gdzie: Δt — okres czasu w latach.

W praktyce $m_{v\bar{s}r} = \pm 0,1$ m/rok.

Objętość mas materiału piaszczystego obliczono według wzoru:

$$\Delta \vartheta = \frac{1}{3}(p_1 + p_2 + \sqrt{p_1 p_2}) \Delta h$$

gdzie: p_1 — pole powierzchni ograniczonej jednoimiennymi warstwicami,

p_2 — pole powierzchni ograniczone kolejnymi jednoimiennymi warstwicami,

Δh — pionowy odstęp między kolejnymi warstwicami (wartość cięcia warstwicowego).

Błąd średni kubatury wyznaczonej wg powyższego wzoru zależy od dokładności położenia warstwic na planie sytuacyjno-wysokościowym, w sensie poziomym i pionowym oraz od dokładności planimetrowania.

$$m_{\vartheta}^{\text{element}} = dm_s m_h \sqrt{2} \quad m_{\vartheta}^{\text{bryly}} = m_{\vartheta} = m_{\vartheta}^{\text{element}} \sqrt{i}$$

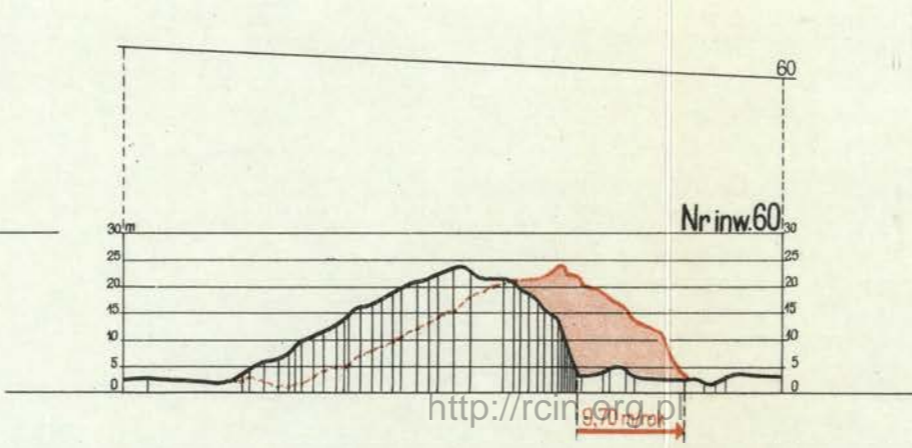
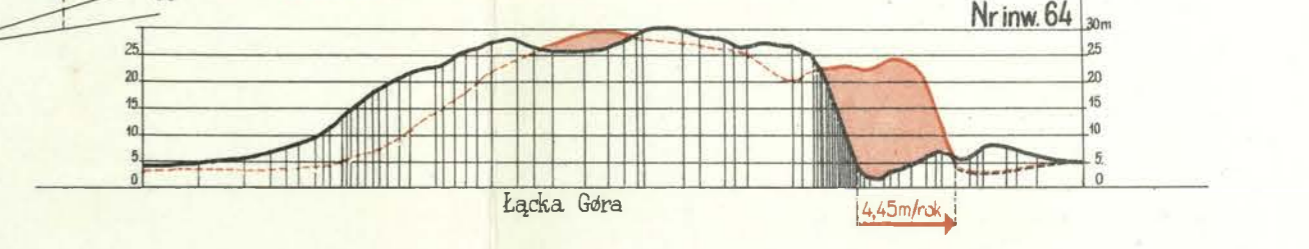
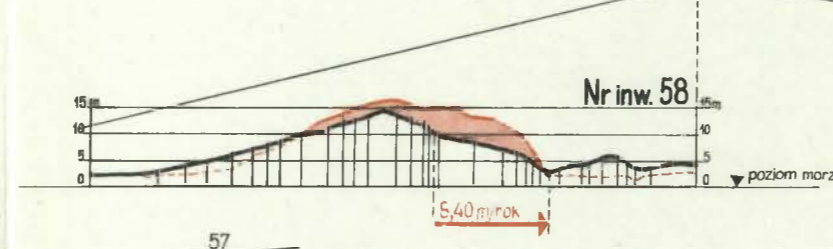
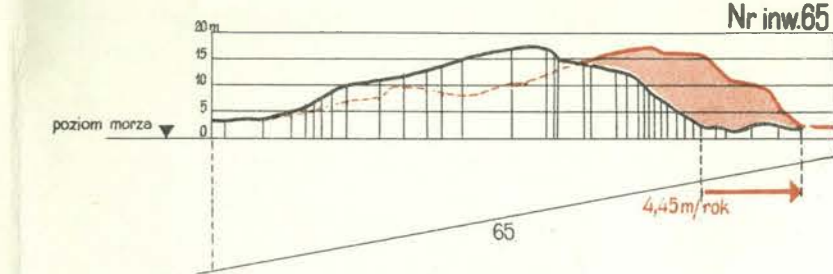
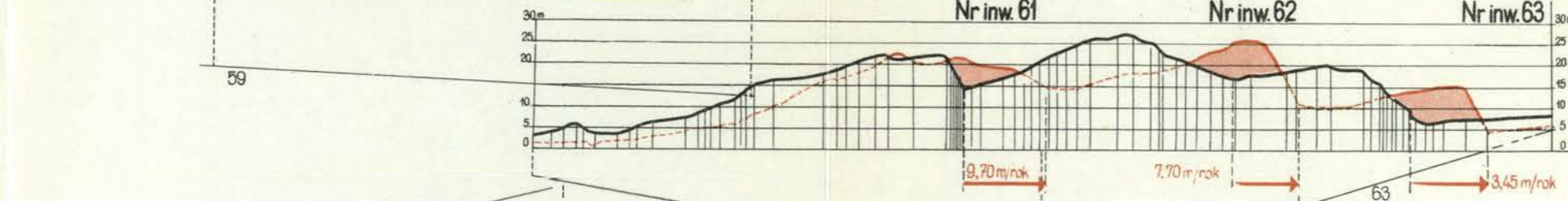
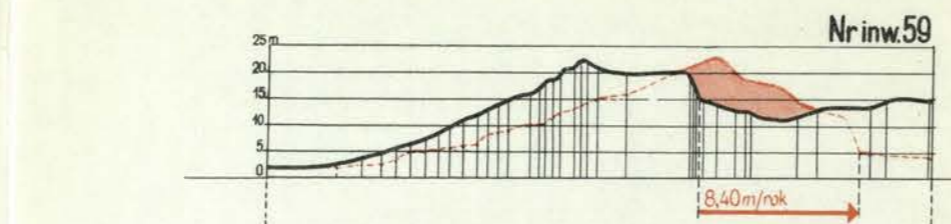
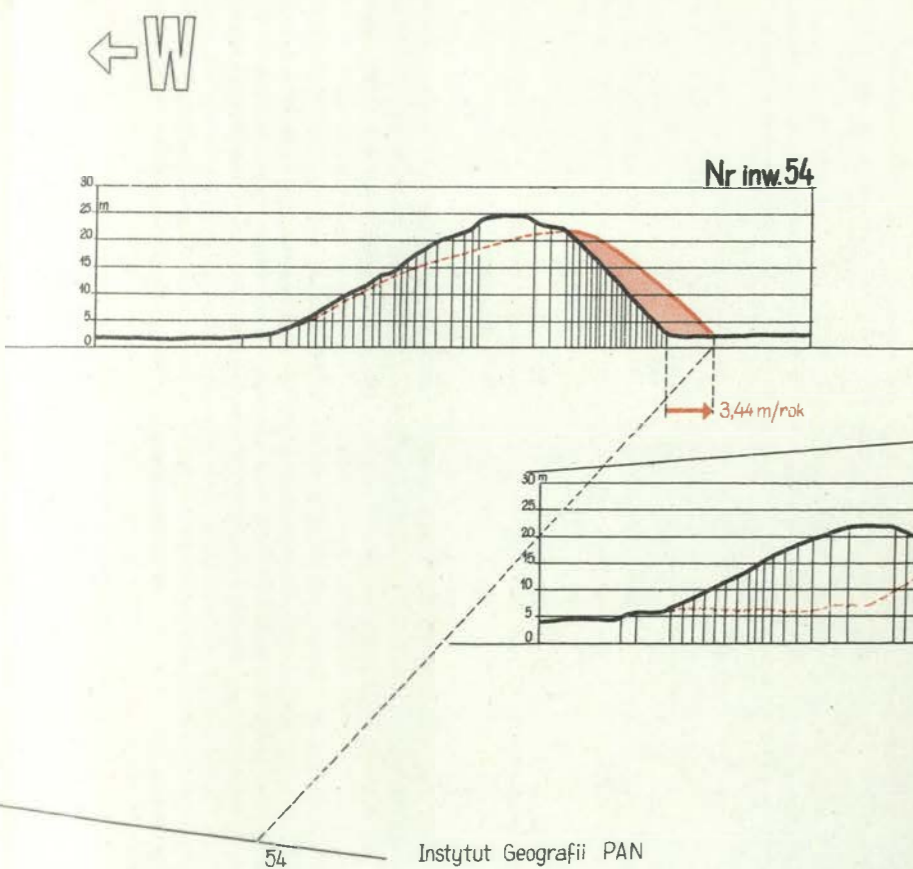
gdzie i — ilość warstwic elementarnych w bryle, d — rozpiętość stoku.

Błąd średni rocznego przyrostu objętości będzie oczywiście mniejszy i wyrazi się następującą zależnością:

$$m_{\vartheta}^{\text{rocz.}} = \pm \frac{m_{\vartheta}}{\Delta t}$$

gdzie Δt — okres czasu między kolejnymi nalotami w latach.

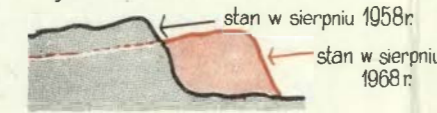
Błąd ten jest niewielki w stosunku do mierzonych objętości, nie przekracza 3% wyznaczonej kubatury i świadczy o stosunkowo wysokiej dokładności wykonanych pomiarów i obliczeń.



Profile wydm wędrujących (w płaszczyznach osi geometrycznych)

Ryc. 9

Objaśnienia :



Profiles of advancing dunes

SKALA pionowa 1:1000
pozioma 1:5000
(skała oryginału)

W toku badań polowych zastosowano również metodę powtórnej niwelacji geometrycznej prowadzonej wzdłuż określonych tras, zastabilizowanych w terenie przy pomocy specjalnych reperów. Repery zlokalizowano poza strefą intensywnych procesów eolicznych. W wyniku pomiaru uzyskano profile wydm wzdłuż osi geometrycznych, obrazujące przesunięcie form w okresie 1961—1962.

Jednocześnie w oparciu o serie zdjęć lotniczych 1958 i 1968 r. wykonano na autografie profile pionowe pola wydm ruchomych (ryc. 9). Pomiar wykonano z dokładnością charakteryzującą się średnim błędem poziomego położenia punktu profilu $m_p = \pm 0,2$ mm; oraz średnim błędem określenia wysokości dowolnego punktu profilu $m_H = \pm 0,15$ m. Przytoczone wskaźniki dokładności świadczą o precyzji pomiaru i pełnej przydatności zastosowanej metody.

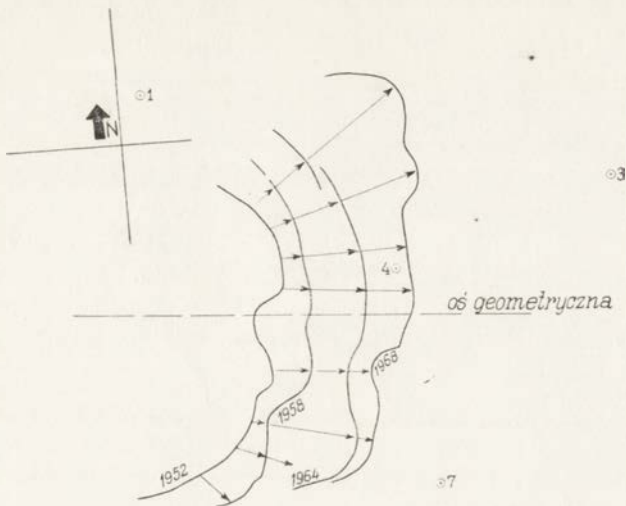
METODA KARTOMETRYCZNA

Metoda kartometryczna polega na analizie i wyznaczeniu wielkości zmian morfologicznych w drodze wykonania pomiarów na mapach topograficznych tego samego terenu, sporządzonych w określonych odstępach czasu. Pozwala ona w stosunkowo krótkim czasie oszacować w pierwszym przybliżeniu rozmiary procesów zachodzących na znacznych obszarach.

Do analizy porównawczej wykorzystane zostały głównie oryginalne mapy niemieckie w skali 1 : 25 000, opracowane w latach 1883—1896 oraz najnowsze polskie mapy topograficzne w skali 1 : 10 000. Okres czasu dzielący te dwa opracowania jest niewielki w sensie geologicznym, jednak dostatecznie długi, aby można było prześledzić ogólne tendencje zmian morfologicznych i wyznaczyć przybliżone wskaźniki dynamiki procesów w jednostkach stosownych do skali przemian.

Wyznaczenie wielkości przesunięć stoków dystalnych wydm przeprowadzono w drodze porównania pozycji form przedstawionych na wspomnianych mapach. W celu pomiaru odstępów między tymi samymi elementami form zrzutowano optycznie treść porównywanych map na wspólny podkład w jednolitej skali, w oparciu o wybrane, identyczne punkty dostosowania (ryc. 10).

Mapy niemieckie opracowane były metodą klasyczną, w oparciu o sieć triangulacyjną odwzorowaną na elipsoidzie Bessela. Drukowane były w jednym kolorze (czarnym), co pozwoliło uniknąć dodatkowych błędów powstających przy pasowaniu kolorów w procesie reprodukcji. Dokładność map niemieckich charakteryzuje się błędem średnim położenia dowolnego punktu $m_p = \pm 0,25$ mm (40). Mapy odznaczają się więc wysoką dokładnością a ponadto mają tę zaletę, że zostały opracowane w czasie, gdy nie było jeszcze sztucznych upraw leśnych. Ujemną stroną jest fakt,



Ryc. 10. Zmiany przebiegu linii podnóży stoków dystalnych wydmy nr.inw.64 (fragment kalki interpretacyjnej).

1,3,4,7 — punkty dostosowania identyczne dla wszystkich serii zdjęć.

Fig. 10. Changes in run of base lines of distal slopes of dune No.64 (fragment of interpretation copy)

1, 3, 4, 7 — collimating marks, identical for all series of photographs.

że były one sporządzane głównie pod kątem przydatności wojskowej a nie szczegółowego odtworzenia morfologii terenu.

Drugim dokumentem porównania jest polska mapa topograficzna w skali 1:10 000. Została ona opracowana metodą kombinowaną, na podkładzie fotogrametrycznym, w oparciu o nowoczesną sieć triangulacyjną. Jest to więc mapa jednorodna zarówno w sensie metody opracowania, założeń kartograficzno-redakcyjnych, jak i co do wartości kartometrycznej. Dokładność tej mapy uwarunkowana jest w dużym stopniu dokładnością sporządzenia fotomapy (fotoplanu), wykonywanej ze zdjęć lotniczych przetworzonych, w oparciu o sieć geodezyjną i fotogrametryczną oraz aerotriangulację. Na podstawie badań stwierdzono, że fotomapy sporządzane są z dokładnością $m_f = \pm 0,5$ mm. Jednocześnie dokładność połowych pomiarów topograficznych, prowadzonych w oparciu o zagęszczoną osnowę zdjęcia topograficznego, szacuje się na $\pm 0,2$ mm (m_t). Oryginał połowy mapy poddany jest obróbce kartograficzno-reprodukcyjnej, której dokładność charakteryzuje się błędem średnim $m_k = \pm 0,5$ mm.

W rezultacie średni błąd położenia dowolnego punktu konturowego na mapie w skali 1 : 10 000 kształtuje się następująco:

$$m_p = \pm \sqrt{m_f^2 + m_t^2 + m_k^2} \quad m_p = \pm \sqrt{0,25 + 0,04 + 0,25} \quad m_p = \pm 0,75 \text{ mm}$$

gdzie:

- m_p — średni błąd położenia punktu konturowego na mapie,
- m_f — średni błąd opracowania fotomapy,
- m_k — średni błąd prac kartograficzno-reprodukcyjnych,
- m_t — średni błąd pomiaru topograficznego.

Można więc powiedzieć, że dokładność mapy charakteryzuje się średnim błędem położenia punktu konturowego $m_p = \pm 0,8$ mm, co odpowiada 8 metrom w terenie.

Przeprowadzona wyżej analiza dokładności porównywanych map polskich i niemieckich pozwala a priori ustalić dokładność wyznaczanych przesunięć stoków dystalnych wydym. Wyraża się ona błędem średnim m_1 .

$$m_1 = \pm \sqrt{m_{p1}^2 + m_{p2}^2 + m_{por.}^2}$$

gdzie:

- m_{p1} — średni błąd położenia punktu na mapie niemieckiej,
- m_{p2} — średni błąd położenia punktu na mapie polskiej,
- $m_{por.}$ — średni błąd wpasowania punktów dostosowania z dwóch porównywanych map (ok. $\pm 0,2$ mm).

$$m_1 = \pm \sqrt{(2,5 \times 0,25)^2 + 0,8^2 + 0,2^2} \quad (\pm 1,0 \text{ mm})$$

Dodatkowy błąd określenia wartości liniowej przesunięcia stoku ma źródło w niejednoznacznym określeniu przebiegu linii podstawy stoku.

Praktycznie wielkość przesunięcia każdej wydmy określano na podstawie kilku pomiarów, przyjmując za ostateczną wartość średniej arytmetycznej. Odpowiednio błąd średni średniej arytmetycznej:

$$m_{\text{śr.}} = \pm \frac{m_1}{\sqrt{n}}$$

gdzie: n — ilość pomiarów przesunięcia tego samego stoku (przeciętnie $n = 5$ do 10).

Przechodząc do dokładności wyznaczenia rocznego przesunięcia stoku czyli szybkości średniej wydmy na podstawie danych z wielolecia, otrzymano:

$$m_{V \text{ śr. roczn.}} = \pm \frac{m_1}{\sqrt{n \times \Delta t}}$$

gdzie:

- $m_{V \text{ śr. roczn.}}$ — błąd średni wyznaczenia średniej rocznej prędkości wydmy,

- $m_{\text{śr.}}$ — dokładność wyznaczenia przesunięcia stoku w okresie wielolecia,
 n — ilość pomiarów przesunięcia stoku dystalnego wydmy,
 Δt — okres czasu wyrażony w latach.

W praktyce błąd wyznaczenia przesunięcia rocznego osiąga wartość $m_{\text{roczn}} = \pm 0,1$ m m w skali mapy, co kwalifikuje metodę kartometryczną jako metodę o stosunkowo niższej dokładności, pozwalającą jednak na stwierdzenie generalnych tendencji w rozwoju rzeźby eolicznej.

METODA POLOWYCH BADAŃ GEOMORFOLOGICZNYCH

Przedstawione wyżej techniczne sposoby badań dostarczają wielu informacji i danych liczbowych o formach i procesach eolicznych. Nie należy jednak zapominać, że dotyczą one wybranych zagadnień i powinny być podporządkowane ogólnej metodzie badań geomorfologicznych. Właściwa interpretacja wyników metod technicznych wymaga bezpośredniego kontaktu ze zjawiskami i procesami w terenie, co umożliwia sprawdzenie słuszności hipotez i poglądów skonstatowanych w czasie badań kameralnych.

Dlatego też w ramach niniejszej pracy przeprowadzono terenowe badania geomorfologiczne zmierzające do:

- opracowania, w konfrontacji z terenem, klucza interpretacji zdjęć lotniczych,
- uzyskania dowodów morfologicznych umożliwiających weryfikację wniosków wynikających z kameralnej interpretacji zdjęć lotniczych,
- zbadania i uzupełnienia przerw powstałych w czasie badań kameralnych,
- ustalenia zasad generalizacji form w procesie kameralnego kartowania geomorfologicznego.

Badaniami terenowymi objęto formy typowe (według grup klasyfikacyjnych, por. rozdz. IX), uznane na podstawie charakterystyki liczbowej za najbardziej reprezentatywne. Prace polowe polegały na pomiarze biegów i upadów warstw, sporządzeniu notatek, szkiców i opisów dotyczących struktury wewnętrznej i morfologii wydmy. Wykorzystano do tego celu głównie naturalne odsłonięcia i ściany korazyjne oraz szurfy o głębokości 1,5—1,8 m. Miejsca szurfów kontrolnych wybierano w strefach czołowych, na ramionach północnych i południowych, na zapleczu wydmy oraz w obrębie grzęd deflacyjnych, wewnątrz wydmy. Racjonalne rozmieszczenie wkopów oraz właściwą organizację prac polowych ułatwiły zdjęcia lotnicze. Dodatkowe eksploracje terenowe przeprowadzono na terenach porośniętych lasem, zwłaszcza wysokopiennym, utrudniającym lub wręcz uniemożliwiającym odczytanie morfologii terenu.

Szczegółowe wyniki badań polowych przedstawiono w rozdziale VI.

V INWENTARYZACJA FORM EOLICZNYCH

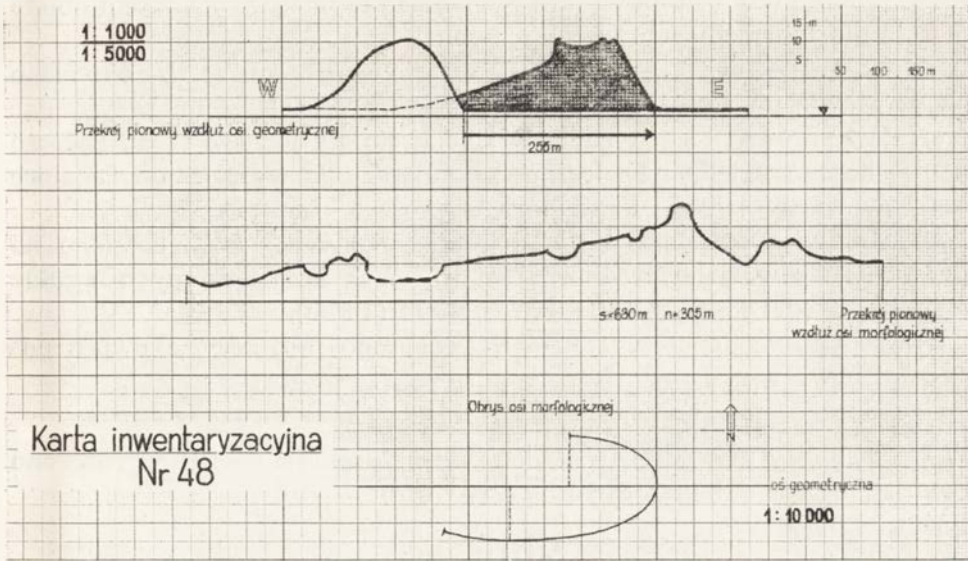
Studia przeprowadzone w ramach niniejszej pracy poprzedzone zostały szczegółową inwentaryzacją form wydmych polegającą na:

- rozpoznaniu form na mapach i zdjęciach lotniczych (na modelu stereoskopowym), odczytaniu kształtów oraz ustaleniu przebiegu osi morfologicznych i geometrycznych;
- pomiarze i opisie cech morfometrycznych (wysokości, kątów nachylenia stoków w zależności od ekspozycji, długości ramion, kierunków osi geometrycznych, charakterystyki liczbowej osi morfologicznych, powierzchni wydmy i ich objętości);
- sporządzeniu profili wzdłuż osi geometrycznych i morfologicznych poszczególnych wydmy;
- pomiarze geodezyjnym (metodą tachymetryczną i fotogrametryczną) hipsometrii form najbardziej charakterystycznych oraz pomiarze profili niwelacyjnych wzdłuż wybranych, najbardziej typowych kierunków;
- kartowaniu geomorfologicznym form.

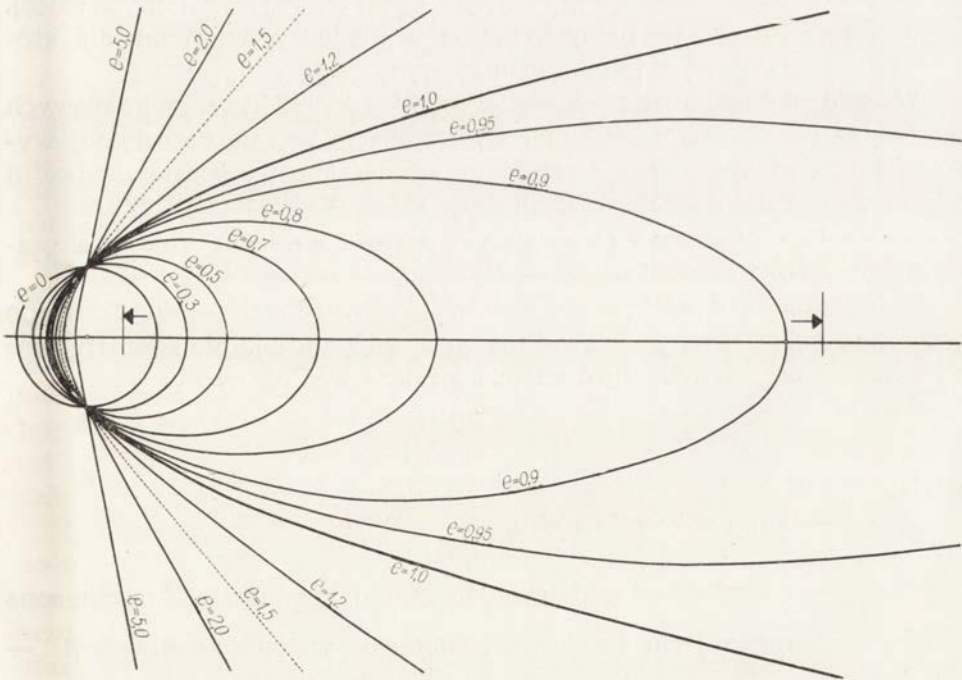
Inwentaryzację cech morfometrycznych wydmy (tab. V i VI) przeprowadzono na podstawie szczegółowych map topograficznych w skali 1 : 10 000, planów sytuacyjno-wysokościowych w skali 1 : 5000 oraz zdjęć lotniczych (malot 1958 r.). Szereg pomiarów i obliczeń wykonano na podstawie kart inwentaryzacyjnych, zawierających obrysy poziome osi morfologicznych i geometrycznych oraz profile wydmy wykonane wzdłuż tych osi. Przykład karty inwentaryzacyjnej sporządzonej dla wydmy nr inw. 48 ilustruje rycina 11.

Kształt osi morfologicznych poszczególnych wydmy scharakteryzowano przy pomocy wartości liczbowej mimośrodę — e i parametru — p krzywej stożkowej, najbardziej zbliżanej kształtem do badanej osi. Posłużono się przy tym specjalnie skonstruowanym diagramem (ryc. 12).

W odniesieniu do wydmy łukowych eliptycznych, pomierzono długości półosi wielkiej — a i półosi małej — b , elipsy aproksymującej oś mor-



Ryc. 11. Karta inwentarycyjna wydmy łukowej eliptycznej nr.inw.48.
 Fig. 11. Inventory list of elliptic arc dune No. 48



Ryc. 12. Diagram krzywych stożkowych.
 Fig. 12. Diagram of conical contour lines.

fologiczną. Ze względu na wyraźnie widoczną asymetrię, pomiarem objęto niezależnie łuki północne i południowe.

Maksymalne wysokości wydm nad poziomem morza — H , określono na podstawie map topograficznych z dokładnością $\pm 0,2$ m, przyjmując dla celów porównawczych wysokości konkretnie z jednego roku. Było to konieczne ze względu na znaczne roczne wahania wysokości, osiągające niekiedy wartości rzędu 3—5 m.

Średnie wysokości podstawy stoków dystalnych — H_p , ustalono na podstawie mapy, jako średnie z kilku wysokości odczytanych wzdłuż dolnej krawędzi stoku w odstępach co 50 m (5 mm).

Wysokości względne wydm — H_w obliczono jako różnicę dwóch poprzednich wg wzoru:

$$H_w = H - H_p$$

W toku analizy morfometrii form, różnice wysokości — ΔH wyznaczono również metodą fotogrametryczną wg wzoru:

$$\Delta H = \frac{H}{b'} \Delta p$$

gdzie:

- H — wysokość fotografowania,
- b' — baza (odległość między punktami głównymi kolejnych zdjęć),
- Δp — różnica podłużnych paralaks pomiędzy punktami, dla których wyznaczono różnicę wysokości.

W celu dokładniejszej charakterystyki stosunków wysokościowych w obrębie poszczególnych wydm, wprowadzono pojęcie przeciętnej wysokości względnej — H_{sr} . Wartość tę wyznaczono na podstawie profili wydm wzdłuż osi morfologicznych (ryc. 11).

Podobnie wyznaczono przeciętną względną wysokość ramienia północnego — H_N i południowego — H_S .

Przeciętne kąty nachylenia stoków proksymalnych — μ określono dwoma sposobami: na podstawie mapy, stosując specjalnie skonstruowany diagram oraz w oparciu o zdjęcia lotnicze według wzoru:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta p \times f}{l \times b}$$

gdzie:

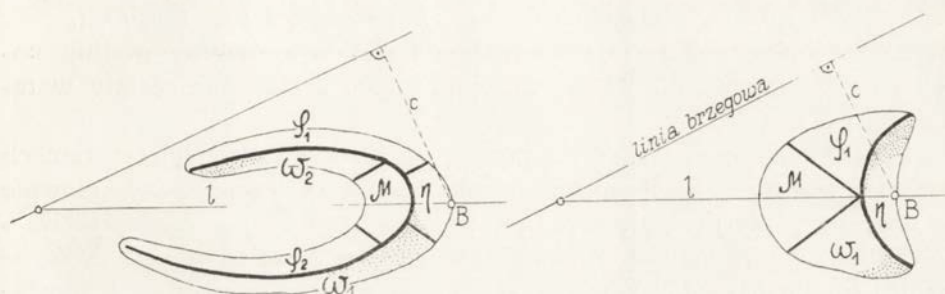
- α — kąt nachylenia stoku,
- f — ogniskowa kamery lotniczej,
- l — odległość od podstawy do górnej krawędzi stoku mierzona na zdjęciu (z uwzględnieniem wpływu deniwelacji — $\Delta r = \frac{hr}{H}$),

b — baza fotografowania,

Δp — różnica paralaks podłużnych podstawy i górnej krawędzi stoku.

W ten sam sposób wyznaczono kąty nachylenia stoków dystalnych wydym — η . Za wskaźnik nachylenia zboczy przyjęto tangens kąta nachylenia $\times 100$.

Ponadto pomierzono kąty i obliczono przeciętne nachylenia stoków północnych zewnętrznych — φ_1 i wewnętrznych — φ_2 oraz średnie kąty nachylenia stoków południowych zewnętrznych — ω_1 i wewnętrznych — ω_2 (ryc. 13). Pomiar prowadzono dwoma sposobami, z wykorzystaniem



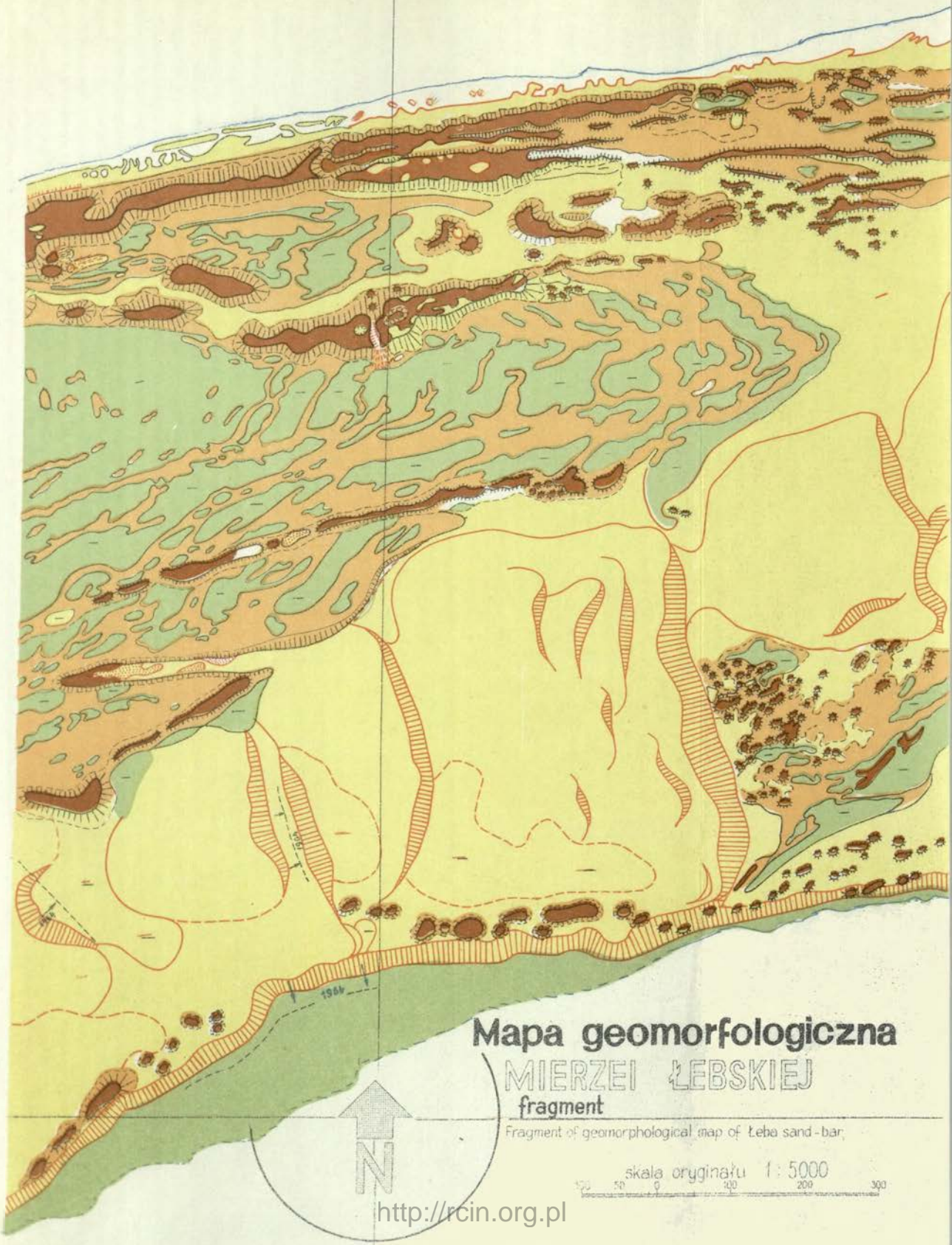
Ryc. 13. Schematyczny podział stoków wydym łukowych i barchanów.

Fig. 13. Subdivision of slopes of elliptic dunes and of barchans.

map oraz metodą fotogrametryczną, wzdłuż stoku co 100 m, przyjmując jako ostateczną, wartość średnią z kilku wyznaczeń. Terenowe pomiary kontrolne przy pomocy eklimetru wykonano jedynie w obrębie wydym, uznanych w toku badań za typowe. Wyniki tych pomiarów były zbieżne z pomiarami kameralnymi w granicach $\pm 1^\circ$.

W celu określenia położenia wydym w stosunku do współczesnej linii brzegowej pomierzono odległości punktów głównych wydym od linii brzegowej — c (ryc. 13). Za punkt główny wydmy — B , przyjęto punkt przecięcia osi geometrycznej z dolną krawędzią stoku dystalnego. Odległość tego punktu od osi nadbrzeżnego wału wydymowego — l , mierzoną wzdłuż osi geometrycznej wydmy, przyjęto jako przybliżoną wartość drogi wędrowki wydmy.

Długości ramion północnych — n oraz południowych — s mierzono wzdłuż osi morfologicznych, wykorzystując do tego celu zarówno mapy topograficzne, jak i zdjęcia lotnicze. Pomierzono również azymuty linii brzegowej — α na odcinkach sąsiadujących z poszczególnymi wydymami oraz azymuty osi geometrycznych wydym — γ . Kierunek wypadkowy współczesnych wiatrów wydymotwórczych — β wyznaczono na podstawie danych meteorologicznych dla stacji PIHM w Uście i Łebie.



Mapa geomorfologiczna
MIERZEI ŁEBSKIEJ
fragment

Fragment of geomorphological map of Leba sand-bar.



skala oryginału 1:5000
0 50 100 200 300

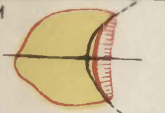


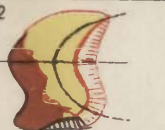





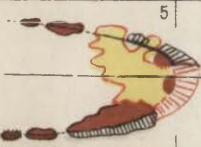











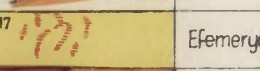



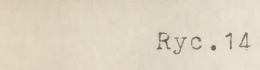


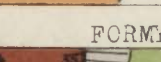

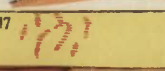





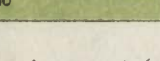
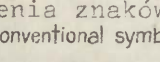
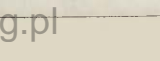
Powierzchnia wydym — P_1 wyznaczona została na podstawie planimetrywania poszczególnych form na mapach i zdjęciach lotniczych. Uzyskane rozbieżności podwójnego pomiaru nie przekraczały 5% wyznaczonej powierzchni. Ostatecznie uwzględniono wartość średnią. Powierzchnię piasków odsłoniętych, pozbawionych szaty roślinnej — P_2 , wyznaczano również w drodze planimetrywania na zdjęciach lotniczych.

Prędkość migracji wydmy — v , utożsamioną z prędkością przesuwania się „czoła” wydmy (stoku dystalnego), wyznaczono w drodze porównania różnowiekowych materiałów kartograficznych i kolejnych serii zdjęć lotniczych, przyjmując za jednostkę prędkości ruchu 1 m/rok. Dla określenia prędkości wzrostu powierzchni form deflacyjnych przyjęto jednostkę 1 m²/rok, a dla wyznaczenia zmian objętości — 1 m³/rok.

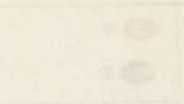
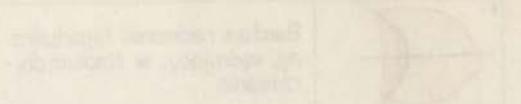
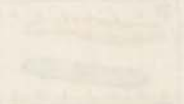
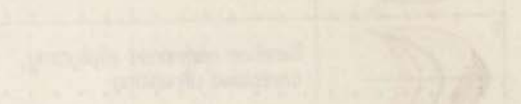
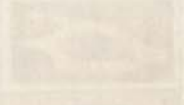
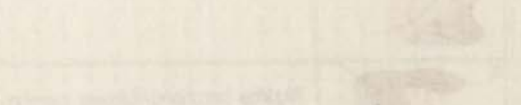

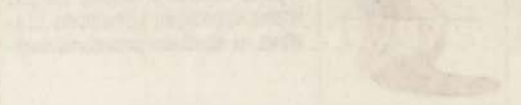





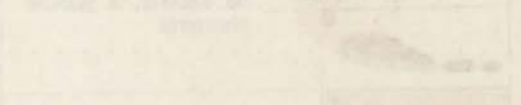
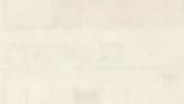
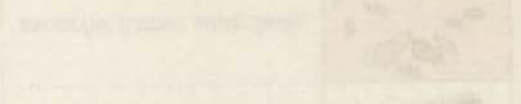

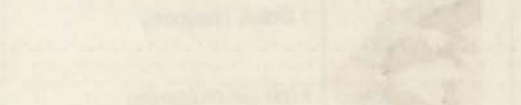



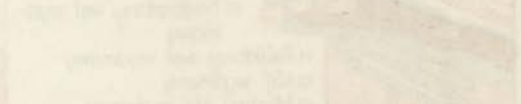






Szczegółowe wyniki pomiarów i obliczeń wykonanych według powyższego programu dla 143 form wydmych zestawione zostały w tabeli V i VI.

Syntetyczny obraz badań i pomiarów przeprowadzonych w ramach inwentaryzacji stanowi mapa geomorfologiczna opracowana głównie w oparciu o interpretację zdjęć lotniczych (mapa IV — fragment). Kartowanie geomorfologiczne prowadzone było z uwzględnieniem klasyfikacji i typologii wydym (rozdz. IX), a więc z uwzględnieniem cech morfologicznych, stadium rozwoju, stanu dynamicznego, rozmieszczenia przestrzennego i wzajemnej zależności form. Jednocześnie zabiegano o uwidocznienie aktualnych procesów rzeźbotwórczych a zwłaszcza współczesnego stanu, tendencji i natężenia procesów deflacji, tras przepływu transportu i procesów akumulacji eolicznej.

Stosownie do przedstawionych wyżej kryteriów kartowania opracowany został dla poszczególnych form, system znaków geomorfologicznych (ryc. 14).

FORMY EOLICZNE - AKUMULACYJNE		FORMY EOLICZNE - DEFLACYJNE	
1 	Barchan nadmorski hiperboliczny, wędrujący, w stadium dojrzewania	19  20 	19 Wydmuszyska (niewielkie, płytkie odsłonięcia piasków wydm) 20 Niecki (nisze) deflacyjne
2 	Barchan nadmorski eliptyczny, częściowo utrwalony	21 	21 Rowy (rywny) deflacyjne
3 	Wydma barchano-łukowa paraboliczna, częściowo utrwalona, stabilna, w stadium przeobrażenia	22 	22 Korytarze deflacyjne (z połączenia kilku rowów deflacyjnych)
4 	Wydma łukowa eliptyczna, o ruchu powolnym, w stadium starzenia	23 	23 Misa deflacyjna (obniżenie) (płaska, owalna Ø od 50 - 200 m)
5 	Wydma łukowa paraboliczna, stabilna, w stadium niszczenia	24 	24 Pole deflacyjne (obniżenie, rownina) 25 Grzędy („zębra”) deflacyjne
6 	Nieregularne pagóry wydmore	26 	26 Brama deflacyjna
7 	7 Stożek nasypowy	27 	27 Ściana korazyjna
8 	8 Lob akumulacyjny	28 	28 Ostanice deflacyjne (świadki)
9 	9 Wydmę początkowe strefy plaży	ELEMENTY ANTROPOGENICZNE	
10 	10 Nadbrzeżny wał wydmore	29 	29 Kopalne ślady antropogeniczne
11 	11 Reliktowy wał wydmore	WODY	
12 	12 Klif wydmore	30 	30 Jezioro efemeryczne na obszarze deflacyjnym
13 	13 Martwy klif wydmore	31 	31 Morska linia brzegowa
14 	14 Zaczątkowa wydma łukowa	32 	32 Jeziorna linia brzegowa
15 	15 Równina lotnych piasków	33 	33 Rzeka
16 	16 Ciąg transportowy lotnych piasków	FORMY POSTGLACJALNE	
17 	17 Efemeryczne zaspy akumulacyjne (nabrzemia piaszczyste)	34 	34 Morena czołowa (wysoczyzna)
18 	18 Wychodnie gleb kopalnych	35 	35 Krawędź
		36 	36 Rozcięcie erozyjne
		37 	37 Zagłębienie bezodpływowe
		38 	38 Starorzeczka suche
		39 	39 Starorzeczka wypełn. wodą
		40 	40 Torfowiska niziny przybrzeżnej i niziny pojeziorne

Ryc.14 Wykaz i objaśnienia znaków umownych
List and explanation of conventional symbols

FORM KOLOR - BARWY	KOLOR	KOLOR WYKONCZONY
Kolor czarny		
Kolor biały		
Kolor czerwony		
Kolor zielony		
Kolor niebieski		
Kolor żółty		
Kolor fioletowy		
Kolor szary		
Kolor brązowy		
Kolor różowy		
Kolor czarny		
Kolor biały		
Kolor czerwony		
Kolor zielony		

VI MORFOLOGIA FORM EOLICZNYCH

W oparciu o kryteria morfologiczne, morfometrię, jak również biorąc pod uwagę miejsce występowania i stosunek do innych form, na badanym obszarze wyróżniono następujące rodzaje form eolicznych.

Formy akumulacyjne

- Barchany nadmorskie
 - a — eliptyczne,
 - b — paraboliczne,
 - c — hiperboliczne.
- Wydmy barchano-łukowe
 - a — eliptyczne,
 - b — paraboliczne,
 - c — hiperboliczne.
- Wydmy łukowe
 - a — kołowe,
 - b — eliptyczne,
 - c — paraboliczne.
- Formy akumulacyjne kształtujące się pod wpływem działalności morfologicznej wiatru i fal morskich
 - a — efemeryczne zasy plażowe,
 - b — wydmy zaczątkowe strefy plaży (z pionierską roślinnością),
 - c — nadbrzeżny wał wydmowy,
 - d — reliktowe wały wydmowe,
 - e — zaczątkowe formy łukowe powstające na zapleczu wału wydmowego (łoby akumulacyjne).
- Nieregularne pagóry wydmowe.
- Drobne formy akumulacyjne
 - a — efemeryczne zasy piaszczyste (nabrzmienia p.),
 - b — smugi akumulacyjne,
 - c — nieregularne pagórki wydmowe (46),

- d — loby akumulacyjne,
- e — stożki nasypowe.
- Zrównania eoliczne, powierzchnie lotnych piasków (równiny lotnych piasków).

Formy deflacyjne

- Formy deflacyjne wklęsłe
 - a — wydmyzyska (niewielkie i płytkie odsłonięcia piasków),
 - b — niecki (nisze) deflacyjne,
 - c — rynny (rowy) deflacyjne,
 - d — misy deflacyjne,
 - e — pola (obniżenia, równiny) deflacyjne,
 - f — bramy deflacyjne,
 - g — ściany korazyjne.
- Formy deflacyjne wypukłe
 - a — ostańce deflacyjne,
 - b — grzędy (żebra) deflacyjne o charakterze ostańcowym.

FORMY AKUMULACYJNE

Barchany nadmorskie

Barchany nadmorskie, w zależności od kształtu osi morfologicznej, podzielono na trzy odmiany: a — eliptyczne, b — paraboliczne i c — hiperboliczne.

Ramiona osi tych wydm zwrócone są w kierunku wschodnim a przeciętne wartości mimosrodo e_{sr} wahają się w granicach od 0,75 dla barchanów eliptycznych i 1,03 dla parabolicznych, do 1,58 w odniesieniu do barchanów hiperbolicznych. Odpowiednio przeciętne wartości parametru p_{sr} wynoszą 114, 165 i 164. Kierunki osi geometrycznych wykazują stosunkowo duże rozbieżności sięgające 28° przy ekstremalnych wartościach azymutów 66° i 94° . Wypadkowy kierunek osi geometrycznych wynosi $\gamma = 84^\circ$ i w pełni odpowiada dynamicznemu rozkładowi wiatrów w centralnej części Wybrzeża Słowińskiego (ryc. 4).

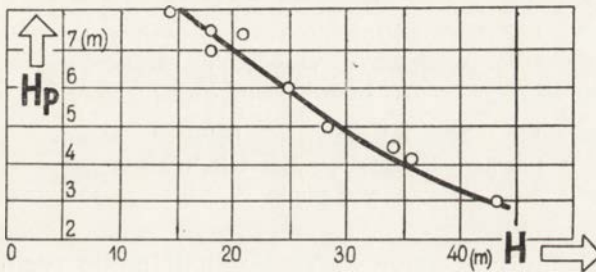
Największe wysokości spośród barchanów nadmorskich a jednocześnie spośród wszystkich zbadanych wydm osiągają barchany hiperboliczne np. wydma Czolpino — 56,5 m n.p.m., Stilo — 45,7 m n.p.m., przeciętnie — 32,4 m n.p.m., podczas gdy barchany eliptyczne osiągają przeciętnie 27,3, a barchany paraboliczne — 21,7 m n.p.m.

Maksymalne wysokości względne barchanów nadmorskich H_w oscylują w granicach od 12,0 do 52,5 m. Największe średnie wysokości

względne osiągają barchany paraboliczne $H_w = 28,1$ m i hiperboliczne $H_w = 27,0$ m. Najniższe są barchany eliptyczne 20,7 m. Analizując stosunki wysokościowe barchanów wprowadzono pojęcie średniej wysokości względnej w obrębie formy — H_{sr} , którą wyznaczono na podstawie analizy przebiegu profili wzdłuż poszczególnych osi wydmy. Przeciętna wartość wysokości względnych w obrębie formy H_{sr} , dla opisywanej grupy wydmy wynosi 12,7 m.

Przeciętne wysokości i średnice opisanych form wykazują duże podobieństwo do wartości odpowiednich parametrów wydmy pustynnych, których przeciętne wysokości względne wynoszą około 30 m, a średnice około 400 m (55). Jednocześnie wiadomo (42), że oprócz typowych barchanów, których wysokość nie przekracza 20—30 m, istnieją barchany znacznie wyższe, jak na przykład na brzegach jeziora Michigan — 60 m, na Mierzei Kurońskiej — do 70 m, w Gaskonii — 90 m, a na Pustyni Libijskiej do 100 m.

Analiza stosunków wysokościowych, a zwłaszcza zależność kulminacji barchanów eliptycznych od wysokości przedpola (ryc. 15) wskazuje, że



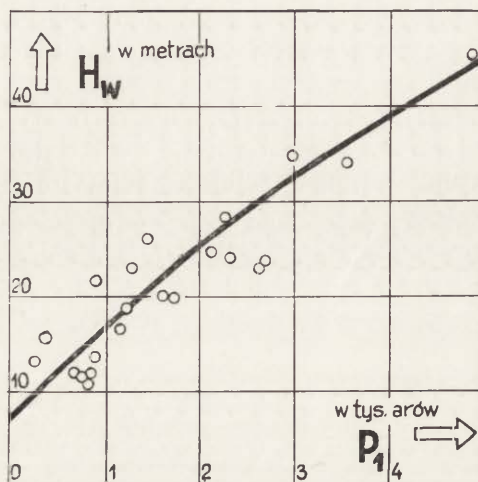
Ryc. 15. Zależność wysokości maksymalnej barchanów eliptycznych od wysokości przedpola.

Fig. 15. Relation of maximum heights of elliptic barchans to altitude of forefield.

są one tym wyższe im niższy jest poziom przedpola. Wiąże się to najprawdopodobniej z wilgotnością terenów niżej położonych, korzystniejszymi warunkami wegetacji roślin, które skutecznie hamują ruch wydmy i powodują spiętrzenie materiału.

W kulminacyjnych partiach barchanów występują często zrównania szczytowe (ryc. 9). Zjawisko to można by interpretować jako istniejącą współcześnie górną granicę rozwoju wydmy, przebiegającą na wysokości około 20 m nad powierzchnią podlegającą zwydmieniu. Analiza porównawcza przebiegu profili barchanów w okresie siedemdziesięcioletnim wykazuje, że wydmy te ulegają stopniowemu obniżaniu.

Zauważono jednocześnie, że przeciętne wysokości występujące w obrębie barchanów — H_{sr} , wykazują związek z parametrami osi morfologicznych tych wydm, jak również z ich powierzchniami (ryc. 16). Ponadto



Ryc. 16. Współzależność przeciętnych wysokości względnych w obrębie barchanów H_{sr} i powierzchni P_1 .

Fig. 16. Interrelation between mean relative heights within barchans H_{mean} and plane P_1 .

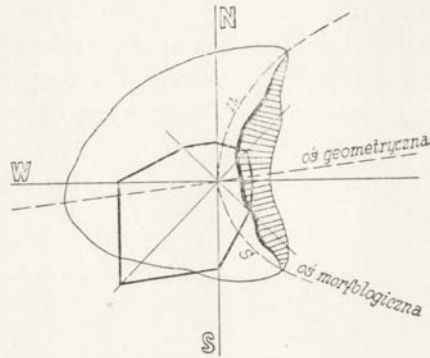
wysokości względne barchanów są proporcjonalne do rozpiętości stoków dystalnych.

Cechą charakterystyczną opisywanych wydm jest zróżnicowanie wysokości części północnych i południowych. „Skrzydła” północne są niższe od południowych. Współczynnik asymetrii dla barchanów eliptycznych wynosi $h = \frac{H_N}{H_S} = 0,83$, dla parabolicznych $h = 0,91$. Najbardziej symetryczne są barchany hiperboliczne $h = 1,04$.

Podobnie zróżnicowane są również długości „skrzydeł” wydm mierzone wzdłuż osi morfologicznej. „Skrzydła” północne są dłuższe od południowych, przy czym asymetria długości charakteryzuje się współczynnikiem $\lambda = \frac{n}{s} = 1,18$. Najbardziej symetryczną długość „skrzydeł” posiadają barchany hiperboliczne ($\lambda = 1,09$).

Asymetryczne wydłużenie północnych skrzydeł tych wydm w stosunku do południowych jest najprawdopodobniej rezultatem największej

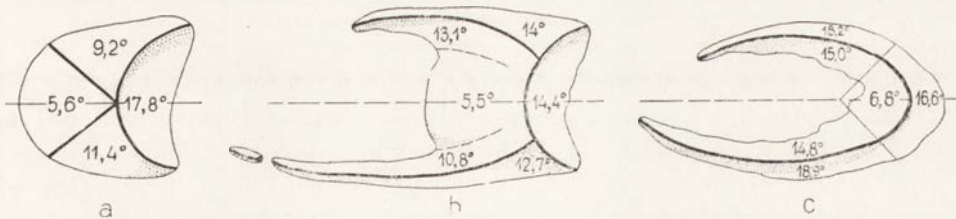
częstotliwości podmuchów wiatrów południowo-zachodnich (ryc. 17), chociaż powszechnie uważa się, że barchany są rezultatem morfologicznej działalności wiatrów jednokierunkowych.



Ryc. 17. Asymetria ramion barchanu w zależności od rozkładu częstotliwości wiatrów. (Róża częstotliwości wg danych stacji PIHM w Łebie).

Fig. 17. Asymmetry of barchan arms in relation to pattern of wind frequencies. (Frequency rose, after data reported by PIHM station at Łeba).

Barchany nadmorskie odznaczają się stromymi, wklęsłymi zboczami dystalnymi o przeciętnym nachyleniu $\eta = 18^\circ$ oraz łagodnymi, wypukłymi stokami proksymalnymi o nachyleniu $\mu = 6^\circ$. Również zbocza północne i południowe wykazują zróżnicowane nachylenie. Rozkład przeciętnych nachyleń zboczy barchanów nadmorskich ilustruje rycina 18a.



Ryc. 18. Rozkład przeciętnych kątów nachylenia zboczy:

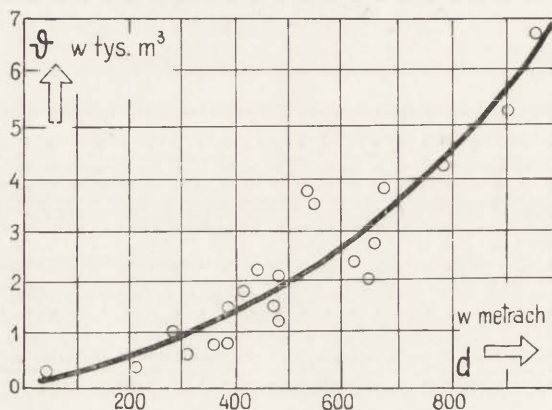
- a — barchanów nadmorskich
- b — wydm barchano-łukowych
- c — wydm łukowych

Fig. 18. Pattern of average angels of slope inclination:

- a — on shore barchans
- b — on barchan-arc dunes
- c — on arc dunes.

Asymetria nachylenia zboczy proksymalnych i dystalnych wszystkich typów barchanów wyraża się współczynnikiem $i = \frac{\text{tg } \mu}{\text{tg } \eta} = 0,31$. Należy wspomnieć, że wg Hartnacka (36) współczynnik „i” dla wydym okolic Łeby wynosi średnio 0,25.

Przeciętne rozpiętości stoków dystalnych barchanów nadmorskich wynoszą 460 m i wykazują tendencję wzrostową przy przejściu od barchanów eliptycznych ($d = 366$ m) do parabolicznych ($d = 371$ m) i hiperbolicznych ($d = 557$ m). Ponadto rozpiętość stoków dystalnych jest proporcjonalna do wysokości względnych wydym H_w , oraz wykazuje jednocześnie korelację z objętością badanych wydym (ryc. 19).



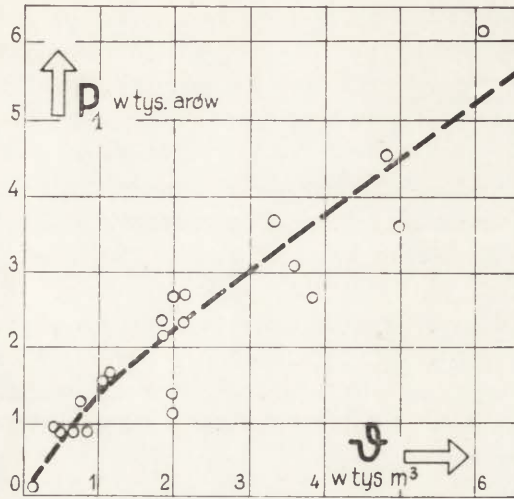
Ryc. 19. Współzależność rozpiętości stoków dystalnych i objętości barchanów nadmorskich.

Fig. 19. Interrelation between spread to distal slopes and volume of shore barchans.

Powierzchnia barchanów P_1 przyjmuje wartości w przedziale od 220 do 2550 a i wynosi przeciętnie dla barchanów eliptycznych 384 a, dla parabolicznych 1403 a, oraz dla hiperbolicznych — 2485 a.

Również objętości barchanów są bardzo zróżnicowane i wynoszą od 66 do 3825 tys. m^3 , przeciętnie dla barchanów eliptycznych — 1208 tys. m^3 , dla parabolicznych — 937 tys. m^3 oraz dla hiperbolicznych — 2533 tys. m^3 . Objętości barchanów wykazują korelację z ich powierzchniami, co ilustruje ryc. 20.

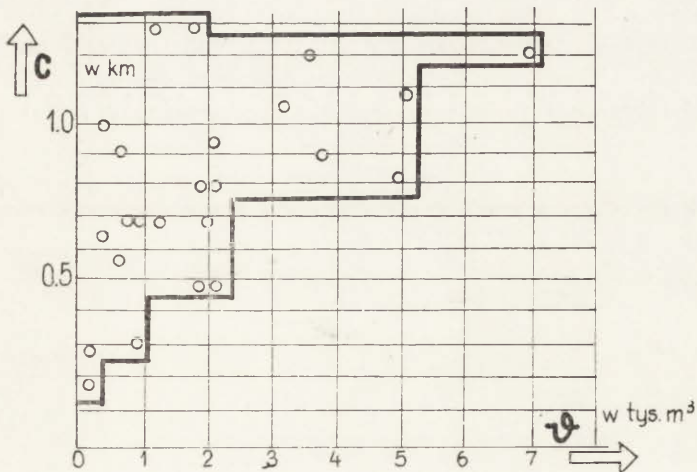
Barchany eliptyczne występują najbliżej strefy alimentacji (nadbrzeżnego wału wydymowego), przeciętnie w odległości $c = 510$ m, nieco dalej położone są zazwyczaj barchany paraboliczne ($c = 816$ m). Barchany hiperboliczne występują zwykle najdalej od linii brzegowej, przeciętnie w od-



Ryc. 20. Korelacja objętości i powierzchni barchanów nadmorskich.

Fig. 20. Correlation of volume of, and space covered by, shore barchans,

ległości $c = 900$ m, co sugeruje, że są one formami najbardziej dojrzałymi wśród barchanów. Zaobserwowano również fakt, że w miarę wzrostu odległości barchanów od linii brzegowej wzrasta ich objętość i masa związanego materiału (ryc. 21).



Ryc. 21. Zależność objętości barchanów nadmorskich od ich odległości w stosunku do linii brzegowej.

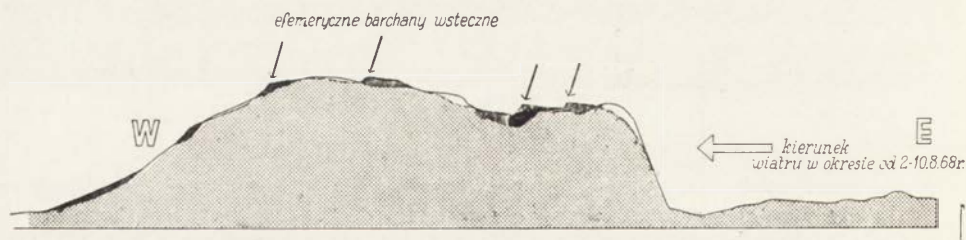
Fig. 21. Relation of volume of shore barchans to their distance from shoreline.

Struktura wewnętrzna barchanów nadmorskich, sądząc z wyników badań polowych wydym nr inw. 21, 63, 64, charakteryzuje się występowaniem w warstwie powierzchniowej piasków bezstrukturalnych o miąższości około 0,5 m, które w spągu przechodzą w piaski warstwowane skośnie. Miąższość warstw waha się w granicach od 2 mm do kilku centymetrów. Piaski podpowierzchniowe charakteryzuje różnokierunkowość orientacji biegu i minimalny kąt upadu warstw.

Wyniki badań głębszych warstw piasków wykazały zbieżność przebiegu osi strukturalnych i morfologicznych zbadanych wydym. Jednocześnie upad warstw dolnych znacznie wzrasta, osiągając często wartość naturalnego kąta zsypania — 32° . Zgodność przebiegu osi nasuwa przypuszczenie, że akumulacja materiału przebiegała przy udziale wiatrów o kierunkach oscylujących w granicach stałego sektora SW-NW z wyraźną dominacją wiatrów SWW.

Z analizy zmian morfometrycznych barchanów, ustalonych na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych wynika, że wydmy te powstają i rozwijają się również we współczesnych warunkach klimatycznych, przy stosunkowo dużej ilości opadów, znacznej wilgotności względnej powietrza oraz przy pewnej zmienności kierunków wiatrów, wśród których nadal przeważają wiatry zachodnie.

Należy wspomnieć również o zaznaczających się w strukturze barchanów nikłych śladach wpływów wiatrów wschodnich. Również współcześnie w ograniczonym stopniu uczestniczą one w modelowaniu wydym nadmorskich. Dowodem tego są obserwacje poczynione w okresie od 2 do 10 sierpnia 1968 roku, kiedy to na obszarze centralnej części Mierzei Łebskiej, w wyniku panujących dość silnych wiatrów wschodnich, utworzyły się wtórne barchany wsteczne. Sytuację morfologiczną przed i po okresie oddziaływania tych wiatrów ilustruje rycina 22. Należy jednak



Ryc. 22. Profil Łąckiej Góry (nr.inw.64), wykonany przed i po uformowaniu barchanów wstecznych w dn.5.VII.1968r.

Fig. 22. Profile of Łącka Góra (No. 64), drawn before and after formation of reverse barchans on July 5, 1968.



Barchan nadmorski eliptyczny

MAPA GEOMORFOLOGICZNA
WYDMY NR INW. 63

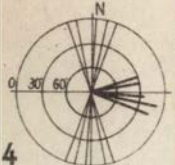
stan z sierpnia 1961 r.

skala 1:5000

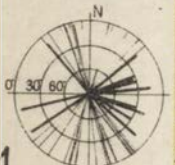
warstwice ciągłe poprowadzono
co 1 m



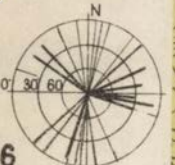
5



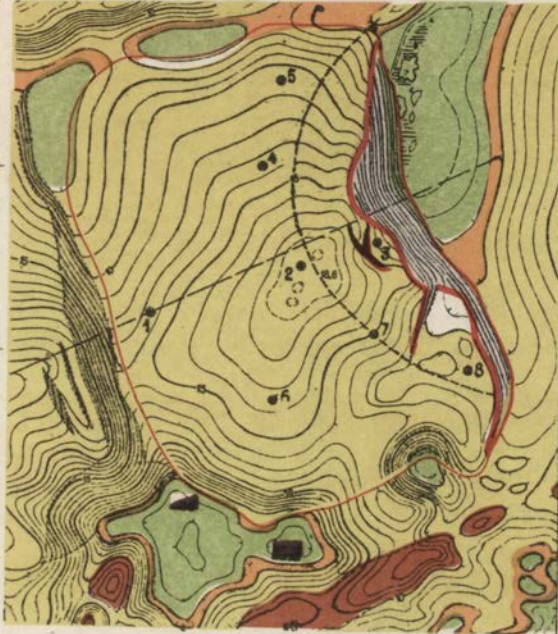
4



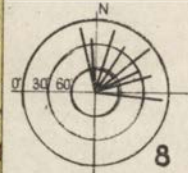
1



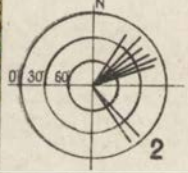
6



3

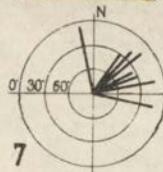


8



2

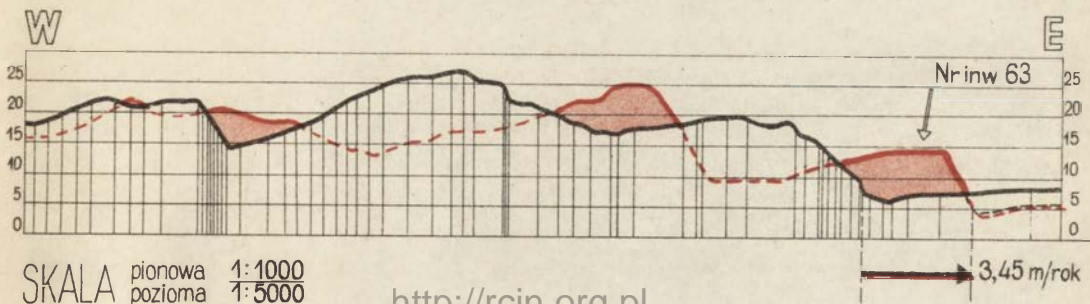
0 100 200 300m



7

Elliptic shore barchan,
geomorphological map of dune No. 63

Profil wydmy



SKALA pionowa 1:1000
pozioma 1:5000

Baron
notary
of the



Prof. Władysław

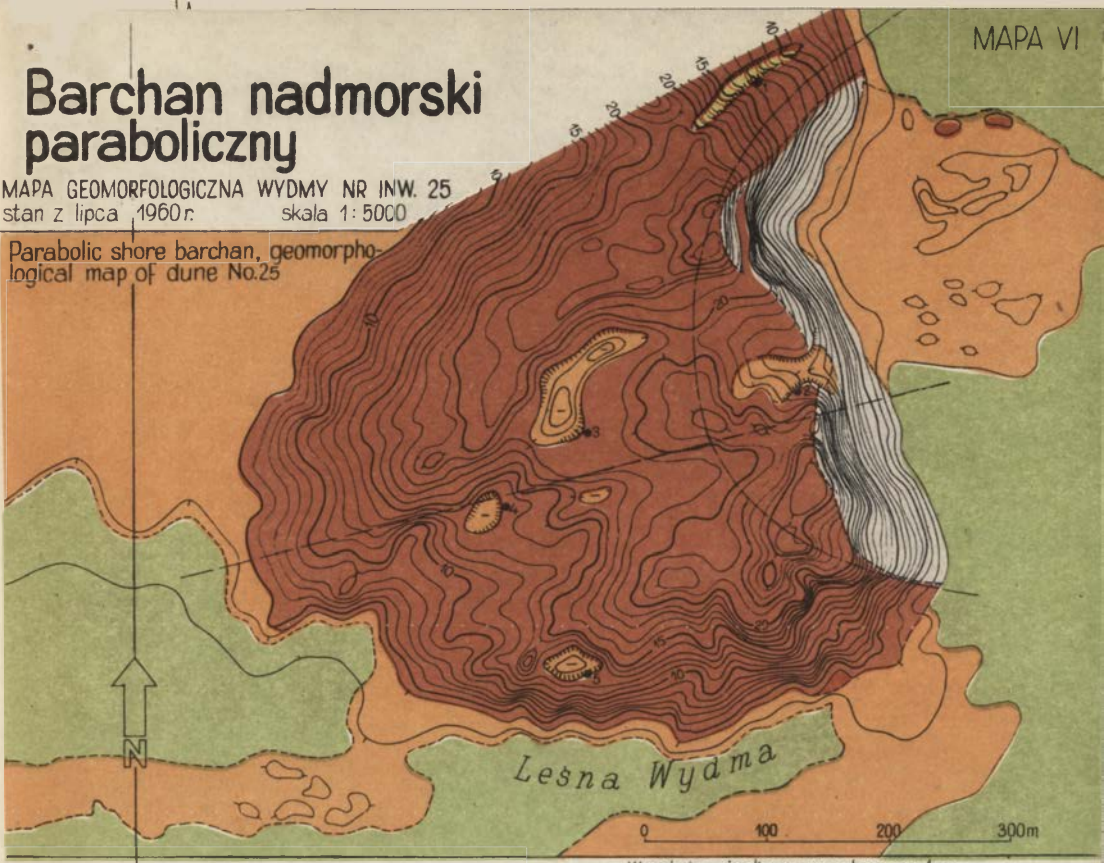
W



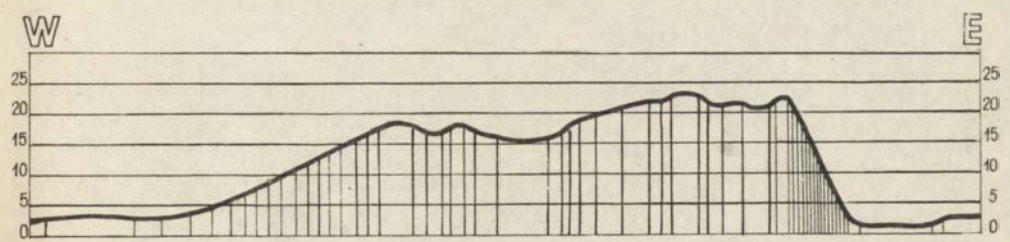
Barchan nadmorski paraboliczny

MAPA GEOMORFOLOGICZNA WYDMY NR INW. 25
stan z lipca 1960r. skala 1:5000

Parabolic shore barchan, geomorphological map of dune No.25



Warstwie ciągłe poprowadzono co 1 m



Profil wydmy

<http://rcin.org.pl>

SKALA pionowa 1:1000
pozioma 1:5000

Barthelme, Hans Ruediger
Garschick, Hans

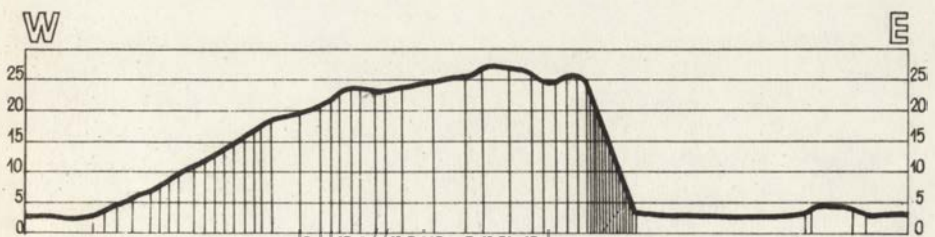
Handwritten text, possibly a title or author name, appearing as bleed-through from the reverse side of the page.

Handwritten text, possibly a date or location, appearing as bleed-through from the reverse side of the page.

MAPA VII



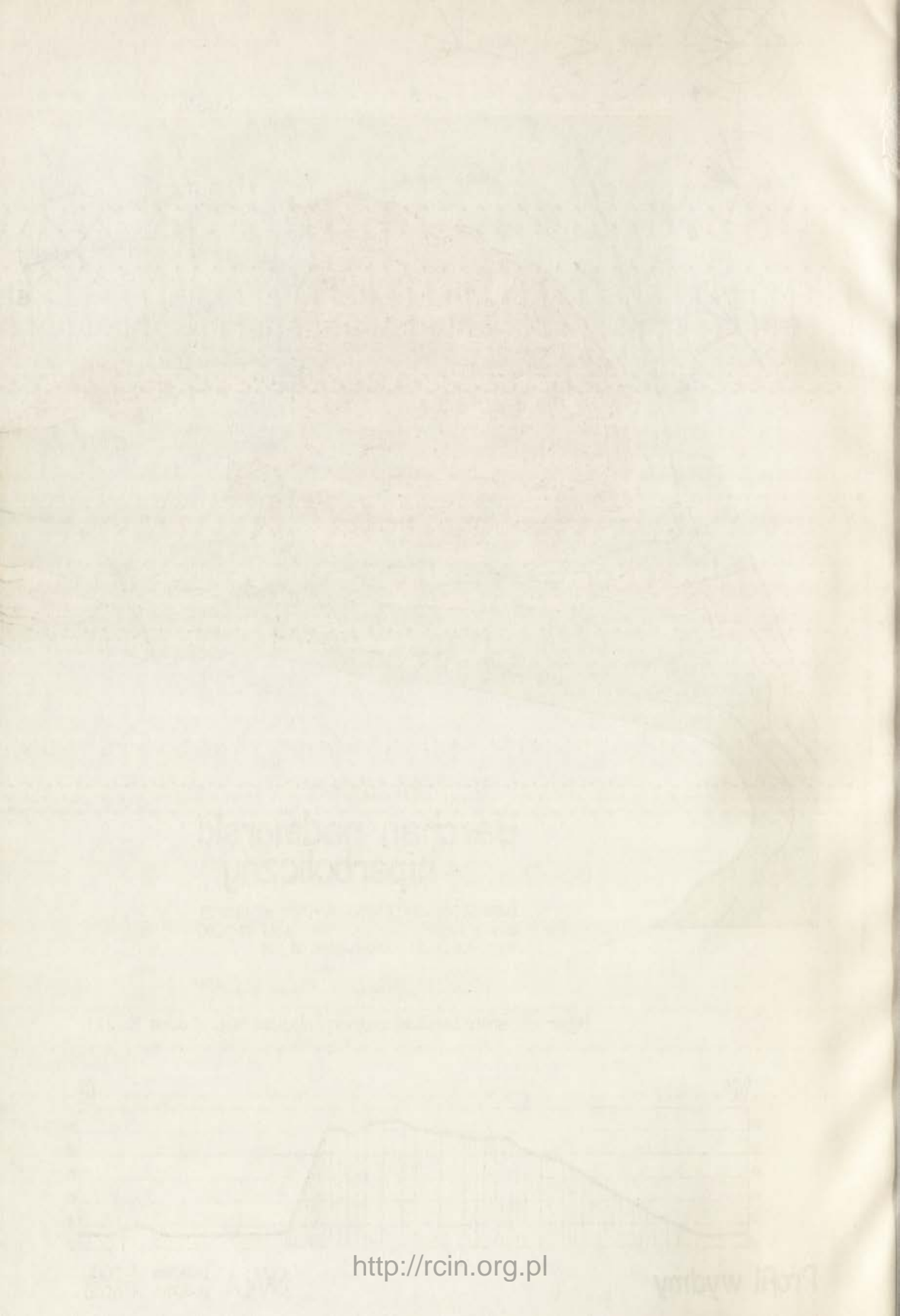
Hyperbolic shore barchan, geomorphological map of dune No.21



Profil wydmy

<http://rcin.org.pl>

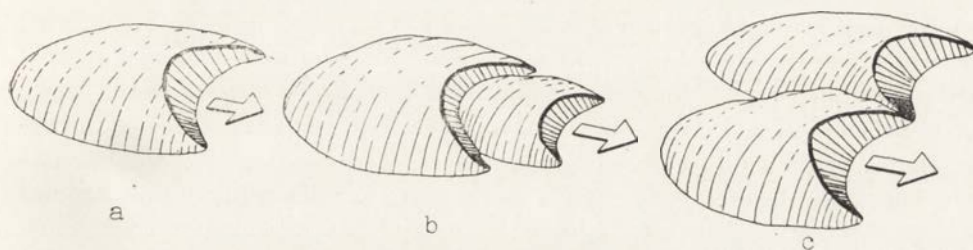
SKALA pionowa 1: 1000
pozioma 1: 5000



podkreślić, że powstałe w ten sposób, bez udziału roślinności wydmy, mają charakter efemeryczny i łatwo ulegają przemodelowaniu pod wpływem zmiany kierunku wiatru.

W niektórych wypadkach barchany przyjmują formy wymuszone przez przeszkody terenowe: jeziora, podmokłe obniżenia, elementy rzeźby starszych wydm (nr inw. 20).

Przeгляд rozmieszczenia barchanów wskazuje, że formy te występują zarówno w grupach (mapa XII, obszar I), jak i w izolacji (nr inw. 21 — mapa VII). Wydmy występujące w grupach tworzą różne kombinacje wzajemnego usytuowania. W obrębie pola wydm ruchomych (mapa II) obserwować można zjawisko doganiania form wolniejszych przez szybsze i nakładania się tych form. Przykładem może być barchan Czolpino (nr inw. 27). Istnieją też przykłady równoległego rozwoju dwóch barchanów stycznych ramionami, jak np. wydmy nr inw. 24 i 25. Wzajemne usytuowanie omawianych form ilustruje szkic — rycina 23.



Ryc. 23. Warianty wzajemnego usytuowania barchanów nadmorskich:

- a — barchan pojedynczy (izolowany),
- b — barchan doganiający (nakrywający),
- c — barchany bliźniacze (podwójne).

Fig. 23. Varieties in mutual position of shore barchans:

- a — solitary (isolated) barchan
- b — overtaking (overlying) barchan
- c — double- (twin-) barchan.

Najbardziej reprezentatywne przykłady barchanów — na inw. 63, 25 i 21 przedstawiono na mapach V, VI i VII.

Wydmy barchano-łukowe

Drugą grupę wydm nadmorskich stanowią formy barchano-łukowe, których części wschodnie noszą cechy barchanów, a zachodnie — wydm łukowych. Powstają one w drodze ewolucji, w warunkach wiązania przez roślinność materiału piaszczystego na skrajach wydm, przy jednoczesnym przesuwaniu się podstawowej masy materiału zgodnie z kierunkiem dominujących wiatrów. W wyniku tego procesu mamy do czynienia ze zjawie-

skiem „przyrastania” ramion skierowanych na zachód (patrz rozdz. VII).

Wśród wydym barchano-łukowych wyróżniono trzy odmiany. Są to wydmy utworzone z barchanu eliptycznego o mimośrodku osi morfologicznej $e \cong 0,84$, parabolicznego ($e \cong 1,00$) lub hiperbolicznego ($e \cong 1,69$) i ramion (łuków eliptycznych), skierowanych na zachód.

Przeciętne wysokości wszystkich odmian wydym zawierają się w przedziale od 22,5 do 25,4 m n.p.m., przeciętne wysokości względne — w granicach od 15,4 do 18,7 m, przy tym wzrost wysokości względnych wykazuje zależność od wzrostu mimośrodu osi morfologicznej części czołowej — e .

Przeciętne wysokości względne w obrębie poszczególnych odmian wydym osiągają wartości od 8,0 do 9,4 m. Wydmy barchano-łukowe charakteryzują się symetrią wysokości części północnej i południowej ($h = 1,0$), z wyjątkiem wydym barchano-łukowych eliptycznych, których asymetria wyraża się współczynnikiem $h = 0,82$.

Wydmy barchano-łukowe cechuje asymetria długości zachodnich ramion eliptycznych, przy czym przeciętny współczynnik tej asymetrii oscyluje w granicach od $\lambda = 0,57$ do $\lambda = 0,87$. Przeciętne rozpiętości stoków dystalnych d są zbliżone do rozpiętości czół barchanów i wahają się w granicach od 200 do 594 m. Nasuwa się więc przypuszczenie, że „przyrastanie” ramion eliptycznych jest niezależne od stopnia rozwoju barchanu, chociaż najczęściej występują te ramiona w połączeniu z barchanami hiperbolicznymi, a więc w połączeniu z najwyższym stadium barchanów nadmorskich.

Wydmy barchano-łukowe osiągają następujące przeciętne wartości powierzchni i objętości:

— eliptyczne	$P_1 = 1720$ a,	$\vartheta = 970$ tys. m^3
— paraboliczne	$P_1 = 2445$ a,	$\vartheta = 2301$ tys. m^3
— hiperboliczne	$P_1 = 2094$ a,	$\vartheta = 1809$ tys. m^3

Rozkład przeciętnych kątów nachylenia zboczy wydym tej grupy ilustruje rycin 18 b. Jak wynika z rozkładu przeciętnych kątów nachylenia stoków, wszystkie zbocza zewnętrzne są bardziej strome od wewnętrznych ($k = 0,70$). W szczególności asymetria stoku proksymalnego w stosunku do nachylenia stoku dystalnego wynosi $i = 0,38$. Również zbocza północne i południowe wykazują asymetrię nachylenia wyrażającą się współczynnikiem $j = 0,94$.

Formy barchano-łukowe występują wspólnie w przeciętnej odległości od osi nadbrzeżnego wału wydymowego $c = 782$ m, a całkowita droga migracji ich czół może być oszacowana przeciętnie na około 1550 m.

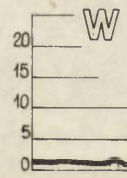
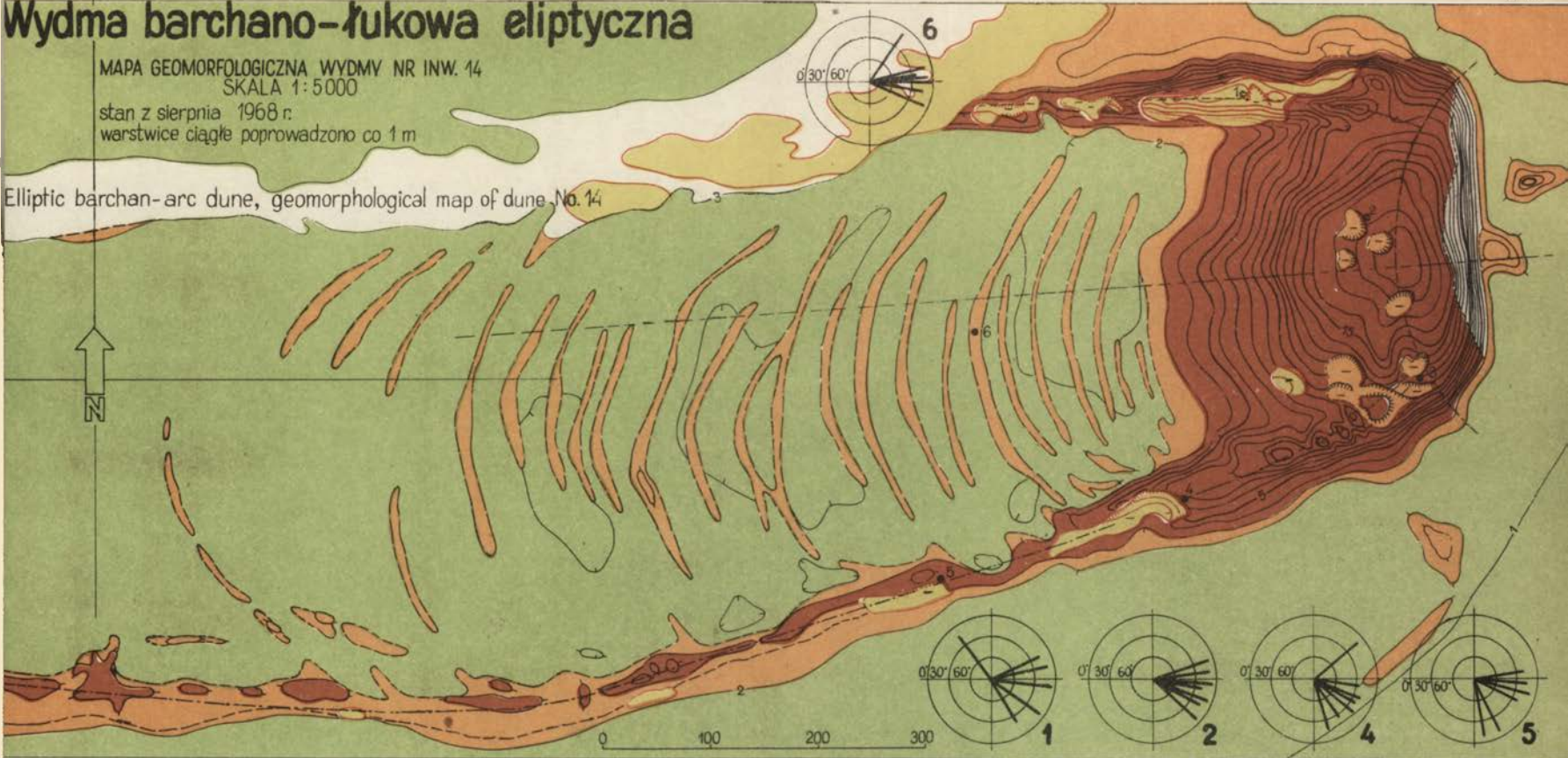
Jedną z odmian wydym barchano-łukowych przedstawiono na mapie VIII. Obok form typowych zaobserwowano również występowanie form posiadających rozwinięte tylko ramię południowe (ryc. 24). Jest to

Wydma barchano-łukowa eliptyczna

MAPA GEOMORFOLOGICZNA WYDMY NR INW. 14
SKALA 1:5000

stan z sierpnia 1968 r.
warstwice ciągłe poprowadzono co 1 m

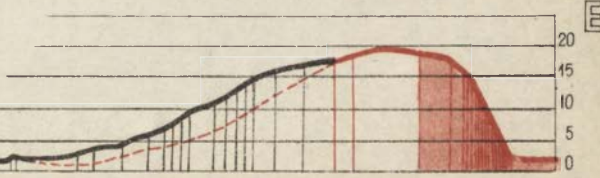
Elliptic barchan-arc dune, geomorphological map of dune No. 14



Profil wydmy

SKALA pionowa 1:1000
pozioma 1:5000

<http://rcin.org.pl>





Ryc. 24. Wydma barchano-łukowa z wykształconym ramieniem południowym (nr.inw. 16). Fragment kalki interpretacyjnej.

Fig. 24. Barchan-arc dune (No. 16) with developed southern arm. Fragment of interpretation copy.

najprawdopodobniej spowodowane nierównomiernym oddziaływaniem szaty roślinnej, jak i wiązania luźnego materiału. Sąsiedztwo terenów podmokłych od strony południowej stwarza sprzyjające warunki wegetacji roślinności, która skutecznie utrwala piaski wydymowe.

Na granicy jezior lub zagłębień pojeziornych wydmy te zrastają się ramionami południowymi (nr inw. 54, 55) tak, że trudno jest rozgraniczyć elementy poszczególnych form.

Sądząc z diagramów biegu i upadu warstw piasków budujących formy przejściowe (mapa VIII) przebieg osi strukturalnej jest bardzo zbliżony do przebiegu osi morfologicznej. Na tej podstawie można wnioskować, że obok postępowego ruchu podstawowej masy materiału zgromadzonego w części czołowej, istnieje również, choć znacznie powolniejszy, ruch ramion w kierunku odśrodkowym (prostopadłym do osi strukturalnej).

Wydmy łukowe

Najliczniejszą grupę wydm stanowią formy łukowe, zwrócone ramionami na zachód. W zależności od kształtu osi morfologicznej wyróżniono trzy odmiany wydm łukowych: koliste, eliptyczne i paraboliczne.

a. Wydmy łukowe koliste (mapa IX) reprezentowane zaledwie przez trzy formy, stanowią przypadek szczególny w ciągu ewolucyj-

nym, są formami nietrwałymi i szybko ulegają przeobrażeniu w wydmy eliptycznej. Mimośród osi morfologicznej e wynosi przeciętnie 0,67, parametr $p_{sr} = 93$. Należy wspomnieć, że odmiana ta występuje na terenach położonych stosunkowo wysoko bo około 12 m n.p.m. Przeciętna wysokość względna tych form wynosi 13,6 m, a więc nie odbiega od ogólnej przeciętnej wysokości względnej wydmy łukowych wynoszącej 13,7 m. Oznaczają się one asymetrią wysokości ramion $h = 0,75$, oraz asymetrią ich długości $\lambda = 0,83$. Powierzchnia wynosi przeciętnie $P_1 = 960$ a i jest zbliżona do ogólnej przeciętnej powierzchni wydmy łukowych ($P_1 = 990$ a). Przeciętna objętość $V = 385$ tys. m^3 zbliżona jest do ogólnej średniej w grupie. Również przeciętne kąty nachylenia stoków odpowiadają wartościom średnim. Typowy przykład wydmy łukowej kołowej przedstawia mapa IX.

b. Wydmy łukowe eliptyczne stanowią typ najbardziej rozpowszechniony na badanym obszarze. Osie morfologiczne tych wydmy charakteryzują się przeciętnym mimośrodem $e_{sr} = 0,90$, i parametrem $p_{sr} = 53$. Wypadkowy kierunek osi geometrycznych $\gamma = 90^\circ$, ściśle pokrywa się z kierunkiem WE i tworzy z ogólnym kierunkiem linii brzegowej kąt około 16° . Maksymalne wysokości wydmy eliptycznych sięgają przeciętnie 19,2 m n.p.m. Jeżeli zważyć, że rozwijają się one na terenie położonym średnio 5,4 m n.p.m., przeciętne wysokości względne wynoszą 13,8 m. Wysokości względne w obrębie tych form osiągają przeciętnie 7,0 m. Ramiona północne są nieznacznie wyższe od ramion południowych ($h = 1,06$). Schematyczny rozkład kątów nachylenia poszczególnych stoków ilustruje rycina 18 c.

Strefa formowania się wydmy eliptycznych sięga od nadbrzeżnego wału wydmy aż do 1620 m w głąb lądu, przeciętnie formy te tworzą się w odległości 612 m od osi wału.

Wydmy eliptyczne odznaczają się znacznym zróżnicowaniem długości ramion. Południowe są zazwyczaj dłuższe i osiągają przeciętnie $s = 627$ m w stosunku do ramion północnych $n = 400$ m, a zatem asymetria długości wynosi $\lambda = 0,64$.

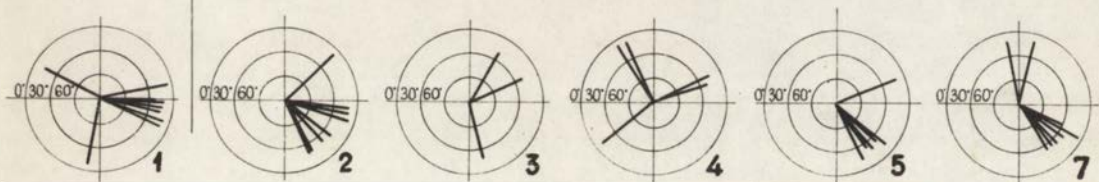
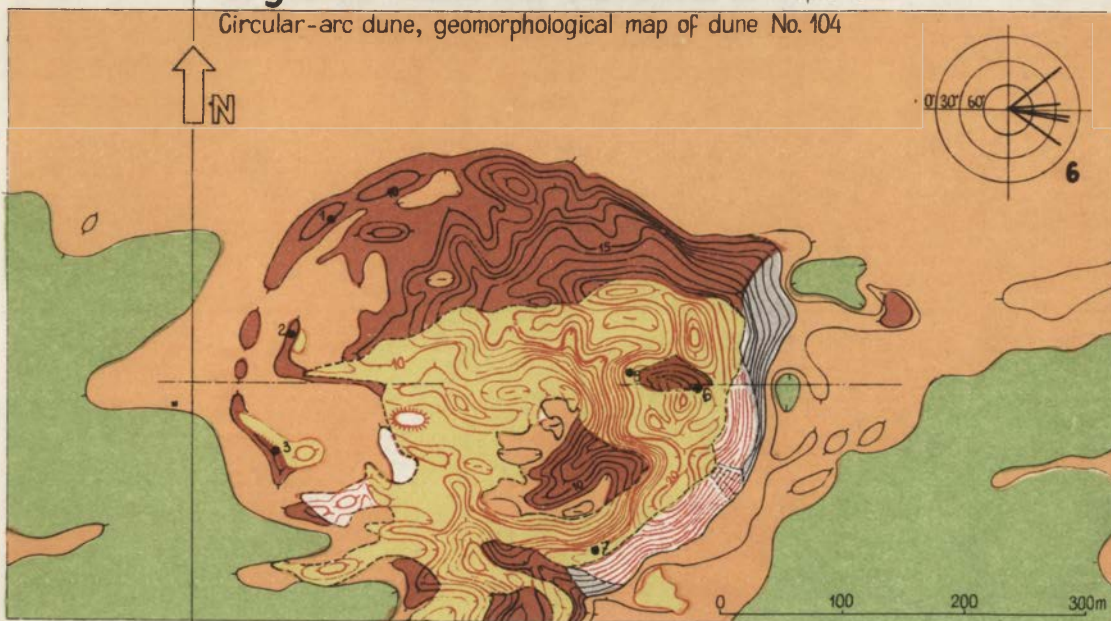
Powierzchnia form eliptycznych waha się w granicach od 100a do 3900 a, przeciętnie wynosi 990a, objętość natomiast -- od 20 tys. m^3 do 3600 tys. m^3 , przeciętnie 410 tys. m^3 . Łukowy kształt wydmy oraz asymetria nachylenia zboczy wewnętrznych i zewnętrznych (ryc. 18) pozwalają wnioskować, że formowanie ich przebiegało pod wpływem wiatrów z sektora S- W -N. Stosunkowo większe odchylenie ramienia południowego od osi geometrycznej sugeruje jednocześnie większą aktywność wiatrów północnych i północno — zachodnich. Przypuszczenie to nie znajduje jednak potwierdzenia w rozkładzie wiatrów panujących jednocześnie w centralnej części terenu badań (ryc. 25).

Wydma łukowa kołowa

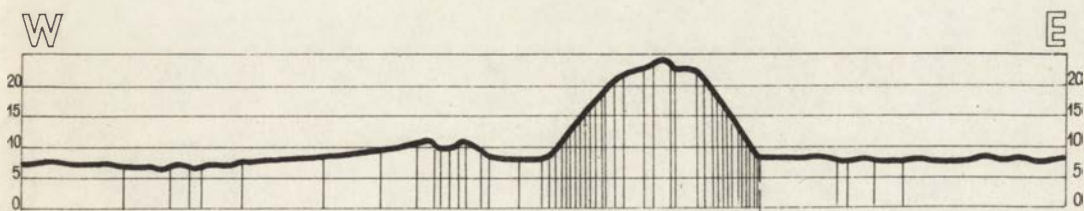
MAPA GEOMORFOLOGICZNA WYDMY 104.
stan z lipca 1970r.

1:5000

Circular-arc dune, geomorphological map of dune No. 104

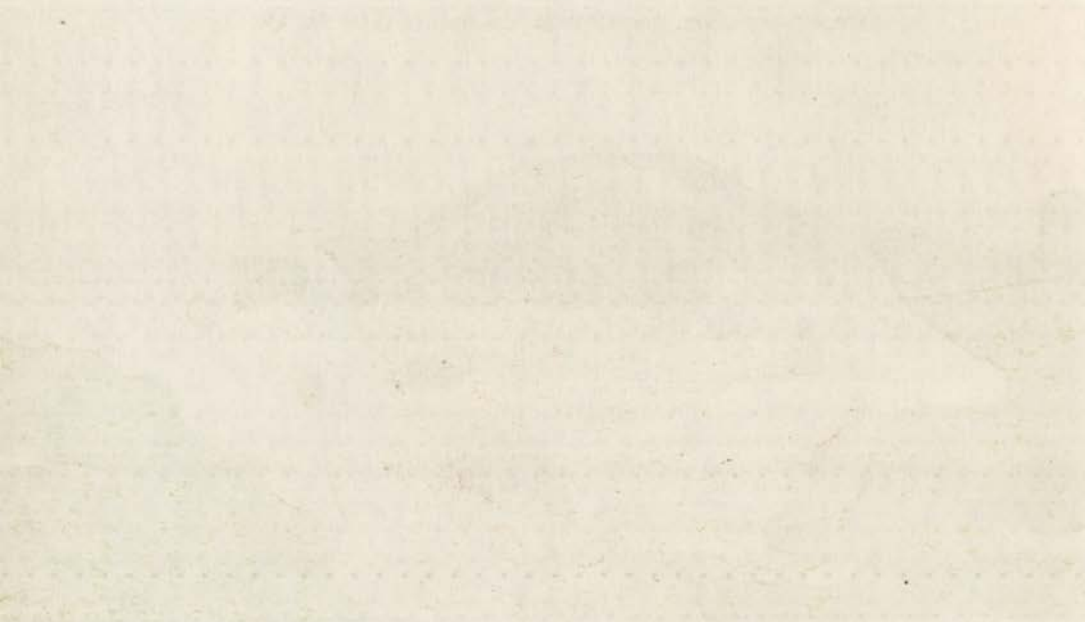


Profil wydmy



SKALA pionowa 1: 1000
pozioma 1: 5000

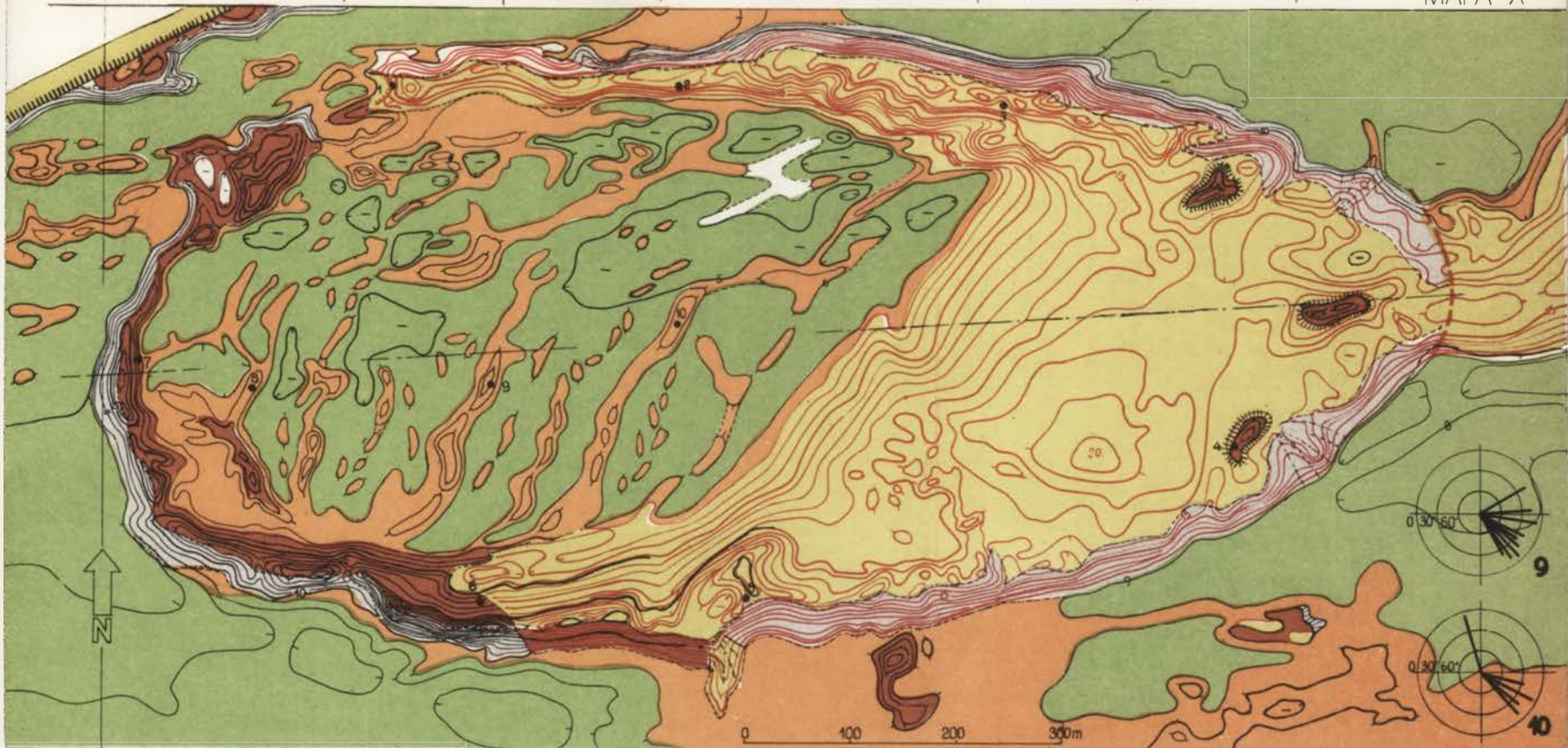
Wydanie pierwsze 1904 r.



Prof. Władysław



MAPA X



Wydma łukowa eliptyczna

Elliptic arc dune, geomorphological map of dune No.116

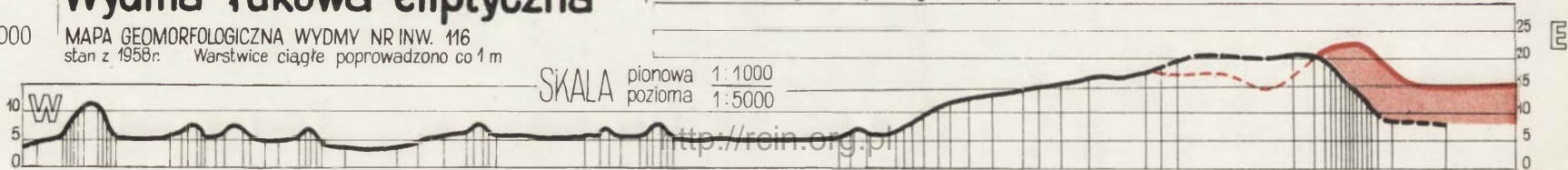
1:5000

MAPA GEOMORFOLOGICZNA WYDMY NR INW. 116

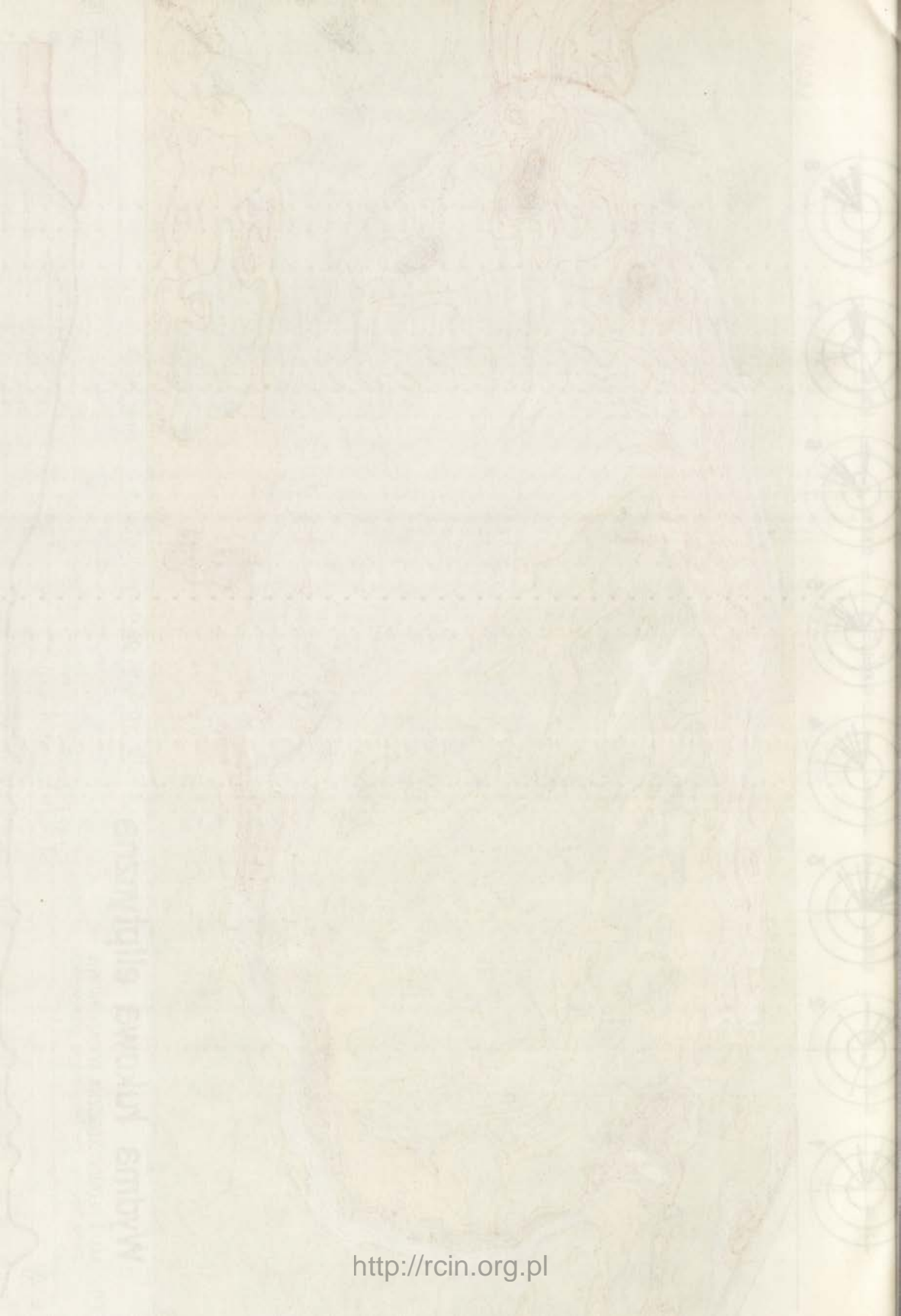
stan z 1958r. Warstwy ciągłe poprowadzono co 1m

SKALA

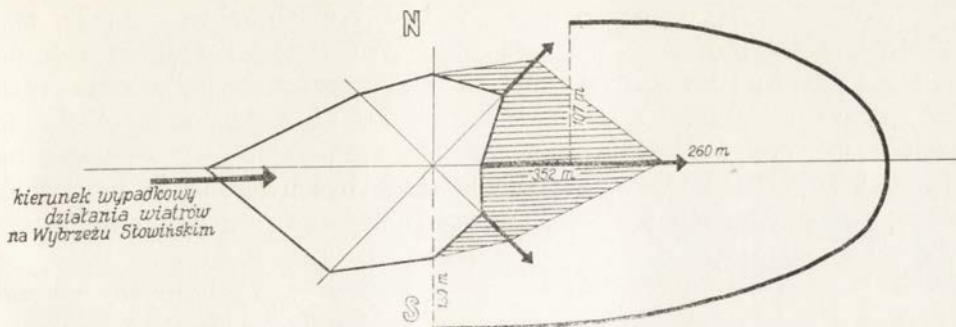
pionowa 1:1000
pozioma 1:5000



<http://rcin.org.pl>



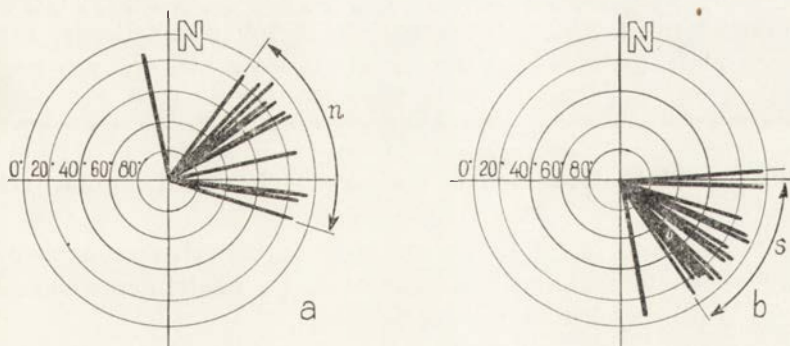
enzyntajis ewoajnt embw



Ryc. 25. Zależność przebiegu osi morfologicznej wydmy łukowych eliptycznych od rozkładu panujących współcześnie na Wybrzeżu Słowińskim wiatrów.

Fig. 25. Relation of run of morphological axis of elliptic arc dunes to pattern of winds contemporaneously prevailing on Slovenian Coastline.

Strukturę wydmy łukowych analizowano na podstawie sytuacji w kilkudziesięciu odsłonięciach i szurfach założonych wzdłuż osi geometrycznych i morfologicznych wydmy uznanych za najbardziej reprezentatywne. Pomiarów biegów i upadów warstw wykonano na różnych głębokościach, na stokach proksymalnych i dystalnych. Połowe badania geomorfologiczne wykazały znaczną zgodność przebiegu osi strukturalnej i morfologicznej (mapa X). Jednocześnie na uwagę zasługuje wyraźna dwudzielność sektora upadów odpowiadających ramieniu północnemu i południowemu (ryc. 26)



Ryc. 26. Diagramy zbiorcze upadu warstw w obrębie ramienia północnego (a) i południowego (b) wydmy łukowej (nr inw. 116).

Fig. 26. Collective diagrams of dip of strata within northern (a) and southern (b) arm of arc dune No. 116.

c. Wydmy łukowe paraboliczne charakteryzują się mimośrodem osi morfologicznej przyjmującym wartości w granicach od $e = 0,97$ do $e = 1,10$. Praktycznie przeciętna wartość mimośrodu tych wydym wynosi $0,98$, natomiast parametr $p = 41$. Odmiana paraboliczna wydym łukowych jest reprezentowana zaledwie przez 8 form i z uwagi na sporadyczny charakter występowania może być uważana za przypadek szczególny wydym eliptycznych. Osie geometryczne form przebiegają pod azymutem $\gamma = 87^\circ$ tworząc z linią brzegową kąty rzędu 11° .

Przeciętna wysokość maksymalna wydym parabolicznych wynosi $18,9$ m n.p.m., wysokość względna $13,4$ m. Średnie wysokości względne w obrębie wydym $H = 7,5$ m, przy czym ramiona południowe są zazwyczaj wyższe ($7,7$ m) od północnych ($7,0$ m) asymetria wysokości $h = 0,91$.

Przeciętna długość ramion południowych s wynosi 753 m, ramion północnych — $n = 492$ m, współczynnik asymetrii $\lambda = 0,65$.

Powierzchnia form wynosi średnio $P_1 = 1212$ a, a objętość $V = 625$ tys. m^3 .

Wydmy łukowe paraboliczne, podobnie jak eliptyczne, odznaczają się większą stromością zboczy zewnętrznych w stosunku do wewnętrznych ($k = 0,71$). Współczynnik asymetrii nachylenia stoku proksymalnego i dystalnego jest stosunkowo duży i wynosi $i = 0,55$. Z rozkładu kątów nachylenia zboczy widoczne jest również odpowiednio większe nachylenie stoków południowych w stosunku do północnych ($j = 0,83$).

Badania terenowe wykazują, że w kształtowaniu współczesnego oblicza wydym uczestniczyły wiatry z sektora SW-N, co szczególnie dobrze widoczne jest na przykładzie wydmy nr inw. 15 (mapa XI) uznanej za najbardziej typową dla omawianej podgrupy.

Na zakończenie należy wspomnieć, że na współczesnych obszarach torfowo-bagiennych występują ostańcowe formy paraboliczne, zaznaczające się w morfologii terenu w postaci szeregów izolowanych pagórków zatopionych wśród otaczających je bagien.

Analiza zależności cech morfometrycznych wydym regularnych

Analiza cech morfologicznych i morfometrycznych opisanych regularnych wydym Wybrzeża Słowińskiego wskazuje na istnienie określonych zależności pomiędzy badanymi parametrami.

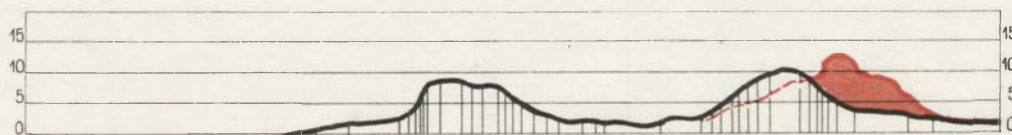
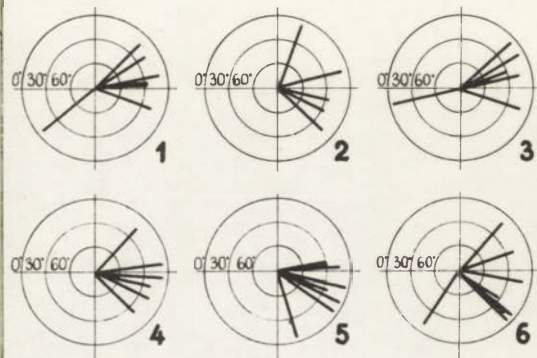
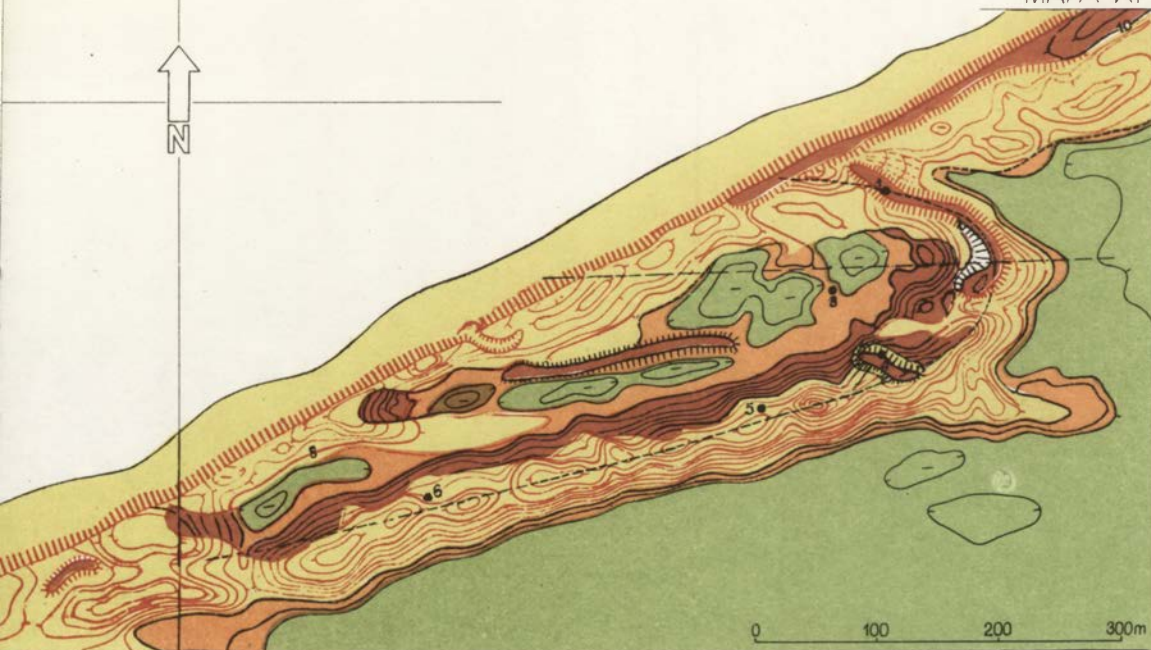
Z porównania szeregu wykresów i obliczeń współczynnika korelacji wynika, że najszersze związki z poszczególnymi parametrami wykazuje kształt osi morfologicznej wyrażany liczbowo za pomocą wartości mimośrodu odpowiedniej krzywej stożkowej — e_{sr} oraz parametru — p_{sr} . Przy tym obydwie te wskaźniki wykazują również wzajemną zależność.

MAPA XI

Wydma łukowa paraboliczna

MAPA GEOMORFOLOGICZNA WYDMY NR INW. 15
stan z lipca 1961 r. skala 1: 5 000
warstwie ciągłe poprowadzono co 1 m

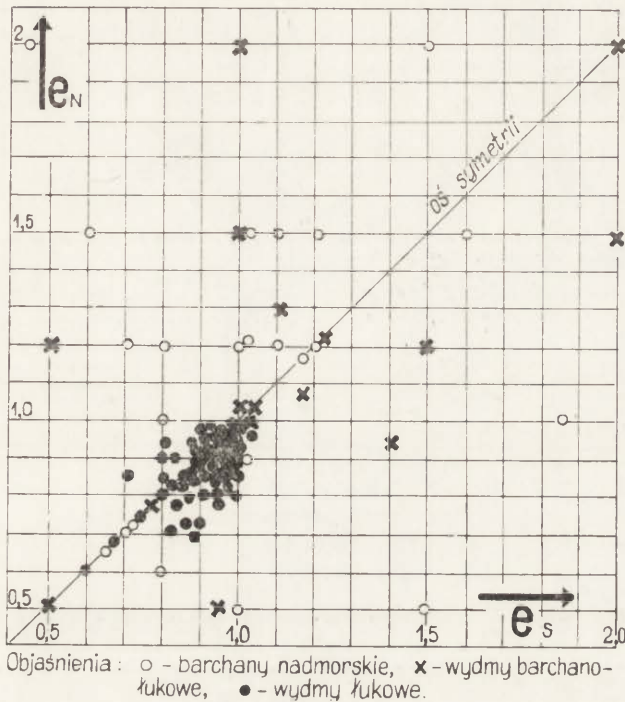
Parabolic arc dune, geomorphological map of dune No.15



Profil wydmy

<http://rcin.org.pl>
SKALA pionowa 1: 1 000
pozioma 1: 5 000

Stosunek mimośrodków osi morfologicznych ramion północnych i południowych — $\frac{e_N}{e_S}$, wszystkich rodzajów wydmy nadmorskich przedstawiono na wykresie (ryc. 27). Barchany odznaczają się mniejszą krzywiz-

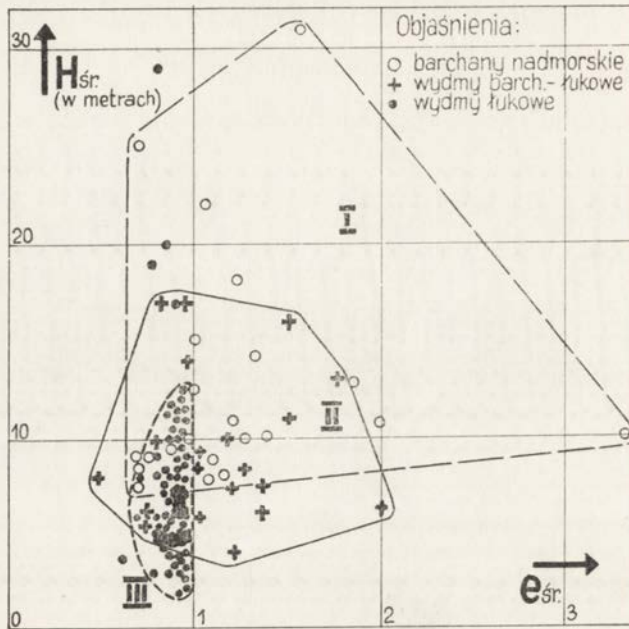


Ryc. 27. Asymetria mimośrodków osi morfologicznych ramion północnych i południowych wydmy nadmorskich.

Fig. 27. Asymmetry of eccentricities of morphological axes of northern and southern arms of coastline dunes.

ną północnych gałęzi osi morfologicznych. Wydmy łukowe wykazują najmniejsze różnice wartości mimośrodu, daje się jednak zauważyć nieznaczna przewaga promienia krzywizny ramion południowych. Wydmy barchano-łukowe zajmują miejsce pośrednie, co jest potwierdzeniem ich przejściowego charakteru.

Wbrew przypuszczeniom, brak jest zależności kształtu wydmy od ich średniej wysokości — H_{sp} . Na wykresie (ryc. 28) można jednak zauważyć trzy charakterystyczne obszary skupienia odpowiadające trzem grupom wydmy, przy czym położenie pośrednie (obszar II) odpowiada wydmom przejściowym — barchano-łukowym, natomiast barchany i wydmy łuko-



Ryc. 28. Obszary charakterystyczne w płaszczyźnie H, e :

- I barchany nadmorskie
- II wydmy barchano-łukowe
- III wydmy łukowe.

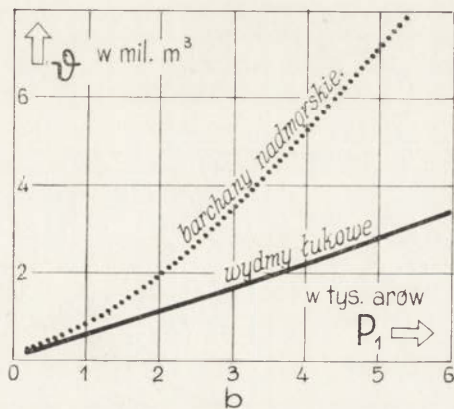
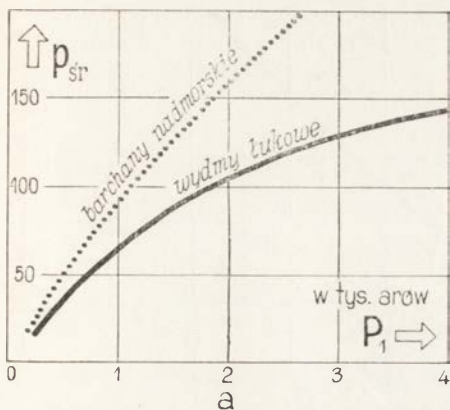
Fig. 28. Characteristic areas in plane H_{mean} and e_{mean} :

- I — of shore barchans
- II — of barchan-arc dunes
- III — of arc dunes.

we (obszar I i III) zajmują położenie skrajne. Analogiczne zjawisko występuje w korelacji wysokości względnych z odpowiadającymi im parametrami wydym. Ogólnie stwierdzić należy, że wysokość względna wydym rośnie ze wzrostem ich wielkości wyrażonej przy pomocy parametru p_{sr} .

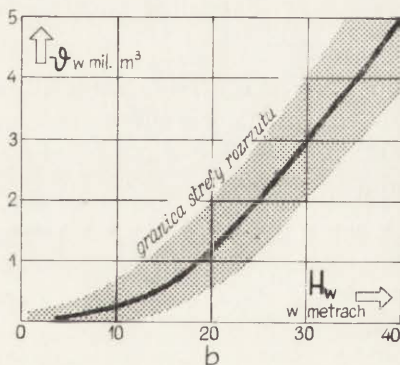
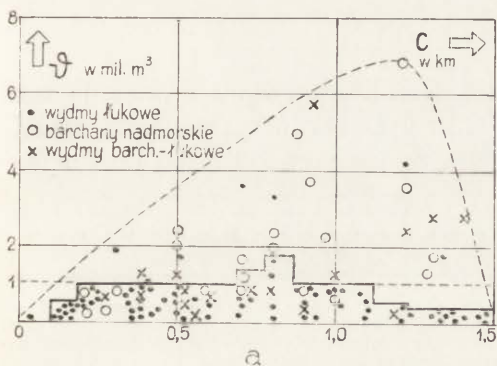
Parametr p_{sr} powierzchnia całkowita P_1 , oraz objętość form V również wykazują wzajemne związki (ryc. 29). Objętości wydym łukowych występujących na całej szerokości strefy przybrzeżnej rzadko przekraczają 1 000 tys. m^3 . Objętość 50% wszystkich wydym nie przekracza 500 tys. m^3 . Największą objętość osiągają barchany i wydmy barchano-łukowe występujące w odległości 0,5 — 1,3 km od brzegu (ryc. 30a) Związek objętości wydym V i wysokości względnych H_w ilustruje wykres (ryc. 30b)

Analizując stosunki wysokościowe wydym Pobreża Słowińskiego należy zwrócić uwagę na współzależność wysokości maksymalnej H i prze-



Ryc. 29. Zależności : a — parametrów i powierzchni wydmy
b — powierzchni i objętości wydmy.

Fig. 29. Relations: a — of parameters to areas covered by dunes
b — of areas to volumes of dunes.

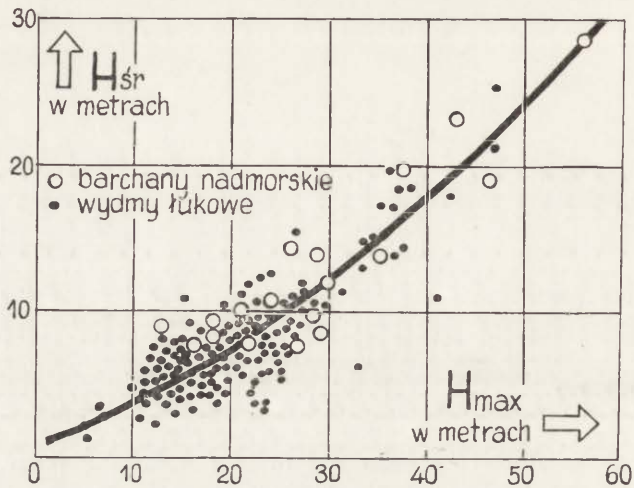


Ryc. 30. Zależność objętości wydmy :
a — od odległości w stosunku do linii brzegowej
b — od wysokości względnych.

Fig. 30. Relation of dune volumes:
a — to distance from shoreline
b — to relative heights.

ciężnej wysokości względnej w obrębie form H_{sr} (ryc. 31). Jednocześnie stwierdzić należy brak zależności maksymalnych i średnich wysokości wydmy łukowych i barchano-łukowych, od poziomu przedpola — H_p .

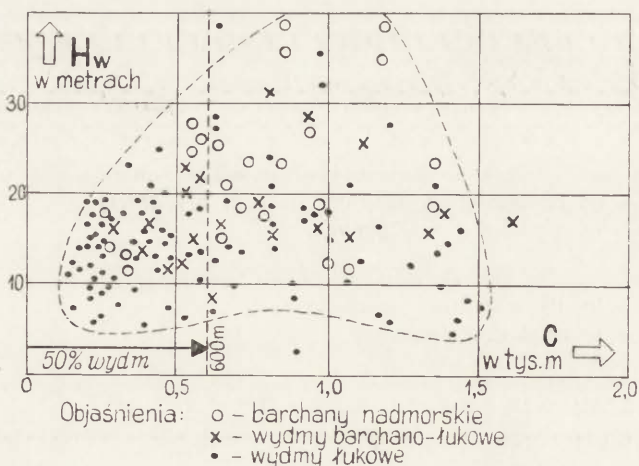
Rozpatrując wysokości względne wydmy i ich położenie w stosunku do linii brzegowej, można stwierdzić, że największe wysokości względne osiągają wydmy położone w środku pasa mierzejowego, w strefie od 500



Ryc. 31. Zależność wysokości maksymalnych wydmy i przeciętnej wysokości względnej w obrębie form.

Fig. 31. Relations of maximum heights to average relative heights of dunes within range of particular forms.

do 1300 m od linii brzegowej (ryc. 32). Najniższe wydmy występują tuż za wałem nadbrzeżnym oraz na południowym skraju pasa wydmowego. Około 50% wszystkich wydmy występuje w pasie do 600 m od linii brzegowej.



Ryc. 32. Zależność wysokości względnych wydmy od ich oddalenia w stosunku do linii brzegowej.

Fig. 32. Relation of relative dune heights to distance from shoreline.

Wydmy nadmorskie charakteryzuje zróżnicowanie średnich wysokości względnych ramion północnych i południowych (tab. VII) W przypadku barchanów i wydm barchano-łukowych można zauważyć wyraźną

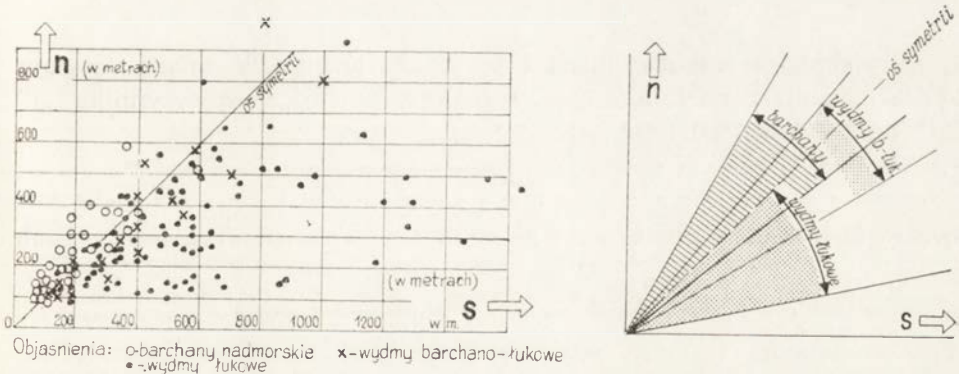
TABELA VII

Przeciętne wysokości północnych i południowych ramion wydm oraz współczynniki asymetrii

Grupa wydm	Barchany nadmorskie			Wydmy barchano-łukowe			Wydmy łukowe		
	elip.	par.	hip.	elip.	par.	hip.	koł.	elip.	par.
Średnia wysokość ramion północnych H_N	10,7	10,4	13,6	6,7	9,8	8,9	4,7	7,4	7,0
Średnia wysokość ramion południowych H_S	12,9	11,4	13,1	8,2	9,5	8,1	6,3	7,0	7,7
Współczynnik asymetrii $h = \frac{H_N}{H_S}$	0,83	0,91	1,04	0,82	1,02	1,10	0,75	1,06	0,91

tendencję do osiągnięcia stanu symetrii wysokości ramion w miarę rozwoju tych wydm.

Asymetria form szczególnie dobrze czytelna jest na wykresie (ryc. 33)



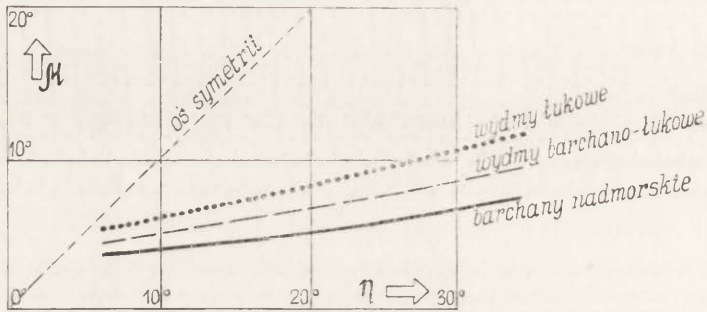
Ryc. 33. Asymetria długości północnych i południowych ramion wydm nadmorskich, oraz sektory występowania poszczególnych grup wydm w zależności od asymetrii ramion.

Fig. 33. Asymmetry of lengths of northern and southern arms of shore dunes; and subareas where, depending on arm asymmetry, particular dune groups occur.

ilustrującym położenie wydm w zależności od długości ramion północnych N i południowych S . Położenie barchanów ponad osią symetrii świadczy o wydłużeniu ramion północnych w przeciwieństwie do wydm łukowych, które występują pod osią symetrii i posiadają znacznie dłuższe

ramiona południowe. Formy barchano-łukowe zajmują położenie pośrednie, o czym świadczy również zasięg występowania poszczególnych grup wydym, w zależności od asymetrii ramion.

Zagadnienie stosunków nachyleń zbczy wydym rozpatrzono generalnie w trzech zasadniczych kombinacjach. Stosunek nachyleń zbczy proksymalnych do dystalnych ilustruje rycina 34. Z wykresu wynika,



Ryc. 34. Zależność nachyleń zbczy proksymalnych i dystalnych.

Fig. 34. Relation of proximal to distal slope inclinations.

że największą asymetrią odznaczają się barchany. W miarę rozwoju wydym asymetria nachyleń zbczy maleje, wartość współczynnika „i” dąży do 1 tabela VIII.

TABELA VIII

Przeciętne kąty nachylenia proksymalnych i dystalnych zbczy wydym oraz współczynniki asymetrii

Grupa wydym	Barchany nadmorskie			Wydmy barchano-łukowe			Wydmy łukowe		
	elipt.	parab.	hiper.	elipt.	parab.	hiper.	koł.	elipt.	parab.
Kąt nachylenia zbcza proksymalnego μ	6°4	5°0	5°4	5°0	5°2	5°5	5°7	6°8	8°2
Kąt nachylenia zbcza dystalnego η	16,7	18,0	18,3	15,5	15,5	12,5	15,3	16,6	14,8
Współczynnik asymetrii $i = \frac{\text{tg } \mu}{\text{tg } \eta}$	0,38	0,28	0,3	0,32	0,34	0,44	0,37	0,41	0,55

Asymetrię nachylenia zbczy północnych i południowych ilustruje tabela IX. W stosunku do wydym łukowych i barchano-łukowych rozpa-

TABELA IX

Przeciętne kąty nachylenia północnych i południowych zboczy wydym oraz współczynniki asymetrii

Grupa wydym	Barchany nadmorskie			Wydmy barchano-lukowe			Wydmy lukowe		
	elipt.	parab.	hiper.	elipt.	parab.	hiper.	koł.	elipt.	parab.
Średni kąt nachylenia zboczy pn. φ_{sr}	8,0°	11,0°	8,9°	11,3°	12,4°	11,9°	15,2°	16,5°	15,7°
Średni kąt nachylenia zboczy połudn. ω_{sr}	11,0	14,6	10,0	13,3	13,2	11,7	18,4	17,0	19,0
Współczynnik asymetrii $j = \frac{\text{tg } \varphi_{\text{sr}}}{\text{tg } \omega_{\text{sr}}}$	0,73	0,75	0,89	0,85	0,94	1,0	0,83	0,97	0,83

trzone również proporcje nachylenia stoków wewnętrznych i zewnętrznych — tabela X. Wzrost współczynnika asymetrii — k w obrębie obydwu grup wydym dowodzi, że rozwój zaznacza się między innymi w dążeniu do symetrii nachyleń zboczy wewnętrznych i zewnętrznych.

TABELA X

Przeciętne kąty nachylenia wewnętrznych i zewnętrznych zboczy wydym oraz współczynniki asymetrii

Grupa wydym	Barchany nadmorskie			Wydmy barchano-lukowe			Wydmy lukowe		
	elipt.	parab.	hiper.	elipt.	parab.	hiper.	koł.	elipt.	parab.
Średni kąt nachylenia zboczy wewnętrznych $\frac{\mu + \varphi_2 + \omega_2}{3}$	—	—	—	9°,1	9°,2	9°,5	11,2°	12,5°	12,8°
Średni kąt nachylenia zboczy zewnętrznych $\frac{\eta + \varphi_1 + \omega_1}{3}$	—	—	—	4,1	14,8	12,3	17,5	17,9	18,0
Współczynnik asymetrii $z = \frac{\text{tg } \frac{\mu + \varphi_2 + \omega_2}{3}}{\text{tg } \frac{\eta + \varphi_1 + \omega_1}{3}}$	—	—	—	0,65	0,62	0,77	0,64	0,70	0,71

Formy akumulacyjne kształtujące się pod wpływem działalności morfologicznej wiatru i fal morskich

W strefie przylegającej bezpośrednio do linii brzegowej występują formy akumulacyjne, kształtujące się przy współdziałaniu wiatrów oraz abrazyjno-akumulacyjnej działalności fal morskich.

a. Efemeryczne zaspły plażowe

Morfologia i dynamika efemerycznych form plażowych była już analizowana przez Marsza (70), Mielczarskiego (74), Pawłowskiego (79) i innych. Formy te mają istotne znaczenie w alimentacji nadbrzeżnego wału wydmowego. Przybierają one bardzo różnorodne kształty, najczęściej tworzą nabrzmienia tarczowe, smugi formowane za przeszkodami oraz nieregularne pagórki. Wspomniane formy powstają w wyniku akumulacji eolicznej a następnie są modelowane przez fale sztormowe lub też niszczone w wyniku działalności abrazyjnej. Efemeryczne formy plażowe są dobrze czytelne na zdjęciach lotniczych głównie dzięki temu, że występują na tle wilgotniejszych piasków plażowych (ryc. 47g).

b. Zaczątkowe formy wydmowe plaży¹

Formy te powstają w wyniku akumulacji eolicznej, w tylnej (południowej) części plaży, tworzą one serie drobnych pagórków wydmych zasiedlonych przez roślinność pionierską. W okresach międzysztormowych formy rozrastają się. W czasie sztormów, w wyniku działalności abrazyjnej fal burzowych, następuje wyrównanie odmorskiej (północnej) krawędzi tych wydmy, tworzy się efemeryczny klif wydmy.

c. Nadbrzeżny wał wydmy

Jest on formą typową dla odcinków akumulacyjnych południowego wybrzeża Bałtyku i jest zwykle zorientowany równolegle, do linii brzegowej oraz do podwodnych wałów akumulacyjnych (6). W zależności od charakteru i przewagi procesów (akumulacyjnych lub abrazyjnych), czyli w zależności od stanu dynamicznego plaży oraz tendencji zmian linii brzegowej (73), a także zależnie od lokalnych warunków aerodynamicznych, charakteryzuje się odmiennym profilem poprzecznym. Należy wspomnieć, że podłużne formy akumulowane eolicznie, położone na skraju plaży od strony lądu w zasięgu dużej fali sztormowej, określane są w literaturze jako „wał brzegowy” (121), „wał plażowy” (74), „wałowa

¹ Wg Webera (114) — wydmy plażowe (Vordüne), ze względu na skąpą roślinność nazywane w polskiej literaturze geograficznej „wydmami białymi” (46, 78).

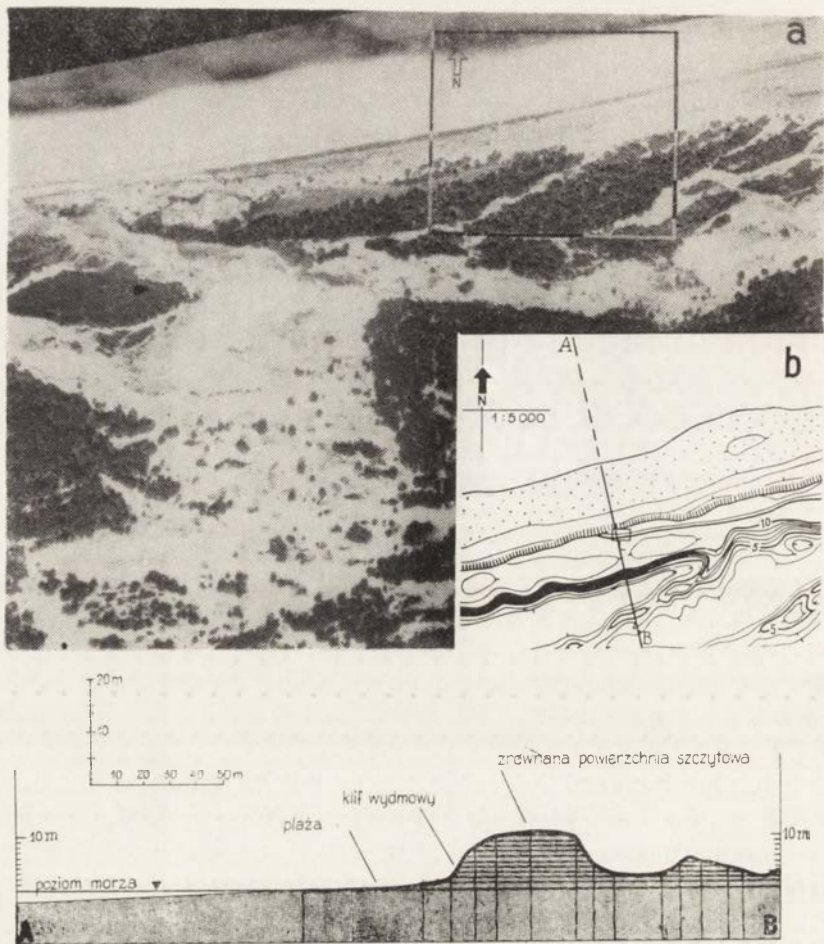
wydma przybrzeżna" (102), „wał wydmy przybrzeżnej" (69). Pojęć tych nie należy jednak utożsamiać z „wałem brzegowym" w rozumieniu Baranieckiego (6), akumulowanym bezpośrednio przez fale morskie na skraju plaży, w sąsiedztwie linii wody.

Na badanym odcinku wybrzeża wyróżniono kilka typów ukształtowania nadbrzeżnego wału wydmowego.

Najbardziej powszechną formą jest utrwalony, zwarty wał wydmowy. Wał ten posiada zróżnicowaną szerokość oraz osiąga przeciętnie wysokość 6—12 m n.p.m. W obrębie wału trudno jest wyróżnić wyraźną linię grzbietową, część szczytowa jest przeważnie spłaszczona a szerokość jej sięga od 20—70 m. Północno-zachodnie zbocza wału noszą charakter stoków proksymalnych. Jednak budująca praca wiatru jest tu ustawicznie niweczona przez abrazyjną działalność fal sztormowych, które podmywają zakumulowany materiał i przyczyniają się do wyrównania krawędzi wału wydmowego. W ten sposób tworzy się charakterystyczny klif wydmowy, o przeciętnym nachyleniu w granicach od 10—40°. Nachylenia przekraczające naturalny kąt zsypania piasków nadmorskich wynoszący 32°, odnoszą się do odcinków klifu podlegających intensywnym procesom korozji. Również stoki południowe (dystalne) nadbrzeżnych wałów wydmowych są strome (przeciętnie 12 — 20°), niekiedy osiągają nachylenia graniczne rzędu 30-32°. Opisany typ wału wydmowego ilustruje rycina 35.

W toku interpretacji zdjęć lotniczych stwierdzono występowanie, w obrębie wałów nadbrzeżnych, charakterystycznych, podłużnych załomów o przebiegu równoległym do krawędzi współczesnego klifu wydmowego. W drodze studiów modelu stereoskopowego ustalono, że nadbrzeżny wał wydmowy składa się z kilku „zrosniętych" wałów, które niekiedy rozdzielają się na samoistne formy wałowe izolowane obniżeniami. Grzbiety poszczególnych wałów przebiegają na różnych wysokościach i są wzajemnie równoległe lub zbieżne, jak to ilustruje rycina 36.

Genezę wielostopniowych nadbrzeżnych wałów wydmowych wiązać należy z akumulacją eoliczną piasków plażowych w cieniu istniejących już wałów wydmowych a następnie wyrównaniem ich linii (w planie) w procesie abrazyjnej działalności morza. Poszczególne formy wałowe zachowały swą odrębność w miejscach zmiany kierunku linii brzegowej. Wyniki interpretacji zdjęć lotniczych nasuwają przypuszczenie, że rozdawanie wałów i tworzenie wyraźnych „wachlarzy" jest śladem mikroetapów regresji morza. Za przedstawioną wyżej genezą form wałowych przemawia ich usytuowanie, prostolinijny zarys oraz podobieństwo struktury wewnętrznej do struktury współcześnie akumulowanych nadbrzeżnych wałów wydmowych. Północne stoki kolejnych wałów są marnymi klifami wydmowymi odizolowanymi współcześnie od wpływów

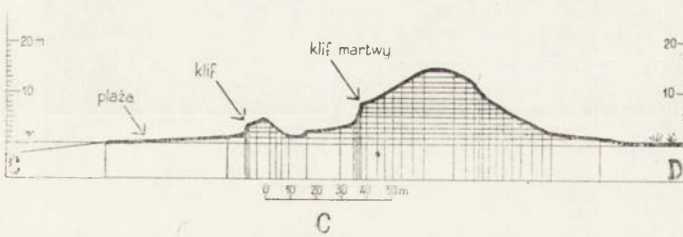
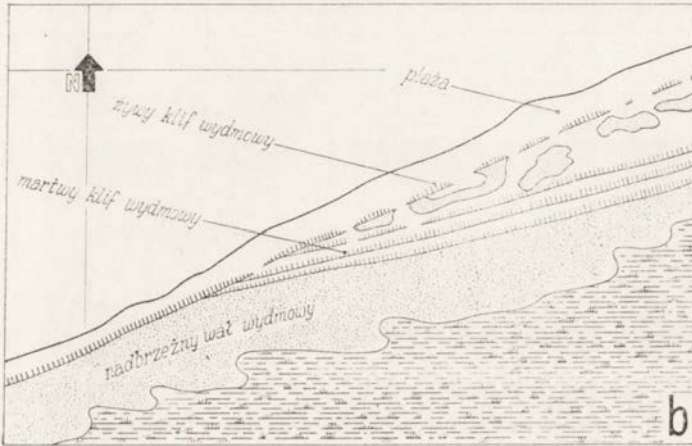


Ryc. 35. Nadbrzeżny wał wydmowy o zrównanej powierzchni szczytowej, utrwalony:

- a — fragment zdjęcia lotniczego w skali 1:10 000
- b — hipsometria wału
- c — profil poprzeczny wału.

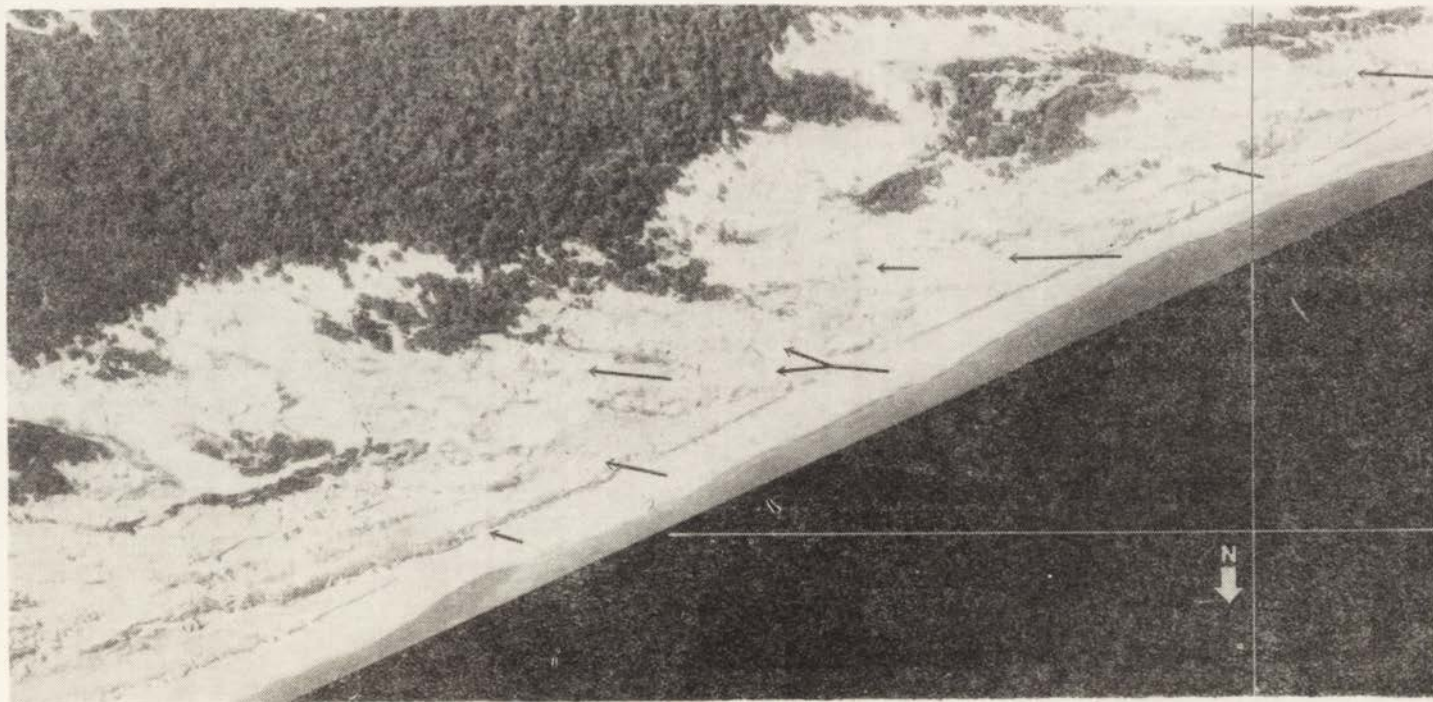
Fig. 35. Coastal dune ridge with level top surface, stabilized:
 a — fragment of air photograph, in 1 : 10 000 scale
 b — contour lines of dune ridge
 c — transverse profile of ridge.

abrazyjnej działalności fal. Martwe klify wydmowe odznaczają się krawędzią rozwiniętą i łagodniejszym nachyleniem stoku, żywe natomiast posiadają krawędź ostro zarysowaną, prostoliniową, a zbocza strome.



Ryc. 36. Wielostopniowy nadbrzeżny wał wydmowy:
 a — fragment zdjęcia lotniczego Przylądka Czołpino w skali 1:10 000
 b — fragment kalki interpretacyjnej
 c — profil poprzeczny wału.

Fig. 36. Stepped coastal dune ridge:
 a — fragment of air photograph of Czołpino Cape, in 1 : 10 000 scale,
 b — fragment of interpretation copy
 c — transverse ridge profile.



Ryc. 37. Rozczłonkowane nadbrzeżne wały wydmore. Fragment zdjęcia lotniczego Mierzei Gardzieńskiej w skali 1:10 000.

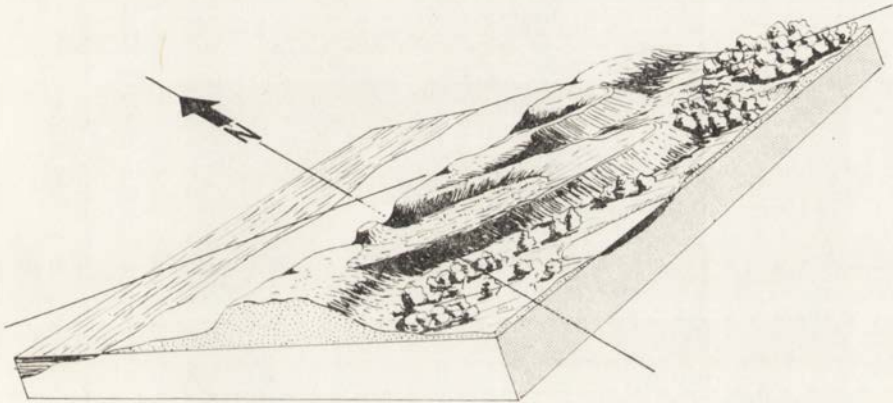
Fig. 37. Dismembered coastal dune ridge, fragment of air photograph of Gardno sand-bar, in 1 : 10 000 scale.

Zdjęcia lotnicze dokumentują proces niszczenia starszych form wałowych, stanowiących źródło alimentacji wydm powstających na zapleczu nadbrzeżnego wału wydmowego.

Na badanym odcinku wybrzeża obserwować można również nadbrzeżne wały wydmowe rozczłonkowane, rozcięte rowami i wylomami o orientacji W-E, powstałymi jako rezultat procesów deflacyjnych, korazyjnych i abrazyjnych. Proces niszczenia nadbrzeżnych wałów wydmowych ilustruje zdjęcie lotnicze (ryc. 37).

d. Zaczątkowe formy łukowe na zapleczu wału wydmowego

Na południowo-wschodniej stronie nadbrzeżnych wałów wydmowych tworzą się liczne poprzeczne występy — loby akumulacyjne (ryc. 38). Po-



Ryc. 38. Blokdiagram młodych form wydmowych czerpiących materiał z nadbrzeżnego wału wydmowego.

Fig. 38. Block diagram of young dune forms, alimented by material from coastal dune ridge.

dobne formy występujące na Mierzei Kurońskiej opisane zostały w 1954 r. przez Gudelisa (32). Wykazują one zgodność orientacji osi geometrycznych z kierunkiem wypadkowym działania współczesnych wiatrów i charakteryzują się znaczną aktywnością. Sądząc po kierunkach osi, formy te powstały w wyniku wiatrów z sektora W — N, a więc z kierunków skośnych w stosunku do linii brzegowej. W procesie rozwoju loby akumulacyjne przekształcają się w wydmy łukowe przylegające ramionami do nadbrzeżnego wału wydmowego (ryc. 39). Niekiedy formy te tylko pozornie wyrastają z nadbrzeżnego wału. W rzeczywistości są znacznie



Ryc. 39. Wydmy łukowe przylegające do nadbrzeżnego wału wydmowego. Fragment zdjęcia lotniczego okolic Boleńca (Mierzeja Łebska) skala 1:5000.

Fig. 39. Arc dunes adjoining coastal dune ridge, fragment of air photograph of region of Bolenies (Łeba sand-bar), in 1 : 5000 scale.

starsze. Powstały w głębi mierzei i tylko dzięki postępującemu procesowi abrazji i przesuwaniu się wału w kierunku południowym znalazły się w sytuacji topograficznej obserwowanej współcześnie.

Nieregularne pagóry wydmore

Oprócz opisanych wyżej regularnych form wydmorewych, na badanym obszarze występują bardzo licznie formy nieregularne. Jak ustalono na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych oraz w wyniku analizy map topograficznych, formy te zajmują znaczne powierzchnie. Występują bądź to w sąsiedztwie form regularnych, bądź też tworzą rozległe pola wydmore jak na przykład obszar pomiędzy Dębina i Rowami. Najczęściej występują w postaci pagórów o średnicy od 5 do 50m, wysokości względnej osiągającej niekiedy 5 — 6m, przeciętnie jednak w granicach 2 — 4m. Stcki proksymalne nachylone są pod kątem 3-7°, dystalne 7-12°. Struktura wewnętrzna, bieg i upad warstw wskazują, że zostały one uformowane przez wiatry z sektora SW-NW.

Drobne formy akumulacyjne

W obrębie opisanych wyżej form, zwłaszcza wydmore regularnych, występują często formy akumulacyjne II-go rzędu. Są to głównie efemeryczne zasp y akumulacyjne (nabrzmienia piaszczyste) nazywane również w literaturze pręgami eolicznymi. Zasp y przybierają kształty podłużne o orientacji poprzecznej w stosunku do kierunku formujących je wiatrów. Osiągają miąższość kilku a niekiedy kilkudziesięciu centymetrów. Układ efemerycznych nabrzmiń piaszczystych jest dobrze czytelny na zdjęciach lotniczych dzięki temu, że występują one na tle ciemniejszej pokrywy zbitych piasków o większej wilgotności, stanowiących podłoże świeżej akumulacji (ryc.47). Na szczególną uwagę zasługuje określony rytm form, zależny najprawdopodobniej od energii podmuchów wiatru w różnych partiach wydmy. Rytmiczność zasp wiąże Stankowski (102) z „*sinusoidalną naturą powiewów wiatru*”.

Nieregularne pagórki wydmore występują przeważnie w strefach cienia aerodynamicznego i tworzą mniej lub bardziej rozległe skupiska. Powstają najprawdopodobniej pod wpływem akumulacyjnej działalności wiatrów o różnych kierunkach i prędkościach. Średnica tych form wynosi 5-10m, wysokość 1-2m. Na zdjęciach lotniczych pagórki wydmore można odróżnić od otaczającego terenu dzięki charakterystycznej, plamistej strukturze obrazu.

Do form akumulacyjnych II-go rzędu zaliczyć należy **stożki nasypowe** akumulowane zwykle u wylotu podłużnych form deflacyjnych (102) i wylomów w nadbrzeżnym wale wydmorem (ryc. 40).

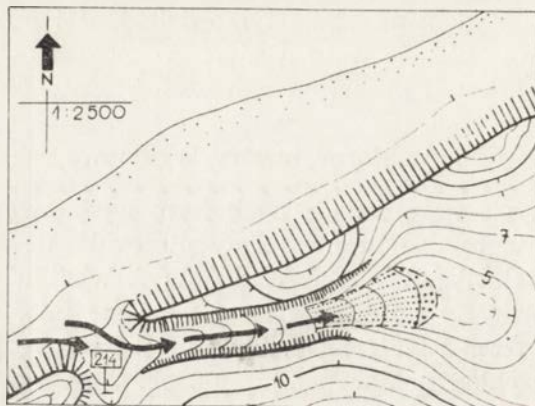


Ryc. 41. Wydma łukowa eliptyczna nr.inw.89. Fragment zdjęcia lotniczego Mierzei Sarbskiej.

- a — lob akumulacyjny
- b — brama deflacyjna
- c — grzędy (żebra) deflacyjne
- d — strefa zasypywania jeziora
- e — płyty zbiorowisk roślinnych
- f — nisze deflacyjne.

Fig. 41. Elliptic arc dune No. 89, fragment of air photograph of Sarbsk sand-bar:

- a — accumulation lobe
- b — deflation gate
- c — deflation rib-like ridges
- d — zone of lagoon filling-in
- e — patches of plant communities
- f — deflation scars.



Ryc. 40. Stożek nasypowy.

Fig. 40. Heaped-up sand cone.

Analogiczną genezę, choć znacznie większe rozmiary, mają loby akumulacyjne formowane zwykle w następstwie przerwania czoła utrwalonej wydmy eliptycznej, w wyniku wzmożonych procesów deflacyjnych. Klasycznym przykładem jest lob akumulacyjny utworzony przed czołem wydmy nr.inw.89 położonej we wschodniej części Mierzei Sarbskiej (ryc. 41).

Zrównania eoliczne, powierzchnie lotnych piasków

Zrównania eoliczne określane również jako powierzchnie lotnych piasków, równiny piaszczyste czy równiny lotnych piasków (46), są to zwykle horyzontalnie płaskie powierzchnie, po których odbywa się transport materiału od źródeł alimentacji aż do form akumulacyjnych. Pozioma powierzchnia uwarunkowana jest wysokością podsiąkania wód gruntowych. Na obszarach tych materiał wiązany jest częściowo przez roślinność, dlatego też Kadar (41) określił je jako „częściowo wiązane piaski lotne”. Skąpa roślinność równin lotnych piasków (jasny ton obrazu) ułatwia rozpoznanie form i określenie ich zasięgu oraz dynamiki rozprzestrzeniania się.

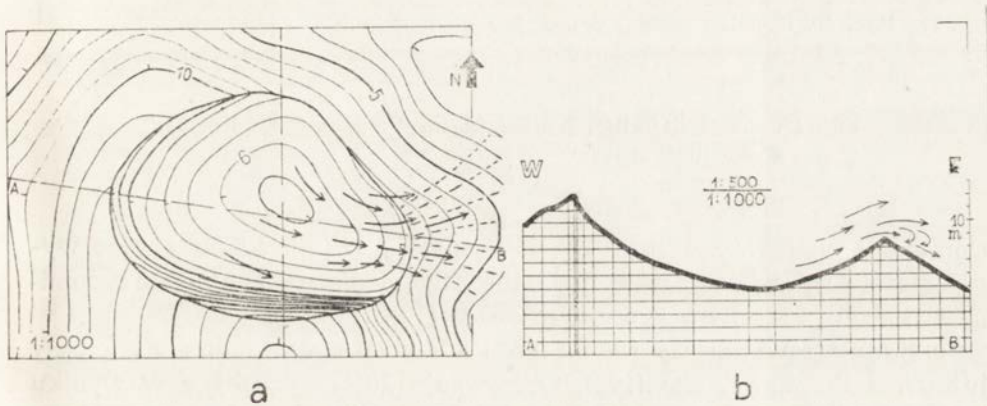
FORMY DEFLACYJNE

Badany obszar charakteryzuje się występowaniem różnorodnych typów form oraz rozległych obszarów deflacyjnych.

Formy deflacyjne wkłęsłe

a. **Wydmuszyska** (46) stanowią niewielkie, owalne (o średnicy 2-10m), płytkie (o głębokości do 1m) odsłonięcia piasków. Są one formami zaczątkowymi powstałymi zazwyczaj w wyniku naruszenia pokrywy glebowej na skutek działalności ludzkiej, powodowanymi przez wykroty lub zwierzęta. Niewielkie, płytkie odsłonięcia piasków wydmowych są zjawiskiem bardzo powszechnym i doskonale widocznym na modelu stereoskopowym w postaci białych plam. Rozrastanie i pogłębianie wydmuszysk prowadzi do powstania niecek deflacyjnych.

b. **Niecki deflacyjne** są formami owalnymi o średnicy w granicach 10-50m i głębokości 1-7m. Kształt i rozmiary niecek zależne są od odporności podłoża na rozwiewanie oraz lokalnych warunków aerodynamicznych. Typową sytuację topograficzną niecki przedstawiono na rycinie 42.



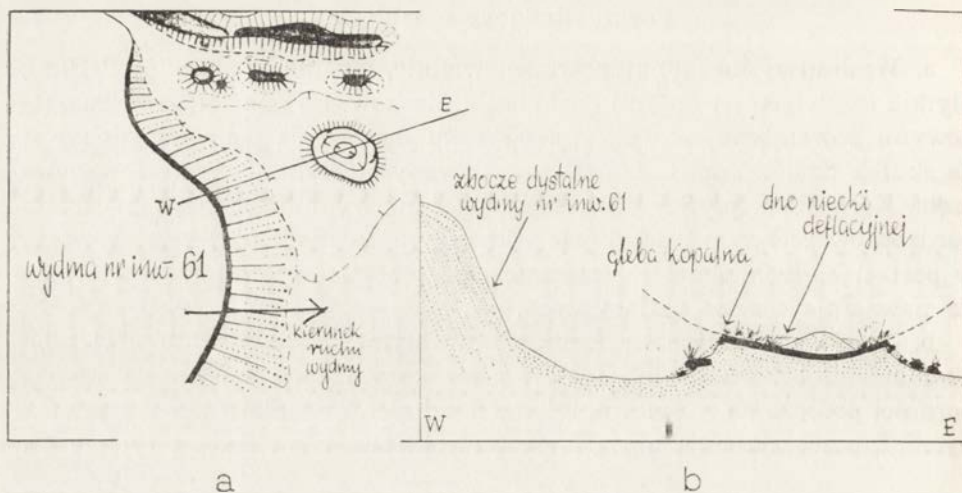
Ryc. 42. Niecka deflacyjna:

- a — topografia
- b — profil.

Fig. 42. Deflation hollow:

- a — topography
- b — profile.

Niecki deflacyjne występują najczęściej na terenie rozwiewanych wydm łukowych oraz w obrębie nadbrzeżnych wałów wydmowych. W czasie badań terenowych na Mierzei Łebskiej stwierdzono istnienie reliktowych niecek deflacyjnych jakie tworzyły się na zapleczu starszych, nieistniejących już dzisiaj wydm. Niecki te powstały przy wyższym niż współczesny poziomie wód gruntowych i zachowały się w formie ostańców, dzięki silnemu utrwaleniu ich dna przez roślinność. Przykładem tego rodzaju formy jest niecka kopalna na przedpolu współcześnie żywej wydmy nr.inw. 61. Sytuację morfologiczną ilustruje szkic na rycinie 43.



Ryc. 43. Kopalna niecka deflacyjna na przedpolu wydmy nr.inw.61
 a — szkic sytuacyjny
 b — profil.

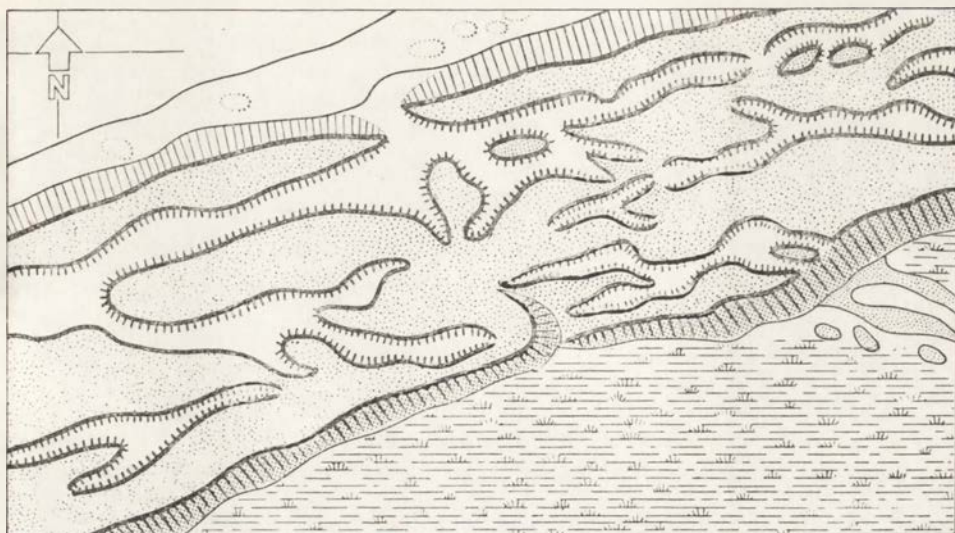
Fig. 43. Fossil deflation hollow in forefield of dune No. 61:
 a — situation
 b — profile.

Dominacja wiatrów z sektora SW-NW sprawia, że niecki deflacyjne wydłużają się i przeistaczają w podłużne zagłębienia deflacyjne, przypominające swym kształtem rynny lub rowy (46).

c. **Rynny (rowy) deflacyjne** na terenie Mierzei Łebskiej opisywane były już przez Stankowskiego (102). Obserwacje autora uzyskane w wyniku interpretacji zdjęć lotniczych wskazują na wielkie znaczenie tych form polegające na dezintegracji mas piasku zakumulowanych w nadbrzeżnym wale wydnowym. Szerokość form sięga przeciętnie 10-30m, długość natomiast wynosi od kilkudziesięciu do 200m, niekiedy 300m. Głębokość rynien osiąga przeciętnie 3-5m. Szczególna obfitość rynien deflacyjnych występuje w obrębie i na zapleczu nadbrzeżnego wału wydnowego, zwłaszcza na Mierzei Gardzińskiej i Łebskiej.

Rozwój sąsiadujących ze sobą rynien deflacyjnych, prowadzi niekiedy do uformowania całego systemu **korytarzy deflacyjnych**. Orientacja wypadkowa osi tych form (75) wskazuje na udział w formowaniu wiatrów z sektora W-SW. Typowy przykład rozwoju sieci korytarzy obserwować można między 196 a 197km wybrzeża, w odległości 50-250m od osi wału nadbrzeżnego (ryc. 44).

d. **Misy deflacyjne** powstają na zapleczu wydm łukowych i barchano-łukowych na skutek wywiania materiału. Przeciętna średnica tych zagłębień waha się w granicach od 50 do 200m. Dno mis jest przeważnie



Ryc. 44. System rynien (rowów) deflacyjnych w obrębie i na zapleczu nadbrzeżnego wału wydmowego w okolicy Boleńca (Zachodnia część Mierzei Łebskiej).

Fig. 44. System of deflation grooves inside and in rear of coastal dune ridge near Boleniec (western part of Łeba sand-bar).

plaskie, uwarunkowane poziomem wód gruntowych. W licznych przypadkach dna obniżen deflacyjnych znajdują się poniżej poziomu wód gruntowych tworząc depresje deflacyjne o okresowym występowaniu wód powierzchniowych. Takie płytkie jeziora obserwować można w okolicy Białogóry oraz w pobliżu Boleńca (Mierzeja Łebska)rycina 45.

e. **Pola (obniżenia) deflacyjne** są wynikiem rozwoju mis deflacyjnych. Stanowią one lekko wklęsłe obniżenia, o dnie płaskim lub też urzeźbionym w charakterystyczny sposób. Pola deflacyjne powstają na zapleczu wielkich form wydmych, w wyniku długotrwałej i intensywnej deflacji. Kształty ich są bardzo urozmaicone i zależą od ewolucji wydmy. Kontur zewnętrzny jest przeważnie owalny, niekiedy od strony wschodniej zakończony ostrym zwięzieniem (jęzorem), które jest wskaźnikiem kierunku morfologicznego rozwoju wydmy (ryc. 46). Długość pól sięga niekiedy 2,0km, przeciętnie jadenok około 700m, szerokość 200 — 400m. Poziom dna pól deflacyjnych uzależniony jest od średniego poziomu wód gruntowych w okresie formowania. Na szczególną uwagę zasługuje rzeźba pól. W ich obrębie występują liczne podłużne formy o charakterze ostańcowym nazwane przez autora grzędami (żebami) deflacyjnymi.

Należy podkreślić, że studia morfologiczne obszarów deflacyjnych na podstawie zdjęć lotniczych są znacznie ułatwione dzięki pośrednim ce-



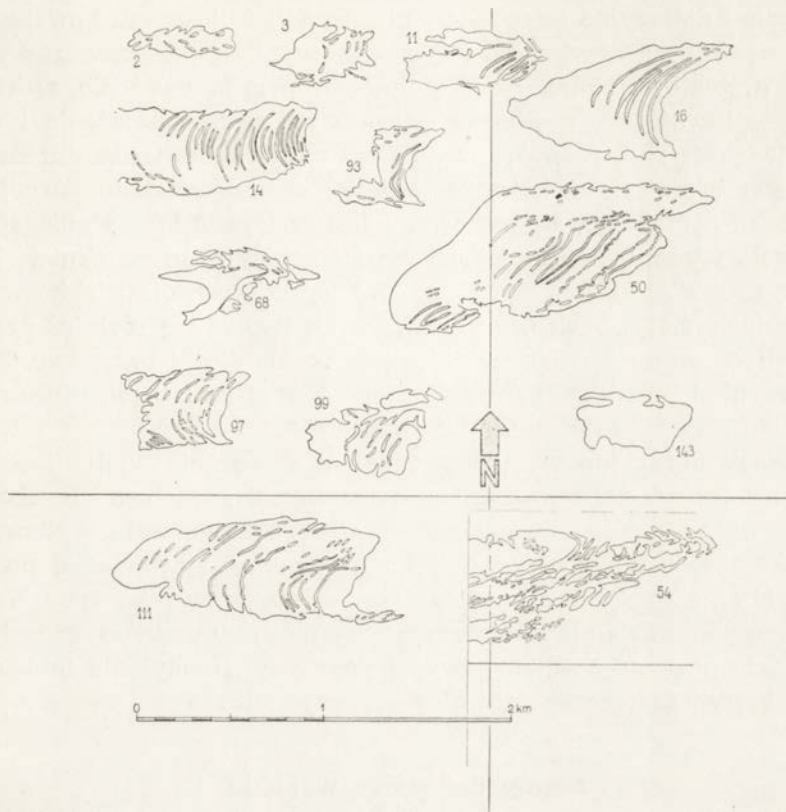
Ryc. 45. Wydma barchano-łukowa nr.inw.45. Fragment zdjęcia lotniczego w skali 1:10000.

- a — okresowe jeziorzka w obniżeniach deflacyjnych
- b — grzędy (żebra) deflacyjne
- c — odsłonięte piaski wydmore
- d — wkraczanie roślinności wydmorej.

Fig. 45. Barchan-arc dune No. 45, fragment of air photograph in 1 : 10 000 scale:

- a — periodical lakelets in deflation hollows
- b — rib-like deflation grooves
- c — exposed dune sands
- d — encroaching dune vegetation.

chom demaskującym jak na przykład szata roślinna. W pracy niniejszej, w drodze konfrontacji zdjęć lotniczych z terenem, ustalono możliwości wykorzystania różnych zbiorowisk roślinnych jako wskaźników sytuacji morfologicznej. W tym celu wykonany został opis roślinności tworzącej pola o jednorodnej tonacji, z zaznaczeniem w obliczu terenu, zasięgów zbiorowisk na zdjęciach (ryc.47). Rozróżnienia i wydzielenia poszczegól-

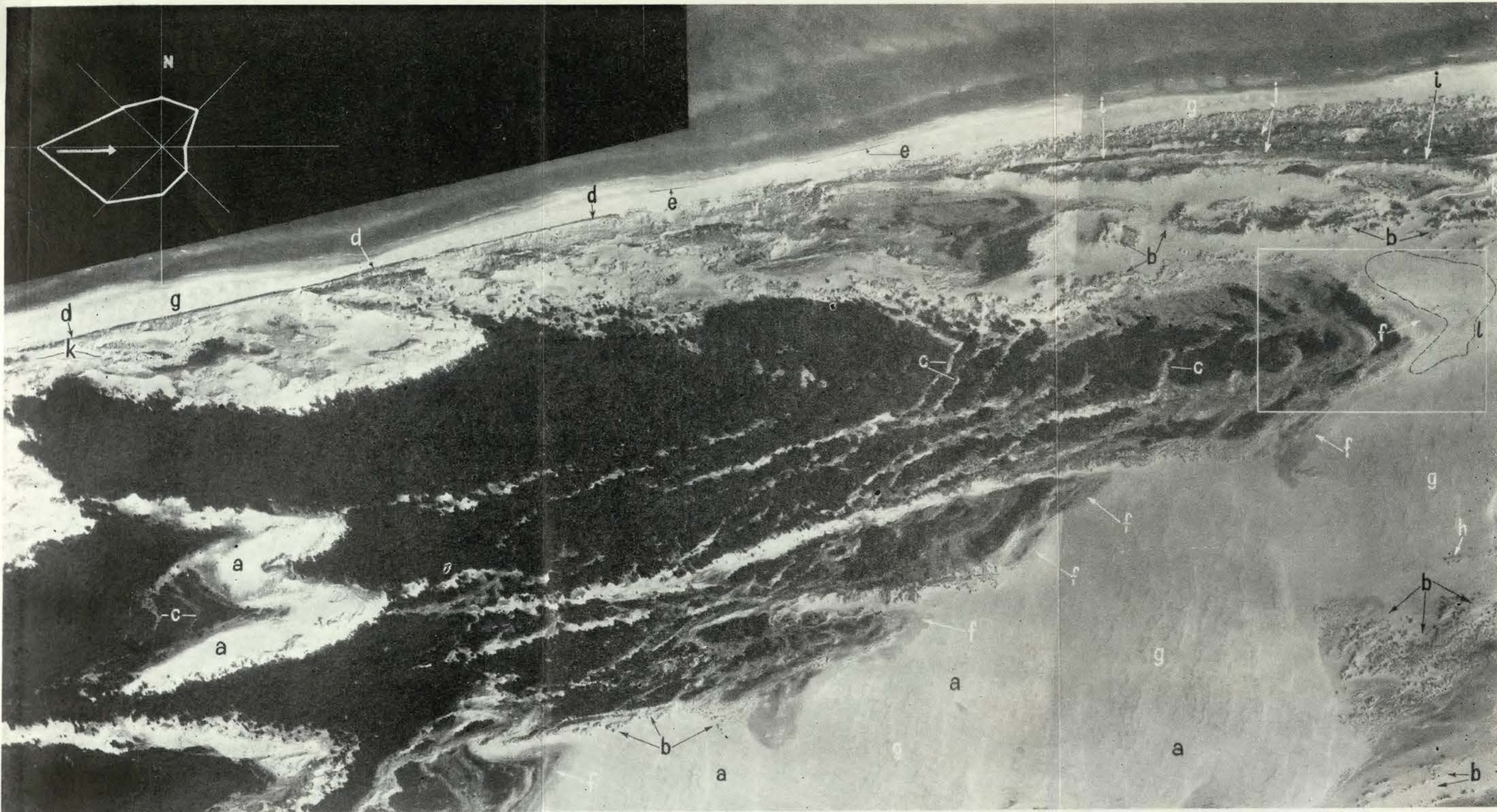


Ryc. 46. Kontury pól deflacyjnych na zapleczu wydm nr.inw.2,3,11,14,16, 50,68,93,97,99,111,143 i 54.

Fig. 46. Contour lines of deflation areas in rear of dunes Nos. 2,3,11,14, 16,50,68,93,97,99,111,143 and 54.

nych zbiorowisk dokonano na podstawie takich właściwości rozpoznawczych jak: kontur pola, struktura obrazu, rozmieszczenie i gęstość elementów struktury pola, stosunek i zależność od rzeźby oraz stopień kontrastu w porównaniu z innymi konturami.

W szczególności ustalono, że roślinność grzęd eolicznych posiada obraz jaśniejszy, o strukturze punktowej — szarym punktem odpowiadają pojedyncze krzaki wierzby wydmowej, ciemnym — sosny. Zbiorowisko zajmuje obszar, który konturem swym odpowiada konturom grzęd deflacyjnych a więc najbardziej przesuszonym fragmentom obniżenia deflacyjnego. Obszar między grzędami porastają płyty wrzосу i młody bór sosnowy o zróżnicowanej gęstości, odznaczający się na zdjęciu ciemnym tonem.



Ryc. 47. Złożone pole deflacyjne w centralnej części Mierzei Łebskiej. Zdjęcie lotnicze w skali około 1:10000.

- a — odsłonięte piaski wydmy
- b — grupy ostańców deflacyjnych
- c — grzędy (żebra) deflacyjne
- d — klif wydmy
- e — efemeryczny klif wydmy
- f — sukcesja roślinności
- g — efemeryczne zaspy piaszczyste
- h — smugi piaszczyste
- i — martwy klif wydmy
- j — system nadbrzeżnych wałów wydmy
- k — rowy deflacyjne.
- l — cmentarzysko leśne

Fig. 47. Complex deflation area in central part of Łeba sand-bar, air photograph in about 1:10 000 scale:

- a — exposed dune sands
- b — group of isolated deflation summits
- c — rib-like deflation grooves
- d — dune cliff
- e — ephemeral dune cliff
- f — succession of vegetation
- g — ephemeral sand drifts
- h — sand streaks
- i — dead dune cliff
- j — system of shoreline dune ridges
- k — deflation trenches
- l — sand-buried forest.

f. **Bramy deflacyjne** są osobliwymi formami eolicznymi. Powstają one w czołowej części wydm łukowych, w wyniku poszerzania wyłomu w partii grzbietowej. Bramy deflacyjne stanowią przewężenie, w którym masy przepływającego powietrza osiągają największe natężenie i posiadają największą siłę transportową. Tu też odbywa się bardzo intensywne przewiewanie materiału, który następnie, po przekroczeniu górnej krawędzi stoku dystalnego, akumulowany jest w formie lobu wybiegającego przed czoło wydmy. Boczne ściany bram deflacyjnych na skutek intensywnych procesów korazji są bardzo strome, dno natomiast lekko wklęsłe lub płaskie (ryc.41). Obok bram centralnych tworzą się również przerwy w skrzydłach wydm i odpowiadające im lokalne stożki nasypowe. Za typowy przykład opisywanej formy uznano bramę deflacyjną uformowaną w czołowej części wydmy nr. inw.89 (ryc.41).

g. **Ściany korazyjne** występują głównie w obrębie wydm intensywnie rozwiewanych, przeważnie na północnych i zachodnich zboczach ostańców oraz na północnych zboczach nadbrzeżnego wału wydmowego. Ściany korazyjne powstają w wyniku niszczenia, wywiewania, podcinania i wybijania ziarn piasku przez piasek unoszony w powietrzu. Najbardziej intensywna działalność korazyjna występuje u podnóża ścian i sięga niekiedy do poziomu 5 -6 m powyżej podstawy. Nachylenie takich zboczy przekracza zazwyczaj naturalny kąt zsypu (32°).

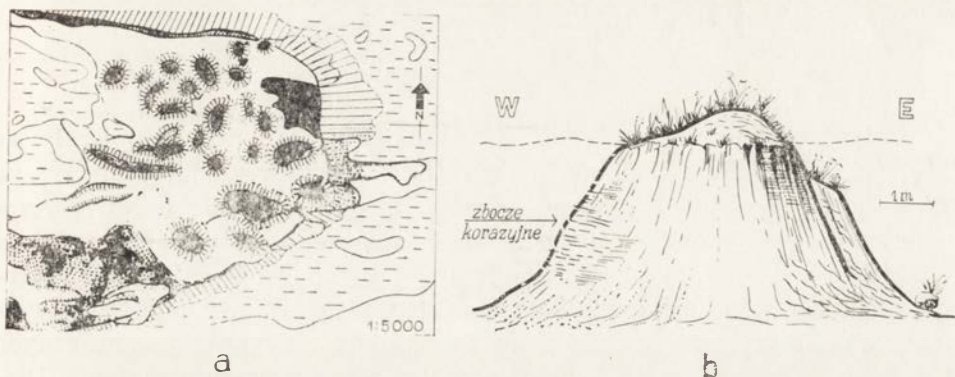
Formy deflacyjne wypukłe

a. **Grzędy deflacyjne** mają zarys łuków współkształtnych z dolną krawędzią zboczy proksymalnych wydm. Charakterystyczne układy grzęd ilustruje ryc.46 i 47. Długość grzęd dochodzi niekiedy do 400m, szerokość 5-10m, wysokość względna od 0,5 do 5m. Badania struktury wewnętrznej i obserwacje współczesnego procesu formowania wskazują na ostańcowy charakter opisywanych form.

Swoistą cechą grzęd deflacyjnych jest rytmiczność ich występowania, widoczna na zdjęciach lotniczych (ryc. 47). Zjawisko rytmiczności wiąże się najprawdopodobniej ze zmianą natężenia procesów deflacji, uwarunkowaną zarówno reżimem wiatrów jak i okresowością w stosunkach wodnych. Przypuszczać należy również, że zaobserwowana rytmiczność form nie wiąże się z różnymi okresami (np. 10-cio letnimi). Dlatego też autor proponuje nazwać zjawisko *cyklicznością deflacji*.

Wyniki pomiaru fotogrametrycznego odstępów pomiędzy osiami grzęd deflacyjnych wskazują, że uformowały się one najprawdopodobniej w odstępach 7-11 letnich. Nasuwa to skojarzenie z cyklicznością występowania plam na słońcu i ich wpływu na warunki klimatyczne. Hipoteza ta wymaga jednak szerszych studiów jak i odpowiedniego udokumentowania.

b. **Ostańce deflacyjne** były już niejednokrotnie opisywane w literaturze wydmowej (36, 46, 47, 102, 121). Geneza ich wiąże się z nierównomiernym niszczeniem starszych wydm. Również na Wybrzeżu Słowińskim formy tego typu występują w obrębie wydm w stadium niszczenia. Szczególnie liczne przykłady ostańców spotkać można na Mierzei Łebskiej i w zachodniej części Mierzei Sarbskiej — ryc.48. Ogólne ich kształt-



Ryc. 48. Grupa ostańców deflacyjnych w zachodniej części Mierzei Sarbskiej.
 a — fragment mapy geomorfologicznej opracowanej metodą interpretacji zdjęć lotniczych
 b — profil ostańca deflacyjnego.

Fig. 48. Group of isolated deflation summits in western part of Sarbsk sand-bar
 a — fragment of geomorphological map, compiled by method of air photograph interpretation
 b — profile of deflation-built dune summit.

ty przypominają hełmy lub kopce o średnicy wahającej się w granicach od 2 — 20m, wysokości względnej sięgającej 1 — 6 m. Typowy profil ostańca deflacyjnego ilustruje rycina 48 b.

Analiza zdjęć lotniczych powtórnych nalotów wskazuje na stopniowe kurczenie się powierzchni szczytowej tych form i zanikanie najmniejszych ostańców.

VII EWOLUCJA FORM EOLICZNYCH

Dotychczasowe próby ustalenia ewolucji form eolicznych opierały się głównie na analizie podobieństwa różnych form rozwijających się na tym samym terenie. Niektórzy badacze, stosując metodę porównawczo-morfologiczną, zaliczali do tego samego szeregu ewolucyjnego formy obserwowane w obrębie różnych obszarów wydmych na świecie. Tymczasem coraz więcej zwolenników zyskuje pogląd, że ewolucja form wydmych zależy od całokształtu warunków fizyczno-geograficznych a zwłaszcza reżimu wiatrów panujących w rozpatrywanym regionie. Dlatego też nie można mówić o jedynym ewolucyjnym szeregu rozwoju form eolicznych w skali światowej, lecz może być mowa o różnych cyklach ewolucyjnych w zależności od tego, jaki jest na badanym terenie rozkład energetyczny wiatrów, czy istnieją sprzyjające warunki rozwoju roślinności, czy istnieją odpowiednie zasoby materiału piaszczystego. Zdaniem autora, badanie ewolucji powinno dotyczyć konkretnego obszaru wydmy oraz polegać na obserwacji rozwoju, o ile to jest możliwe, tych samych form w określonych odstępach czasu.

Kierując się tą zasadą podjęto próbę wyjaśnienia ewolucji form eolicznych w oparciu o stwierdzone zmiany morfologiczne, na podstawie:

- porównania różnowiekowych materiałów kartograficznych (tendencja ogólna),
- porównania zdjęć lotniczych wykonywanych w kilkuletnich odstępach czasu (1951, 1958, 1964, 1968),
- porównania planów sytuacyjno-wysokościowych wykonanych metodą fotogrametryczną.

Należy podkreślić, że wszystkie z przytoczonych metod noszą charakter ścisły i umożliwiają uzyskanie wyników w postaci wartości liczbowych. Ponadto metoda interpretacji zdjęć lotniczych umożliwia badanie zmian w sposób kompleksowy, z uwzględnieniem wielu czynników i zjawisk towarzyszących, ułatwiających ustalenie związków genetycznych między różnymi formami rzeźby eolicznej. Przez porównanie zdjęć tego samego terenu wykonanych w określonych odstępach czasu można ustalić

sukcesywnie zmiany morfologii wydm a następnie odtworzyć etapy ich ewolucji.

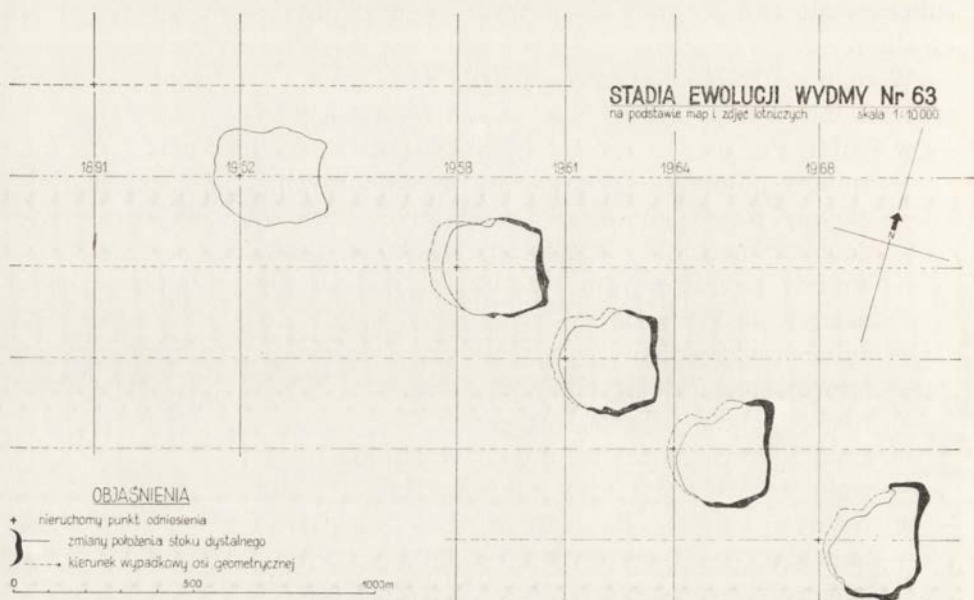
W toku analizy porównawczej zdjęć lotniczych i map topograficznych stwierdzono następujące rodzaje zmian morfologicznych:

- w odniesieniu do form akumulacyjnych:
 - zmiany położenia i zarysu stoków dystalnych,
 - zmiany przebiegu osi morfologicznych form (zmiana parametrów geometrycznych — rozrastanie radialne, pęcznienie),
 - zmiany profilu wydm wzdłuż osi geometrycznej (zmiany kątów nachylenia stoków),
 - zmiany wysokości,
 - rozwój stożków nasypowych,
 - rozwój lobów akumulacyjnych,
 - zmiany form akumulacyjnych w obrębie plaży,
 - zmiany układu form efemerycznych;
- w odniesieniu do form deflacyjnych:
 - pojawianie się nowych ognisk deflacji,
 - zmiany zasięgów pól piasków lotnych,
 - zmiany zarysu wklęsłych form deflacyjnych,
 - kurczenie się i zanikanie ostańców deflacyjnych
- zmiany towarzyszące:
 - zmiany układu zbiorowisk roślinnych (sukcesja roślinności),
 - zmiany granic lasów w wyniku zasypywania,
 - zmiany przebiegu linii brzegowej morza,
 - zmiany położenia klifu wydmcowego w wyniku abrazji,
 - pojawianie się nowych nadbrzeżnych wałów wydmych,
 - zmiany linii brzegowej jezior w wyniku zasypywania.

EWOLUCJA FORM WYDMQWYCH

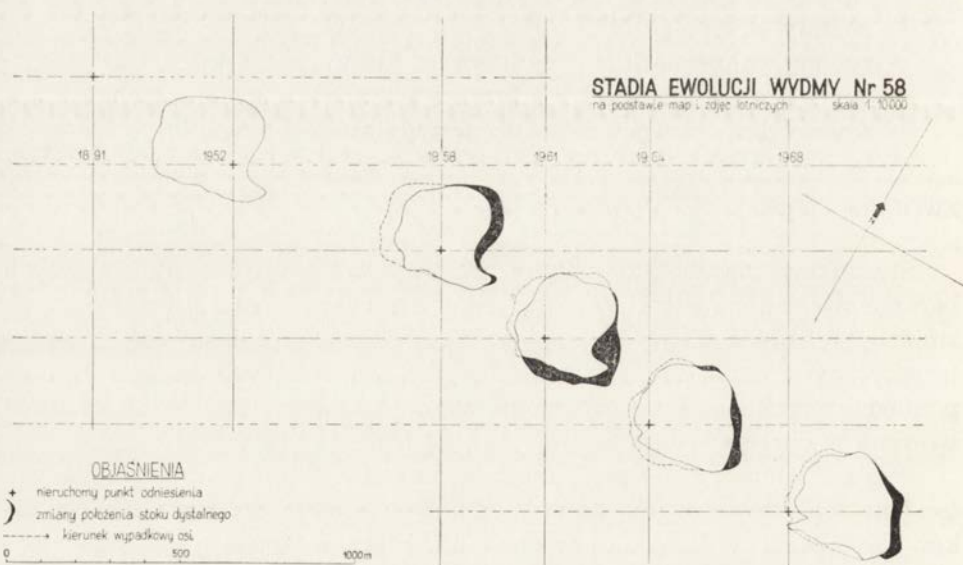
Stosunkowo największe zmiany zaobserwowano na obszarze czynnych barchanów nadmorskich. W celu ustalenia charakteru i kierunku tych zmian przebadano 23 wydmy sporządzając tabele porównawcze. Charakterystycznym przykładem ewolucji wydm stanowiących ogniwa łączące pomiędzy barchanami a formami barchano-łukowymi są zmiany zaobserwowane w obrębie wydm nr inw. 58 i 63 (ryc. 49 i 50).

Analiza zaobserwowanych mutacji pozwala wnioskować o ogólnych tendencjach rozwojowych. Istnieje mianowicie stałe przesuwanie się stoków dystalnych w kierunku wschodnim, któremu towarzyszy odpowiednia zmiana położenia osi morfologicznej. Jednocześnie ulega zmianie geometryczny kształt osi od łuku okręgu lub elipsy, poprzez parabolę, do łuku hiperboli (wzrost wartości liczbowej mimośrod e). Równoczesnej



Ryc. 49. Stadia ewolucji wydmy nr.inw.63.

Fig. 49. Evolutionary stages of dune No. 63.



Ryc. 50. Stadia ewolucji wydmy nr.inw.58.

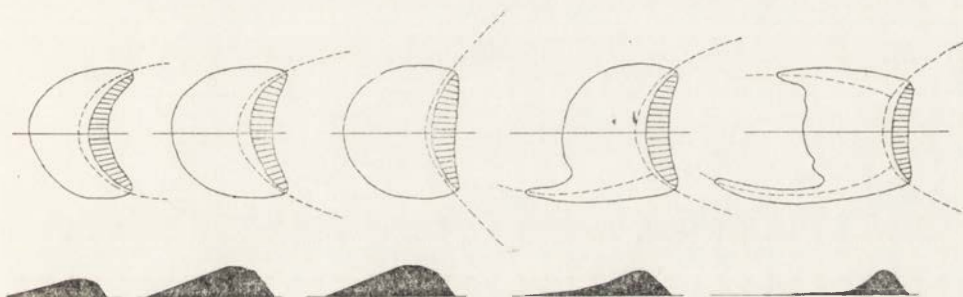
Fig. 50. Evolutionary stages of dune No. 58.

ewolucji ulega profil wydmy w płaszczyźnie osi geometrycznej; przejawia się to we wzroście kąta nachylenia stoku proksymalnego i ogólnej dążności do symetrii nachyleń zboczy. Na podstawie przekrojów pionowych barchanów stwierdzono oscylację ich wysokości w zależności od stadium rozwoju.

Migracja głównej masy piasku związana jest z postępowaniem procesu wywiewania materiału z zaplecza i wydłużania obszaru deflacyjnego w kierunku wschodnim, przy czym zwiększanie powierzchni obniżenia deflacyjnego jest szybsze od wzrostu areалу zasypanego przedpola wydmy.

W przypadkach nagromadzenia większych ilości materiału tworzy się szereg złożony z kilku barchanów. Wydmy występujące w czole tego szeregu, z uwagi na napotkane przeszkody, poruszają się wolniej. W związku z tym są doganiane przez formy przemieszczające się w tyle szeregu. W rezultacie następuje zrastanie barchanów (mapa II).

Uogólniając spostrzeżenia dotyczące zmian na obszarze barchanów można przedstawić schemat ewolucji tych form (ryc.51).



Ryc. 51. Schematyczna rekonstrukcja stadiów ewolucji barchanów nadmorskich.

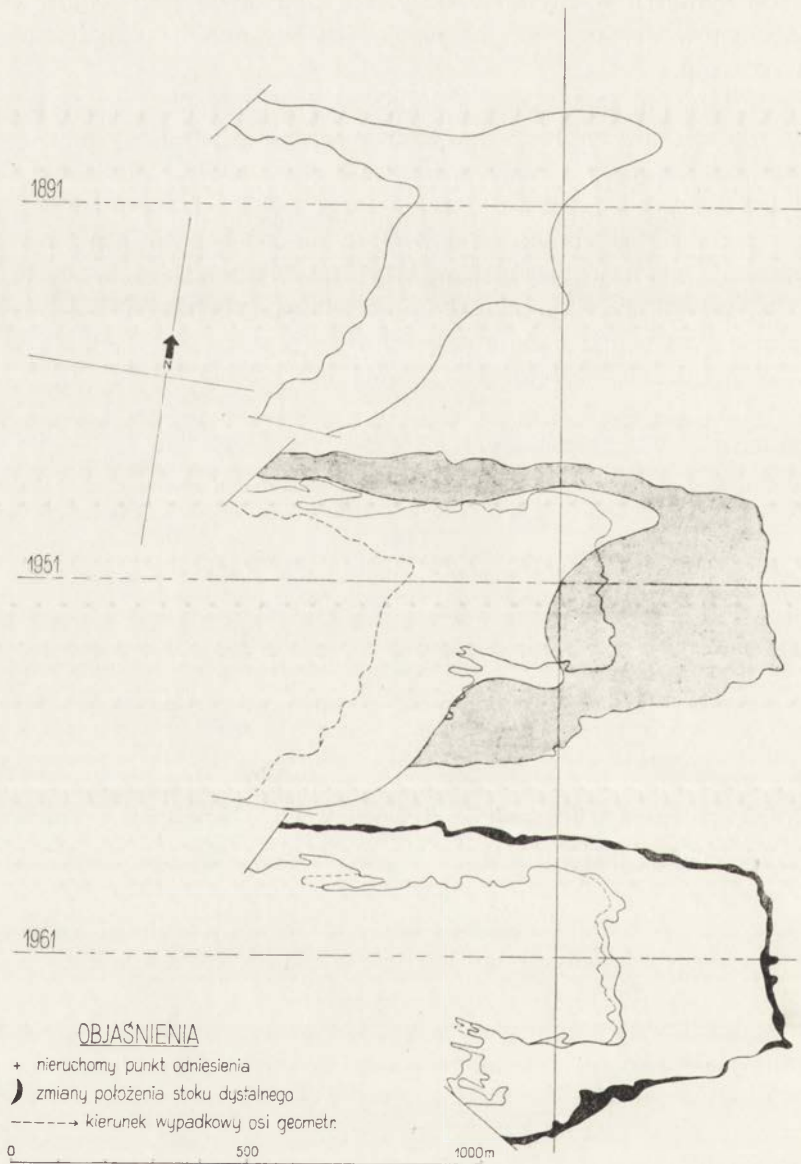
Fig. 51. Diagrammatical reconstruction of evolutionary stages of shore barchans

We wszystkich stadiach rozwoju barchanów występuje zjawisko przyrastania charakterystycznych ramion łukowych, skierowanych na zachód. Jest to wynikiem utrwalaenia i wiązania piasków na północnych i południowych stokach wydmy przy jednoczesnym przesuwaniu się w kierunku wschodnim podstawowej masy materiału zgromadzonej w części czołowej. Morfologicznym skutkiem tego procesu są wydmy barchano-łukowe, noszące cechy barchanu i wydmy łukowej.

Zmiany zachodzące na obszarze wydmy barchano-łukowych zilustrowano na przykładzie formy nr inw. 45 (ryc. 52).

W wyniku przeprowadzonych badań 24 wydmy barchano-łukowe stwierdzono, że ich stoki dystalne ulegają stopniowemu przemieszczaniu, a oś morfologiczna części czołowej — odpowiedniej zmianie krzywizny, analogicznie, jak to miało miejsce w przypadku barchanów. W miarę prze-

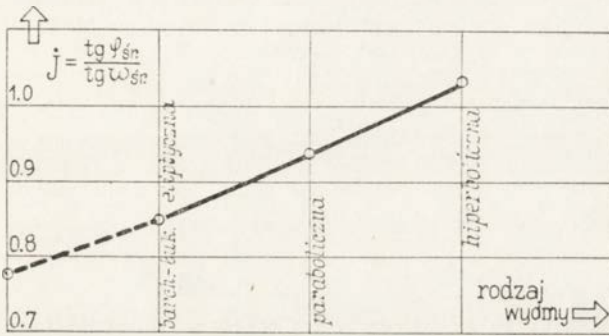
STADIA EWOLUCJI WYDMY Nr 45
 na podstawie map i zdjęć lotniczych skala 1:10000



Ryc. 52. Stadia ewolucji wydmy nr.inw.45.

Fig. 52. Evolutionary stages of dune No. 45.

suwania się czoła wydm, wydłużają się ich ramiona łukowe zwrócone ku zachodowi oraz zmienia się ich charakterystyka geometryczna (e). W procesie ewolucji za wcześniejsze uznać należy te formy, których ramiona zwrócone w kierunku zachodnim mają kształt łuków koła lub elipsy, za późniejsze — te, których oś morfologiczna ramion zachodnich ma kształt paraboli. Mamy więc tu do czynienia ze zjawiskiem rozrastania i poszerzania wydm. Proces ten dokumentują wyniki analizy porównawczej materiałów kartograficznych i zdjęć lotniczych (ryc.52). Zmianie ulega również profil wydm w płaszczyźnie osi geometrycznej, przy czym wyraźnie widoczna jest tendencja zrównania kątów nachylenia stoku proksymalnego i dystalnego. Podobnie nachylenie stoków północnych i południowych a także wewnętrznych i zewnętrznych, w miarę ewolucji wydm barchano-łukowych, wykazują tendencję do symetrii (ryc. 53).



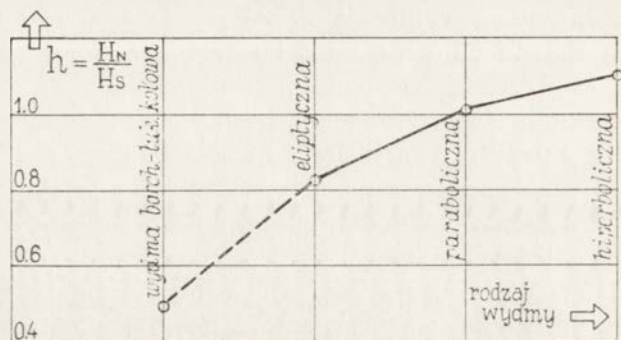
Ryc. 53. Zmiany współczynnika asymetrii nachylenia stoków północnych i południowych w zależności od stadium rozwoju wydm barchano-łukowych.

Fig. 53. Changes in asymmetry coefficient in slope gradient of northern and southern arms, depending on stage of evolution of barchan-arc dunes.

O ewolucji świadczą również zmiany w stosunkach wysokościowych, przy czym na szczególną uwagę zasługuje stosunek przeciętnej wysokości względnej ramienia północnego i południowego — h . Stosunek ten ulega stopniowej zmianie od wartości 0,5 dla wydm barchano-łukowych kołowych, aż do 1,1 dla wydm barchano-łukowych hiperbolicznych (ryc.54).

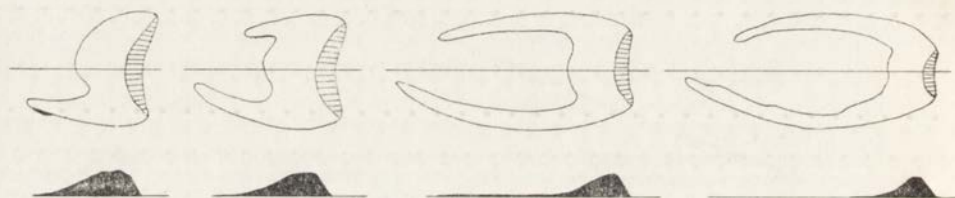
Podsumowując obserwacje nad ewolucją wydm barchano-łukowych należy stwierdzić, że są one kontynuacją ewolucji barchanów w warunkach zwiększonego udziału roślinności. Próbę schematycznego ujęcia tego etapu przeobrażeń wydm nadmorskich ilustruje rycina 55.

W końcowym stadium ewolucji wydm barchano-łukowych następuje zanik barchanopodobnego czoła zaś wydmy przeistaczają się w formy



Ryc. 54. Zmiany współczynnika asymetrii wysokości ramion północnych i południowych w zależności od stadium rozwoju wydmy barchano-łukowych.

Fig. 54. Changes in asymmetry coefficient in height of northern and southern arms, depending on stage of evolution of barchan-arc dunes.



Ryc. 55. Schematyczna rekonstrukcja stadiów ewolucji wydmy barchano-łukowych.

Fig. 55. Diagrammatical reconstruction of evolutionary stages of barchan-arc dunes.

łukowe. Proces ten spowodowany jest najprawdopodobniej wyczerpaniem materiału zużywanego na rozbudowę czoła i ramion łukowych oraz odcięciem formy od źródeł alimentacji. Osłabienie transportu i akumulacji materiału sprzyja rozwojowi roślinności, która tym skuteczniej wiąże i utrwala wydmy. Moment zahamowania ruchu wydmy łukowej stanowi stadium rozwoju odpowiadające równowadze dwu podstawowych czynników morfotwórczych — wiatrów i roślinności. W ten sposób wydma eliptyczna stanowi rodzaj „wędrującej formy równowagi”, mający swój odpowiednik w postaci śródlądowych wydmy parabolicznych (28).

Przykładowy obraz przemian morfologicznych w procesie ewolucji wydmy łukowych-eliptycznych przedstawiono na ryc.56.

Na podstawie analizy zmian 82 wydmy łukowych-eliptycznych ustalono, że ulegają one ciąglemu choć powolnemu rozrastaniu radialnemu z niewielką przewagą kierunku SE, co znajduje swoje uzasadnienie w rozkładzie panujących wiatrów. Rozrastanie się formy jest wypadkową spo-

STADIA EWOLUCJI WYDMY Nr 48

na podstawie map i zdjęć lotniczych skala 1 : 10 000

0 500m

1891



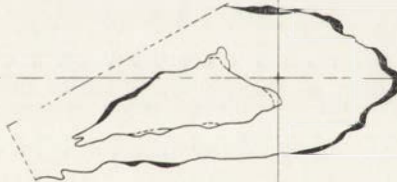
1951



1958



1961



1964



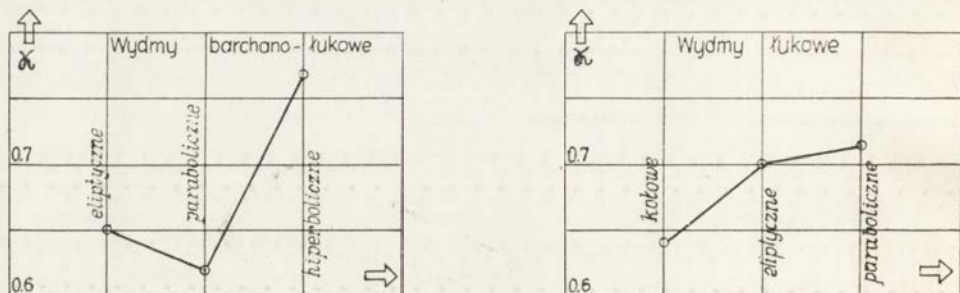
Ryc. 56. Stadia ewolucji wydmy nr.inw.48.

Fig. 56. Evolutionary stages of dune No. 48.

radycznych wyłomów w utrwalonej powierzchni wydmy, powstawania jam deflacyjnych i wyrw a następnie akumulacji wywianego materiału na stoku zewnętrznym.

Rozwojowi wydym odpowiada wzrost mimośrodowi osi morfologicznej — e od wartości 0,6 do 0,97. Jednocześnie zarys osi zmierza do geometrycznej niemal regularności.

Ewolucja profilu wydym łukowych przejawia się we wzroście wskaźnika asymetrii (dążności do symetrii) nachylenia stoków proksymalnych i dystalnych — i . Wzrasta również, w miarę rozwoju wydym łukowych i barchano — łukowych, wartość wskaźnika α wyrażającego stosunek średniego nachylenia stoków wewnętrznych do zewnętrznych (ryc. 57).

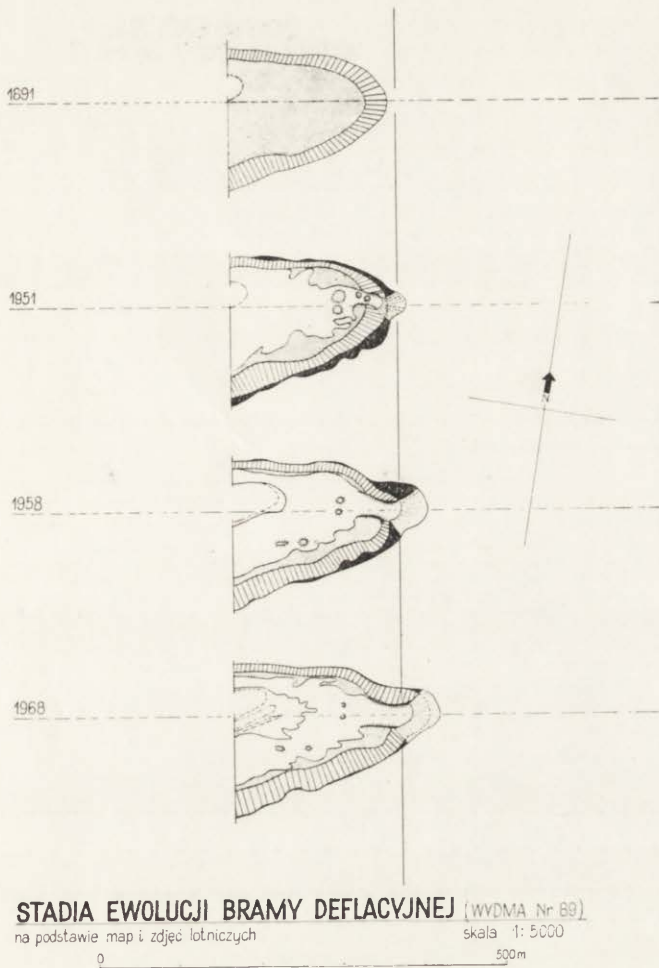


Ryc. 57. Zmiany współczynnika asymetrii nachylenia stoków wewnętrznych i zewnętrznych w zależności od stadium rozwoju wydym barchano-łukowych i wydym łukowych.

Fig. 57. Changes in asymmetry coefficient in gradient of interior and exterior slopes, depending on stage of evolution of barchan-arc and arc dunes.

Proporcjonalnie do przesuwania się i rozrastania osi morfologicznej następuje wzrost obszaru obniżenia deflacyjnego, przy czym wywiewanie materiału z zaplecza wydmy, sądząc po układzie regularnych linii ostańców deflacyjnych (grzęd), przebiega w sposób cykliczny.

Forma łukowa eliptyczna nie stanowi ogniwa końcowego w ciągu ewolucyjnym, chociaż, jak już wspomniano, wydmy tego typu są najczęściej reprezentowane. Stanowi ona, zdaniem autora, węzeł łączący fazę starzenia z fazą obumierania (niszczenia) formy. Na obszarze wielu wydym eliptycznych, w znacznym stopniu utrwalonych (nr inw.4,7,9,67,68,101) zaobserwowano charakterystyczne ożywienie procesów erozyjnych w strefie czołowej. Wynikiem tych procesów jest przerwanie utrwalonej powierzchni łuku wydmy i utworzenie charakterystycznej bramy deflacyjnej, przez którą odbywa się transport wywiewanego materiału. Fazy rozwoju bramy deflacyjnej i kształtowania się charakterystycznego lobu akumulacyjnego zilustrowanego na rycinie 58.



Ryc. 58. Stadia ewolucji bramy deflacyjnej

Fig. 58. Evolutionary stages of deflation gate.

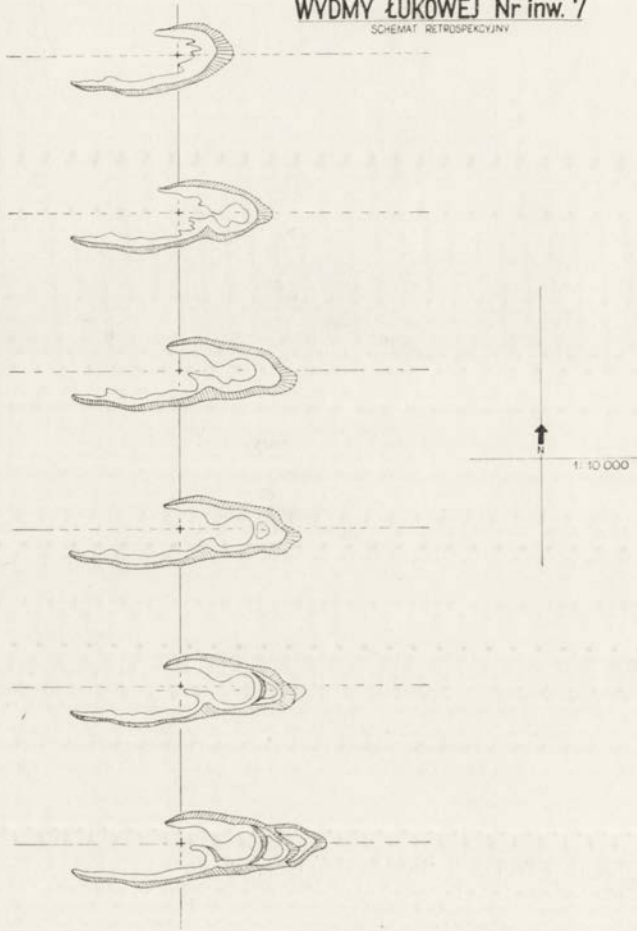
Procesy przekształceń w części czołowej wydym łukowych obserwowane na terenie badań przedstawiono schematycznie na rycinie 59.

Uogólniając spostrzeżenia dotyczące ewolucji wydym łukowych dokonano próby schematycznego odtworzenia stadiów rozwoju (ryc.60).

Szczególny przypadek przeobrażeń stanowi wydma łukowa nr inw.22, na przedpolu której uformowały się charakterystyczne forpoczty w postaci małych form łukowych z typową niecką deflacyjną, zbudowanych jako rezultat rozwiania części czołowej formy macierzystej (ryc.61).

Zgodnie z przedstawionym schematem, końcowe stadium rozwoju

STADIA EWOLUCJI
WYDMY ŁUKOWEJ Nr inw. 7
SCHEMAT RETROSPEKTYWNY



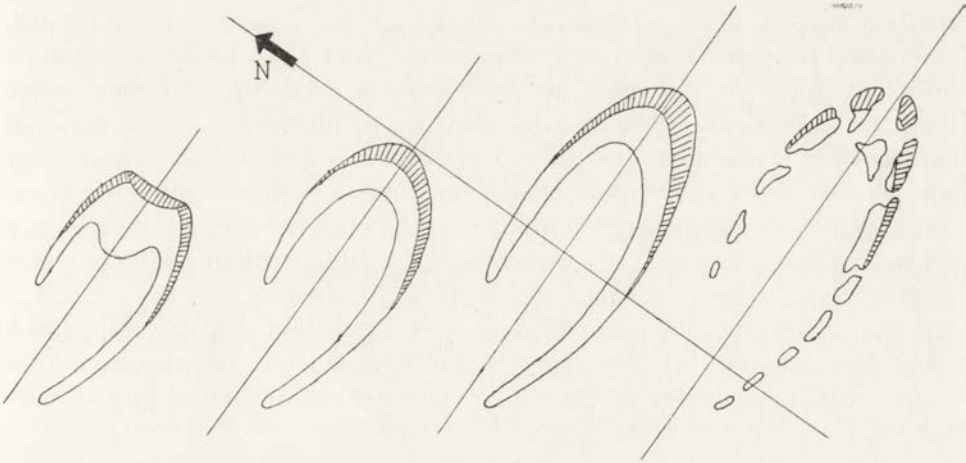
Ryc. 59. Stadia ewolucji wydmy łukowej nr.inw.7. (schemat retrospektywny)

Fig. 59. Evolutionary sages of arc dune No. 7 (retrospective pattern).

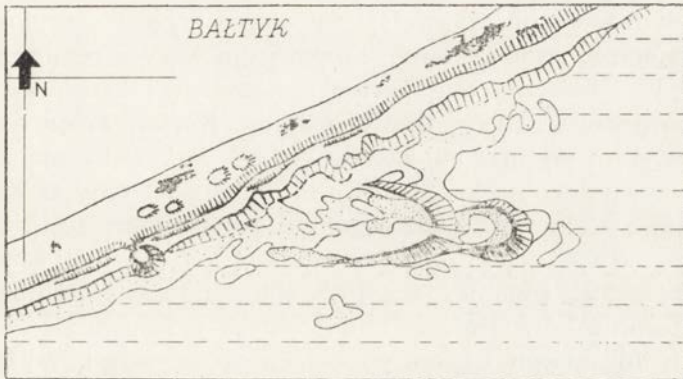
wydm łukowych stanowią wydmy paraboliczne. Są one zwykle w znacznym stopniu zniszczone, a kształt osi morfologicznej można rekonstruować jedynie w oparciu o przebieg ostańców.

EWOLUCJA OBSZARÓW DEFLACYJNYCH

Opisana wyżej ewolucja wydm pozostaje w ścisłym związku z rozwojem pól deflacyjnych. Na podstawie porównania zasięgów obszarów deflacyjnych na zapleczu kilkudziesięciu wydm, w określonych odstępach czasu (zdjęcia lotnicze 1952,58,64,68r) stwierdzono, że obszary te ulegają



Ryc. 60. Schemat stadiów ewolucji wydmy łukowej
 Fig. 60. Pattern of evolutionary stages of arc dunes.



Ryc. 61. Szkic morfologiczny wydmy łukowej nr.inw.22
 Fig. 61. Rough morphological map of arc dune No.22.

współcześnie systematycznemu wydłużaniu w kierunku wschodnim oraz poszerzaniu w kierunku północnym i południowym. Jest to rezultatem intensywnych procesów wywiewania, którym towarzyszy sukcesja roślinności.

Obraz fotograficzny dowolnego obszaru deflacyjnego (ryc.47) ilustruje stopniowe opanowywanie przez roślinność młodych obszarów wywiania. Charakterystyczne zróżnicowanie struktury obrazu zagłębień deflacyjnych dowodzi, że roślinność wkracza na te obszary w określonym porządku zbiorowisk, przy czym sukcesja roślinności w obrębie różnych pól deflacyjnych jest w różnym stopniu zaawansowana. Poszczególnym

stadium szeregu sukcesyjnego, odpowiada strefowe następstwo kolejnych zespołów, których zasięg i wzajemne usytuowanie (niekiedy i przybliżony skład florystyczny) mogą być określone w drodze interpretacji zdjęć lotniczych. W każdym razie, zdjęcia stanowią niezwykle cenny materiał ułatwiający wydzielenie konturów płatów i zespołów roślinnych przy opracowywaniu mapy fitosocjologicznej. Obrys płatów roślinnych uwarunkowany jest zazwyczaj czynnikiem lokalnym, zwłaszcza jak wykazały połowe badania porównawcze, morfologią i nawilgoceniem podłoża, a także glebowymi i hydrochemicznymi warunkami środowiska. Przy zarastaniu stanowisk nowych, pozbawionych jeszcze roślinności, powstają nowe płaty zespołów (ryc.47), przy tym, jak już wspomniano, największe szanse mają gatunki rosnące w bezpośrednim sąsiedztwie, zwłaszcza gdy są bardzo liczne i wydają długie rozłogi.

Analiza obrazu fotograficznego zespołów roślinnych w powiązaniu z morfologią obszarów deflacyjnych umożliwia retrospektywną ocenę procesów. Wskazuje ona również na charakterystyczną cykliczność występowania zespołów roślinnych, związanych z morfologią obszarów. W obrazie tym wyraźnie wydzielają się zarysy grzęd deflacyjnych (żeber). Są one wzajemnie współkształtne i występują w dość regularnych odstępach. Grzędy odznaczają się jasnym fototonem i kropkową strukturą, której odpowiada określony zespół roślinny. Kształt grzęd deflacyjnych, charakterystyczny rytm i odległość między nimi, wskazują na kierunki i okresy największego nasilenia deflacji. Ponieważ grzędy są współkształtne z podstawą stoku proksymalnego wydmy w poszczególnych stadiach jej rozwoju, można z ich przebiegu wnioskować o ewolucji samej wydmy.

Zachodzi jednak pytanie, jaka jest relacja pomiędzy tempem rozwoju wydmy (akumulacją) a postępem deflacji, jak przesuwa się czoło wydmy w stosunku do aktywnej granicy obszaru deflacyjnego. Wyjaśnienie tej kwestii wymagało koincydencji zdarzeń morfologicznych w oparciu o różnowiekowe zdjęcia lotnicze.

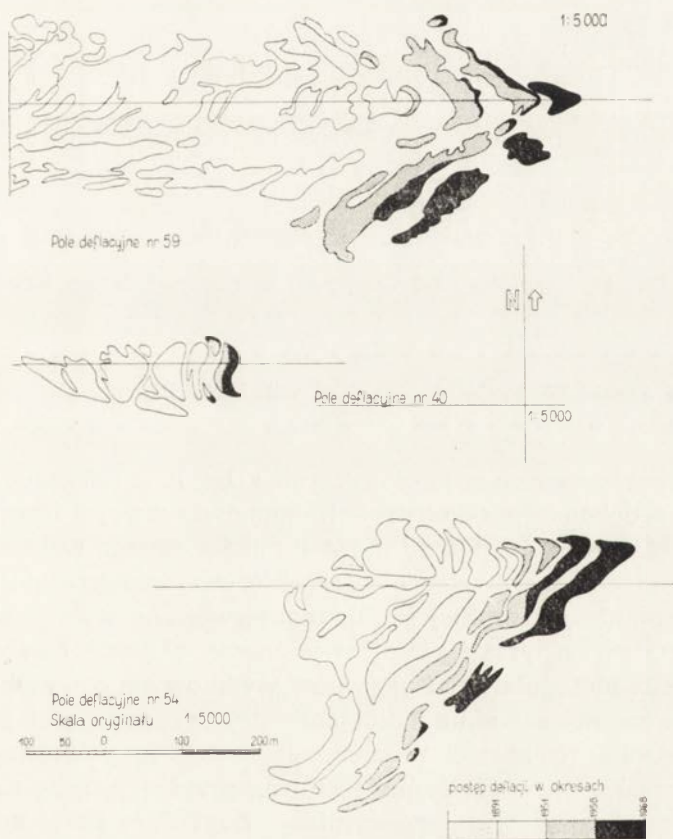
Analiza zmian w obrębie obszarów deflacyjnych oraz wyniki przeprowadzonych pomiarów sugerują podobieństwo morfologii i rytmu ukształtowania tych obszarów. Chociaż stopień podobieństwa i wyrazistość są różne, można tu upatrywać, obok przyczyn natury środowiskowej, również działania ogólniejszych, niezależnych praw przyrody wpływających na obraz morfologiczny, najprawdopodobniej za pośrednictwem klimatu. O wpływie czynnika planetarnej cyrkulacji atmosferycznej na procesy morfologiczne wspominał już Majdanowski (66). Chociaż oddziaływanie zmiennej aktywności Słońca na zjawiska klimatyczne Ziemi nie jest jeszcze naukowo udokumentowane, to jednak niektóre zdarzenia zapisane w morfologii obszarów deflacyjnych można paralelizować w czasie ze zmianami aktywności Słońca.

Szczegółowych pomiarów zmierzających do ustalenia tempa deflacji (pomiaru odległości między grzędami) dokonano w oparciu o zdjęcia lotnicze. Przeprowadzono również próby wykorzystania do tych celów metody profili mikrofotometrycznych polegającej na pomiarze gęstości optycznej obrazu fotograficznego platów zespołów roślinnych. Niewielka ilość prób nie pozwala jednak ustalić jednoznacznych wyników.

Ogólnie stwierdzono, że w procesie ewolucji form eolicznych urzeczywistnia się ścisły związek i współdziałanie procesów deflacji i akumulacji, że postęp deflacji jest znacznie większy od tempa akumulacji. Odpowiednie grzędy deflacyjne poszczególnych pól uformowane zostały i są for-

STADIA EWOLUCJI OBSZARÓW DEFLACYJNYCH

na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych



Ryc. 62. Stadia ewolucji obszarów deflacyjnych

Fig. 62. Evolutionary stages of areas of deflation.

omawiane współcześnie w tych samych okresach, przy czym koincydencja przypada na lata 1952,1959,1967.

Etapy ewolucji obszarów deflacyjnych na zapleczu wydmy nr inw. 59,40,54 ilustruje rycina 62.

Ewolucja niecek, rynien i mis deflacyjnych polega na ciągłym poszerzaniu, wydłużaniu i pogłębianiu tych form. Jest to bez wątpienia wynikiem, wyróżnionych przez Stankowskiego (102), trzech rodzajów deflacji: wglębnej, postępowej i bocznej. Ponadto, porównanie różnowiekowych zdjęć lotniczych dowodzi cofania się zachodniej krawędzi form deflacyjnych, co przemawia za istnieniem również deflacji wstecznej. Głębokość procesów deflacji ograniczona jest na ogół poziomem występowania wód wglębnych.

Ewolucję drobnych form deflacyjnych zilustrowano kilkoma autentycznymi przykładami z terenu badań (ryc.63).



Ryc. 63. Przykłady rozwoju małych form deflacyjnych

Fig. 63. Examples of development of minor deflation forms.

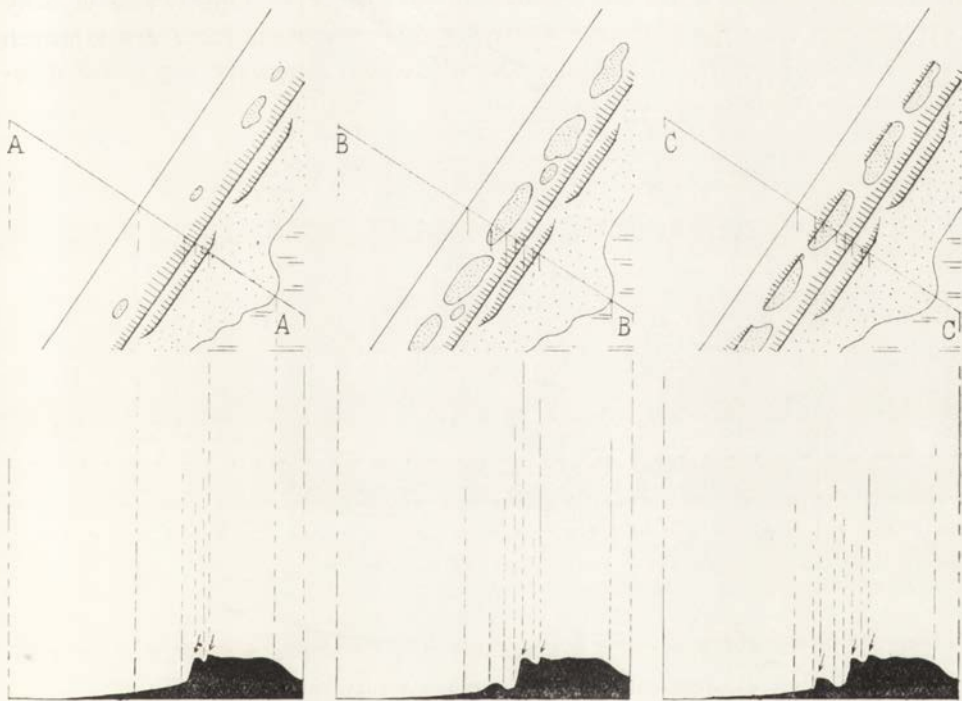
EWOLUCJA FORM WYSTĘPUJĄCYCH W OBREBIE PLAŻY I NADBRZEŻNEGO WAŁU WYDMOWEGO

Studia porównawcze zdjęć lotniczych z lat 1952,1958,1964 i 1968, pozwalają na dokonanie rekonstrukcji stadiów rozwoju form eolicznych w obrębie plaży oraz etapów formowania nadbrzeżnego wału wydmorego.

Na tych odcinkach wybrzeża, na których współcześnie przeważają procesy akumulacji morskiej [6,70], zaobserwowano występowanie szerokiej plaży z wyraźnymi śladami zwydmienia w postaci nabrzmień tarczowych oraz nieregularnych pagórków wydmorego o wysokości 0,5-2m. Pod wpływem dalszej akumulacji eolicznej przebiegającej przy ograniczonym udziale roślinności pionierskiej następuje połączenie drobnych form w charakterystyczną formę podłużną przylegającą do nadbrzeżnego wału wydmorego w tylnej części plaży. Zbyt duże ilości gromadzącego się materiału w stosunku do zdolności transportowej wiatru sprawiają, że pozostaje on po odmorskiej stronie nadbrzeżnego wału wydmorego. Tworzy on w początkowej fazie nieregularne skupienia, które, w miarę

zasiedlania ich przez roślinność, stanowią zaczątki nadbrzeżnego wału. W wyniku okresowych sztormów, pod wpływem fali przybojowej, następuje abrazyjne wyrównanie linii wydm i utworzenie efemerycznego klifu. Kolejny okres akumulacji eolicznej powoduje wzbogacenie wydm materiałem piaszczystym, spiętrzenie i jednocześnie związanie piasków przez roślinność. W ten sposób formy nabierają trwałego charakteru.

Opisane wydmy, w czasie powtarzających się okresów akumulacji i abrazji, przekształcają się w nowy, wydmy wał nadbrzeżny, skutecznie chroniący starsze formy wałowe na jego zapleczu. Proces rozbudowy lub regeneracji wału wydmy przedstawiono na ryc. 64.

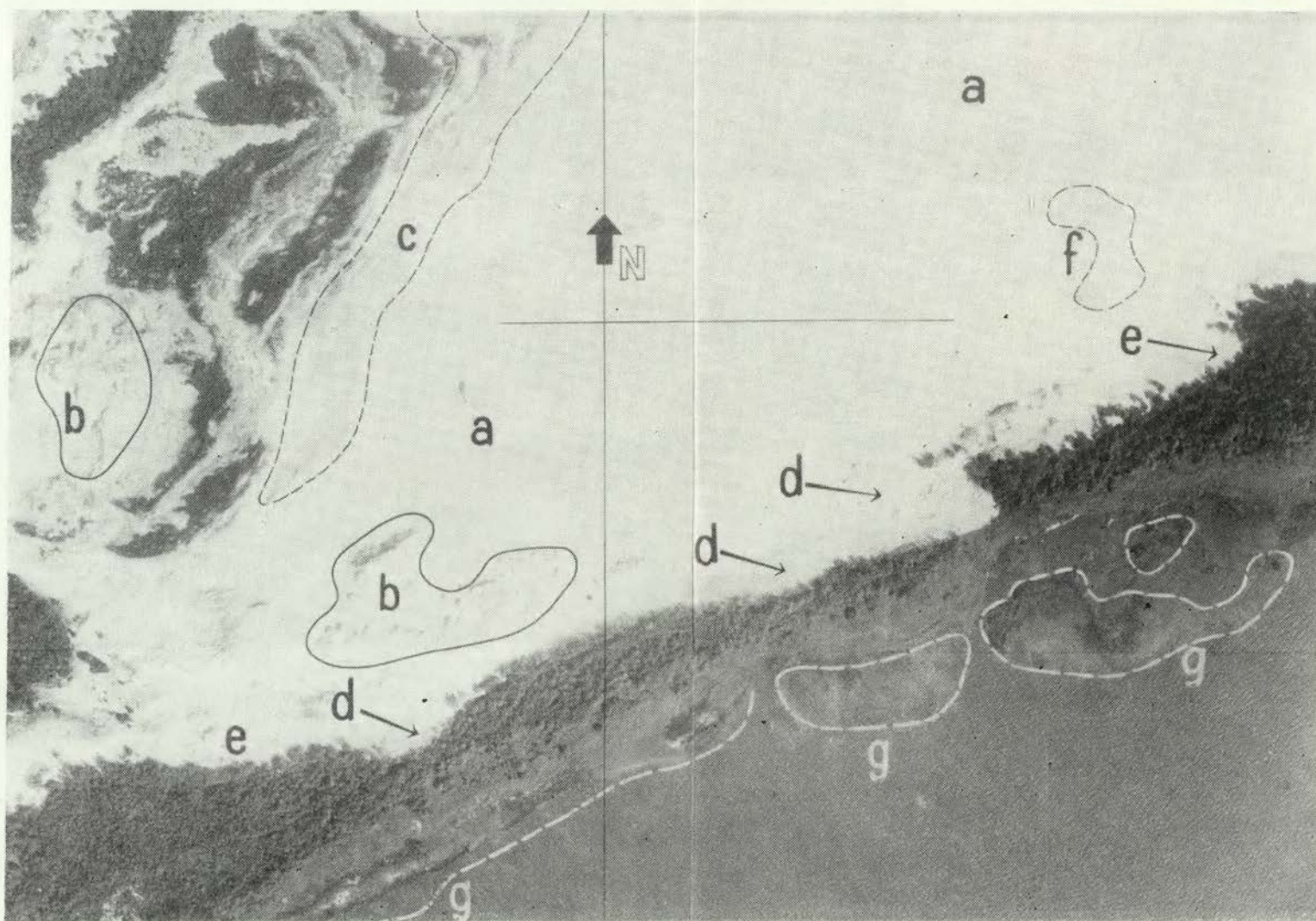
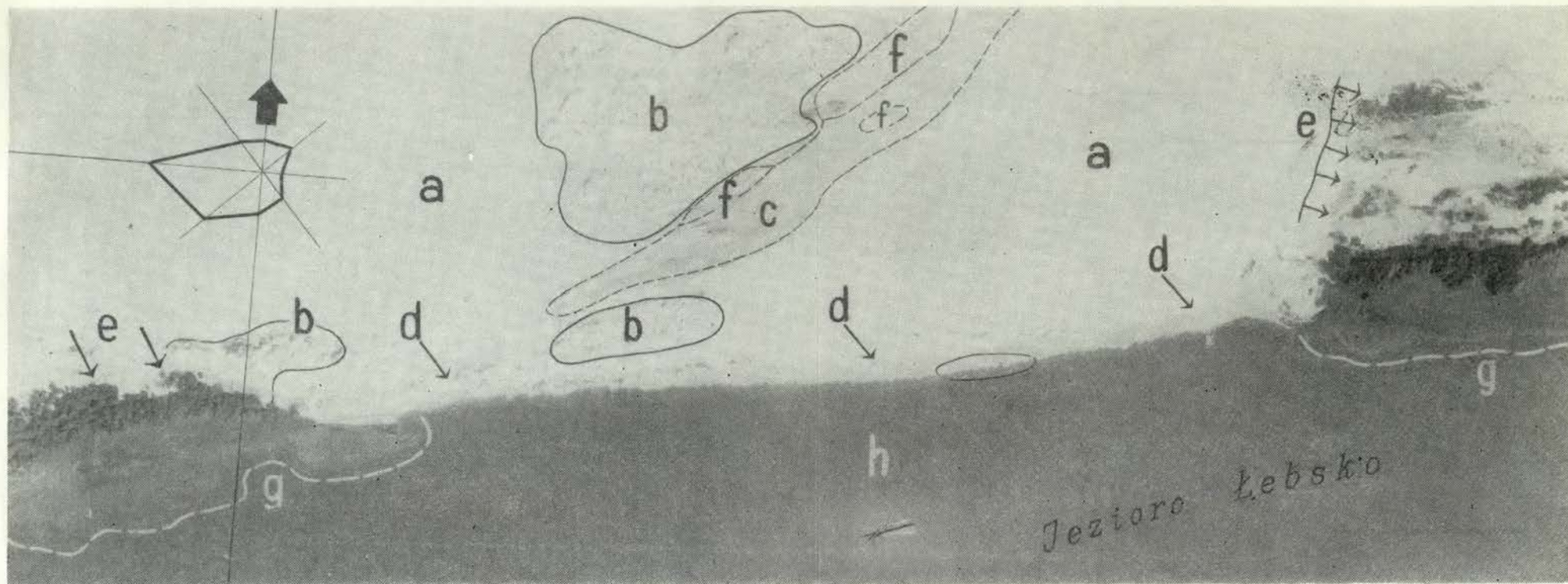


Ryc. 64. Fazy ewolucji nadbrzeżnego wału wydmy

Fig. 64. Evolutionary stages of coastal dune ridge.

W ten sposób powstają wielostopniowe wały wydmy widoczne na zdjęciu lotniczym (ryc. 43).

Na odcinkach wybrzeża, gdzie plaża jest węższa, a klif wydmy łagodny, transport materiału odbywa się poprzez wał na jego szczyt i zapleczu. Po stronie dystalnej wału nadbrzeżnego następuje akumulacja materiału. Proces ten przyczynia się do poszerzenia i powiększenia objętości wału. Za kres powiększania wałów wydmy uważa Marsz (70)



Ryc. 66. Fragmenty zdjęć lotniczych północnego brzegu Jeziora Łebsko

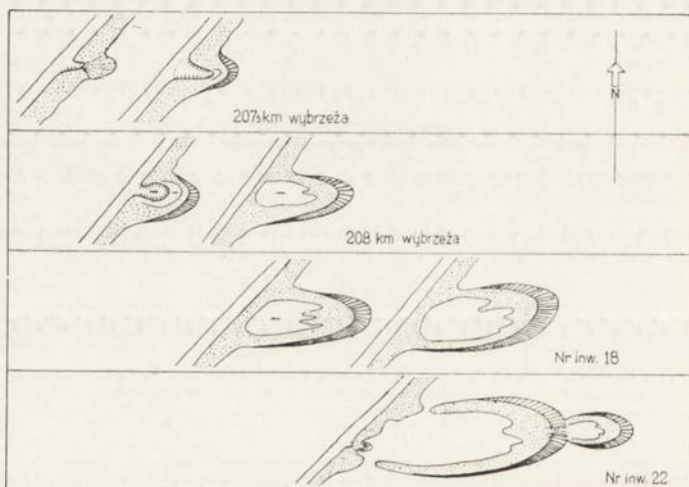
- a — odsłonięte piaski wydymowe
- b — grupy ostańców deflacyjnych
- c — młody obszar deflacyjny
- d — strefa zasypywania jeziora przez piaski wydymowe osuwające się grawitacyjnie z południowych zboczy wydym
- e — strefa zasypywania lasu
- f — cmentarzysko leśne
- g — strefa sukcesywnego wkraczania roślinności wodnej na płycizny przybrzeżne
- h — różki plażowe

Fig. 66. Fragment of air photographs of northern shore of Leba lake:

- a — exposed dune sands
- b — group of isolated deflation summits
- c — young deflation area
- d — zone of filling-in of lake by dune sands gliding down by gravity from southern dune slopes
- e — forest zone progressively buried by sand
- f — sand-buried forest
- g — zone of aqueous vegetation gradually encroaching upon shore shallow
- h — small beach horns.

osiągnięcie wysokości około 10-12m. Jest to wysokość krytyczna chociaż nie maksymalna. Wyniki pomiarów na zdjęciach lotniczych i studia kartograficzne potwierdzają, zdaniem autora, wnioski Marsza.

Pod wpływem aktywnych procesów erozji eolicznej następuje dezintegracja wałów i intensywny transport materiału w głąb lądu. W takim stadium rozwoju znajduje się nadbrzeżny wał wydmowy w zachodniej części Mierzei Gardzieńskiej (ryc.37). Wały rozwiewane są najintensywniej na tych odcinkach wybrzeża, które tworzą największy kąt z kierunkiem dominujących wiatrów. Wywiewany materiał gromadzony jest na zapleczu wału, po jego południowej stronie, w postaci wydłużonych akumulacyjnych języków (lobów) o osiach geometrycznych, o przeciętnej orientacji $\gamma = 91^\circ$, (formy szpilkowe lit. 33, 64, 114). Opisywane wydmy czytelne są na zdjęciach jako skomplikowany system form zrastających się i nakładających się na siebie. Kompleksowy, schematyczny obraz ewolucji tych form ilustruje rycina 65.



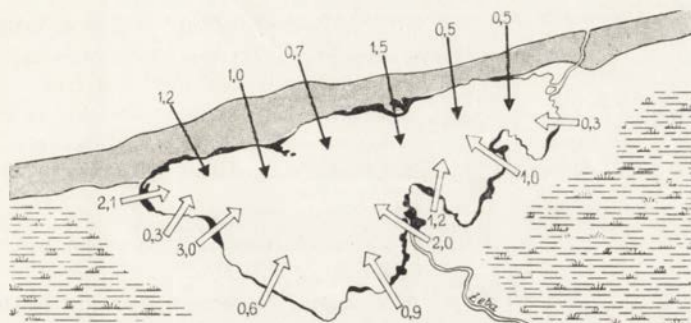
Ryc. 65. Schematyczna rekonstrukcja rozwoju form akumulacyjnych na zapleczu wału wydmowego

Fig. 65. Diagrammatical reconstruction of development of land forms of accumulation in rear of dune ridge.

Efektom aktywnych procesów eolicznych są zmiany linii brzegowej jezior bezpośrednio sąsiadujących z obszarami wydmowymi. Wykazują one ogólną tendencję przesuwania na południe. Według obliczeń Lisa (62) średnie roczne tempo kurczenia powierzchni jezior wynosi około 0,6‰. Udział czynnika eolicznego w tym procesie szacuje Lis na około 8‰. Przy tym przesuwaniu linii brzegowej na granicy z obszarami wyd-

owymi jest rezultatem dwojakiego procesu: zasypywania jeziora przez piaski wydmy, grawitacyjnie zsuwające się do jezior (ryc.66), oraz nawiewania piasków drobnoziarnistych, przenoszonych na znaczne odległości od brzegu. Nawiewanie piasku powoduje tworzenie się pływicy widocznych na zdjęciach w postaci jasnych podwodnych łąk, na które wkracza sukcesywnie roślinność wodna (ryc.66g). Proces ten prowadzi do spłylenia przybrzeżnej części jeziora i zmian przebiegu linii brzegowej.

Kierunki i nasilenie zmian linii brzegowej Jeziora Łebsko ilustruje rycina 67.



Ryc. 67. Schematyczna mapa zmian linii brzegowej Jeziora Łebsko w okresie 1891—1965. (Strzałkami oznaczono kierunek zmian oraz średnią roczną prędkość przesuwania się linii brzegowej w m/rok.)

Fig. 67. Diagrammatical map showing changes in shore line of Łeba lake in 1891—1965 period. (Arrows indicate direction of changes and mean annual rate of shoreline shifting, in m/year).

Południowe brzegi Mierzei Łebskiej, Gardzieńskiej i Sarbskiej odznaczają się wyraźną przewagą procesów akumulacji eolicznej nad procesami niszczenia brzegów ponieważ znajdują się one w cieniu mierzei, osłonięte od wiatrów zachodnich stanowiących główne źródło energii fal. Ślady działalności akumulacyjnej wód jeziornych, w postaci charakterystycznych różków plażowych, można obserwować na południowym brzegu centralnej części Mierzei Łebskiej.

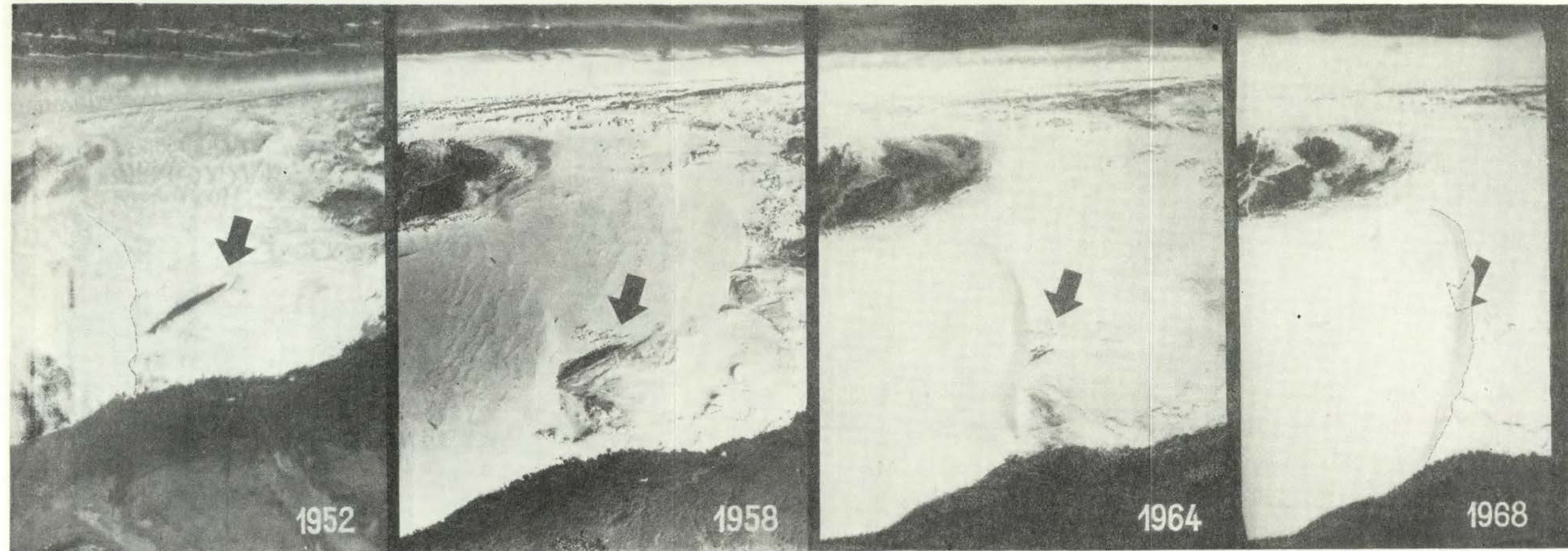
Analiza charakteru i kierunku zmian morfologicznych w obrębie zbadanych form eolicznych, zachodzące związki funkcyjne między elementami morfometrycznymi oraz korelacje czasowo-przestrzenne procesów deflacji i akumulacji umożliwiły próbę ustalenia najprawdopodobniejszej kolejności rozwojowej tych form. W ustaleniu następstwa etapów bardzo

Próba rekonstrukcji faz rozwojowych wydym i przebiegu procesów morfologicznych

Faza cyklu rozwojowego	Przebieg procesów morfologicznych	Formy wydymowe
I Faza początkowa	Akumulacja materiału w obrębie nadmorskiego wału wydymowego oraz na jego zapleczu — w głębi pasa mierzejowego. W warunkach niskiego poziomu wód gruntowych i bardzo ograniczonego udziału roślinności tworzą się zawiązki barchanów nadmorskich. Współcześnie powstają one na obszarze między starszymi formami wałowymi (centralna część Mierzei Łebskiej).	— nieregularny pagór akumulacyjny
II Faza właściwa (pełni rozwoju)	Przesuszenie podłoża i ograniczony udział roślinności sprzyja rozwojowi barchanów. Odbywa się intensywny transport i obfita alimentacja barchanów materiałem pochodzących z brzegu akumulacyjnego lub starszych, niszczonej wydym łukowych.	— barchan nadmorski kołowy — barchan nadmorski eliptyczny — barchan nadmorski paraboliczny — barchan nadmorski hiperboliczny
III Faza przeobrażenia	W sprzyjających warunkach wegetacji wzrasta udział szaty roślinnej w przebiegu procesu morfologicznego. Następstwem jest zahamowanie ruchu materiału na północnych i południowych zboczach barchanów. Główna masa materiału w części czołowej przesuwa się na wschód. Jednocześnie trwa powolne radialne rozrastanie ramion zwróconych w kierunku zachodnim. Powstaje zagłębienie deflacyjne.	— wydma barchano-łukowa eliptyczna — wydma barchano-łukowa paraboliczna — wydma barchano-łukowa hiperboliczna
III Faza równowagi czynników morfotwórczych (starzenia)	Zanik barchanopodobnego czoła. Wydyma zmierza w swym rozwoju do niemal geometrycznej regularności kształtu osi morfologicznej oraz do symetrii profilu wzdłuż osi geometrycznej. Wobec równowagi wpływu czynnika aerodynamicznego i szaty roślinnej następuje stopniowe wygasanie procesów eolicznych i utrwalenie wydmy przez roślinność (proces parabolizacji).	— wydma łukowa kołowa — wydma łukowa eliptyczna — wydma łukowa parabol.
V Faza niszczenia (obumierania)	W wyniku naruszenia pokrywy glebowej i szaty roślinnej następuje nierównomierne ożywienie procesów deflacji, rozwój niecek i bram oraz „rozcięcie”, utrwalonej wydmy. Rezultatem jest ogólna dezintegracja i niszczenie formy.	— porożcinana łukowa wydyma paraboliczna — ostańce deflacyjne

pomocne było również zastosowanie analogii teoretycznych do konkretnych warunków przyrodniczych. Schematyczna rekonstrukcja poszczególnych etapów rozwoju form (ryc. 79) wymaga jeszcze potwierdzenia w drodze badań palynologicznych metodą analizy pyłkowej. Należy jednocześnie podkreślić, że przedstawiony schemat nie wyczerpuje wszystkich możliwych wariantów przebiegu ewolucji wydm, których rozwój determinowany jest lokalnymi warunkami środowiska, a zwłaszcza stopniem oddziaływania roślinności, położeniem w stosunku do źródeł alimentacji i topografią przedpola.

Uogólniając wyniki przeprowadzonych obserwacji, dokonano próby wyróżnienia współczesnych stadiów rozwoju wydm Wybrzeża Słowińskiego (tab. XI).



Ryc. 68. Zdjęcia lotnicze wykonane w latach 1952, 1958, 1964, 1968. Zmiany położenia stoku dystalnego barchanu nadmorskiego — Łącka Góra.

Fig. 68. Changes in position of distal slope of shore barchan Łącka Góra, air photographs taken in 1952, 1958, 1964, 1968.

VIII DYNAMIKA PROCESÓW EOLICZNYCH

WYZNACZENIE CECH DYNAMICZNYCH

Określenie tendencji rozwojowych różnych typów form wydmowych oraz dokonanie próby ustalenia następstwa zdarzeń morfologicznych występujących w prociesie ewolucji nie wyczerpuje postulatów geomorfologii dynamicznej. Istotne znaczenie ma liczbowa charakterystyka tych zmian, uwzględniająca takie cechy dynamiczne, jak:

- a — szybkość ruchu wydmy,
- b — przyśpieszenie,
- c — wydajność transportu eolicznego,
- d — natężenie procesów powierzchniowego wywiewania.

Szczegółowe wyniki pomiarów wymienionych wskaźników lub też elementów umożliwiających ich wyznaczenie, zestawiono w tabeli V i VI (rozdz.V). Obserwacjami i pomiarem objęto cechy dynamiczne wszystkich wydm występujących na badanym obszarze.

a. Szybkość ruchu wydm badano w oparciu o zmiany położenia form, widoczne na zdjęciach lotniczych (ryc. 68), w stosunku do niezmiennego układu odniesienia, jaki stanowi sieć punktów geodezyjnych oraz trwałych punktów konturowych. Stosunek długości przebytej drogi do czasu jaki upłynął między odpowiednimi momentami fotografowania (t_{52} , t_{58} ,

t_{64} , t_{68}) uznano za prędkość średnią wydmy — $v \left(\frac{m}{rok} \right)$.

Na podstawie graficznego obrazu migracji stoku dystalnego (ryc. 10) wyznaczono prędkości średnie wydmy w poszczególnych odstępach czasu. Średnią prędkość ogólną pojedynczej wydmy wyznaczono jako średnią arytmetyczną prędkości w poszczególnych okresach.

b. Przyśpieszenie ruchu wydm obliczono w oparciu o roczne zmiany prędkości średnich. Wykorzystano do tego celu różnice prędkości średnich w poszczególnych okresach. Jeżeli założyć, że v_{52-58} , v_{58-64} , ... repre-

zentuują prędkości średnie w środkowych momentach przedziałów czasowych (okresów)

$$\frac{t_{52} + t_{58}}{2} \quad \text{i} \quad \frac{t_{58} + t_{64}}{2},$$

wówczas na podstawie definicji, przyspieszenie średnie wyraża się następującą zależnością:

$$a = \frac{V_{58-64} - V_{52-58}}{\frac{t_{58} + t_{64}}{2} - \frac{t_{52} + t_{58}}{2}} \quad a = 2 \frac{V_{58-64} - V_{52-58}}{t_{64} - t_{52}} \left[\frac{\text{m}}{\text{rok}^2} \right]$$

c. Wydajność procesów transportu eolicznego poszczególnych wydym, określona została na podstawie pomierzonej objętości przetransportowanego i zakumulowanego na zboczu dystalnym, materiału. Objętość tę wyznaczono w oparciu o mapy topograficzne oraz specjalne plany sytuacyjno-wysokościowe wydym ruchomych, sporządzone metodą stereometryczną (mapa II), stosując wzory omówione w rozdziale IV. W celach porównawczych wprowadzono pojęcie współczynnika wydajności transportu eolicznego, wyrażającego się stosunkiem ilości materiału przetransportowanego w okresie 1 roku — Δg do całkowitej objętości formy — g $\left[q = \frac{\Delta g}{g} 100\% \right]$. Wartość współczynnika q waha się w granicach od 0 — 4% w skali rocznej. Zależność tego współczynnika od prędkości wydym ilustruje wykres (ryc. 75).

d. Dynamika procesów deflacji może być charakteryzowana wielkością zmian pól powierzchni odsłoniętych piasków wydymowych. Jako wskaźnik aktywności procesów przyjęto współczynnik — ρ oznaczający stosunek powierzchni odsłoniętych piasków w obrębie danej wydmy — P_2 do całkowitej powierzchni tej wydmy — P_1 $\left[\rho = \frac{P_2}{P_1} 100\% \right]$. Współczynnik przyjmuje wartości od 0% dla wydym utrwalonych, do 100% dla szybkich barchanów nadbałtyckich.

DOKŁADNOŚĆ WYZNACZEŃ

W liczbowej charakterystyce dynamiki procesów bardzo istotnym zagadnieniem jest dokładność z jaką określono poszczególne cechy.

Wyznaczenie prędkości średnich wydym wymaga zidentyfikowania na zdjęciach podstawy zboczu dystalnych i przeniesienia ich na kalkę (średni błąd identyfikacji $m_i = \pm 0,1\text{mm}$). Błąd ten wzrasta do $\pm 0,2\text{mm}$, gdy pod-

stawa stoku przysłonięta jest koronami zasypywanych drzew. Wpasowanie kalki na wybrane punkty dostosowania wykonuje się z błędem średnim $m_w = \pm 0,1 \text{ mm}$. Błąd pomiaru odstępów pomiędzy kolejnymi położeniami stoku $m_p = \pm 0,1 \text{ mm}$. Stąd też dokładność jednorazowego wyznaczenia drogi przebytej przez wydmy charakteryzuje się błędem średnim:

$$m_s = \pm \sqrt{2(m_i^2 + m_w^2) + m_p^2} \quad (\pm 0,22 \text{ mm})$$

Praktycznie wykonuje się n (przeciętnie około 5) pomiarów wzdłuż stoku. Wpływa to na odpowiednie zmniejszenie błędu średniego.

$$m_{s\text{sr.}} = \pm \frac{m_s}{\sqrt{n}} \quad (\pm 0,1 \text{ mm})$$

Stąd średni błąd wyznaczenia prędkości wydmy w skali rocznej

$$m_{v\text{sr.}} = \pm \frac{m_{s\text{sr.}}}{\sqrt{\Delta t}} \quad m_{v\text{sr.}} = \pm 0,03 \text{ mm (0,3 m/rok)}$$

gdzie Δt — okres czasu między nalotami w latach.

W dotychczasowych rozważaniach nie uwzględniano błędów wynikających z niejednorodności skali zdjęć. Wpływ ich jednak, ze względu na niewielkie odległości mierzone na zdjęciach, jest znikomy. Również błąd konstrukcji diagramu wyznaczenia szybkości (m_d) nie ma praktycznego znaczenia.

ANALIZA ZALEŻNOŚCI CECH DYNAMICZNYCH I MORFOMETRYCZNYCH

Analiza stanu dynamicznego wydmy wykazała, że 57% ogółu form znajduje się współcześnie w stanie ruchu. Barchany przemieszczając się, w dużym stopniu zachowują swój kształt geometryczny, co stanowi analogię do bryły poruszającej się ruchem postępowym. Tak więc ruch barchanów może być rozpatrywany w kategoriach kinetyki ciała sztywnego. Natomiast ruch wydmy łukowych polega na radialnym rozrastaniu się form, prowadzącym do zmian konturów i profilu. Jedynie przesunięcie części czołowej wydmy łukowych i barchano-łukowych nosi znamiona ruchu postępowego.

Do najbardziej dynamicznych wydmy należą barchany, z których 50% znajduje się współcześnie w stanie ruchu z prędkością średnią od 0,44 — 9,70 m/rok, przeciętnie 4,70 m/rok. Największe prędkości osiągają barchany zgrupowane w centralnej części Mierzei Łebskiej, gdzie panują optymalne warunki szybkiego transportu. Przez obszar ten, sądząc po reliktach ostańców, kilkakrotnie przeszły już wydmy, teren jest na tym odcinku nieco wyższy a niski poziom wód wglębnych nie sprzyja wege-

tacji roślin. Średnie prędkości barchanów są tu zbliżone do 10 m/rok a niekiedy osiągają nawet 20 m/rok, są to jednak przypadki sporadyczne i odnoszą się do krótkotrwałych okresów 1 — 3 lat. Na podstawie zdjęć lotniczych ustalono, że na przykład wydma nr.inw.60 osiągnęła w latach 1958-59 maksymalną prędkość rzędu 21 m/rok.

Znacznie wolniej odbywa się migracja wydym barchano-łukowych. Formy mobilne stanowią 50% ogółu i poruszają się z prędkością średnią od 0,36 — 8,40 m/rok, przeciętnie 3,0 m/rok.

Wydmy łukowe, stanowiące najliczniejszą grupę obejmującą 65% ogółu form wydmych, przemieszczają się najwolniej. W grupie tej formy mobilne stanowią 57%. Średnie prędkości wydym łukowych wynoszą od 0,15 — 9,70 m/rok, przeciętnie 2,2 m/rok.

Należy nadmienić, że średnie prędkości migracji wydym na Pobrzeżu Słowińskim były oceniane przez Klimaszewskiego (46) na 6 — 20 m/rok, wg Książkiewicza (55) — 7 m/rok, wg Medweckiej-Kornaś (73) — 14 m/rok. Na Mierzei Kurońskiej wg Kalesnika (42) — 6 m/rok.

Badania wykazały, że szybkości przeciętne w poszczególnych grupach morfologicznych są zróżnicowane i wykazują wyraźną tendencję spadkową w miarę rozwoju wydym (tab. XII). Odchylenia od średnich w po-

TABELA XII

Struktura dynamiczna wydym na Wybrzeżu Słowińskim

Lp.	Typ wydym	Udział procentowy wśród wydym mobilnych	Przeciętna prędkość średnia $V_{sr.}$ w m/rok
1	Barchany nadmorskie	14%	4,7
2	Wydmy barchano-łukowe	15%	3,0
3	Wydmy łukowe	71%	2,2

szczególnych grupach są spowodowane lokalnymi warunkami orograficznymi, trwałością szaty roślinnej i pokrywy glebowej oraz napotkanymi przeszkodami. Rozkład średnich prędkości ruchu wydym przedstawiono na rycinie 69. Jak wynika z rozkładu 59% wydym mobilnych porusza się z prędkością średnią mniejszą od 2 m/rok, 23% wydym — z prędkością 2 — 5 m/rok, oraz 18% — z prędkością 5 — 10 m/rok. Przestrzenne zróżnicowanie szybkości ruchu wydym ilustruje mapa XII. Wydzielono na niej 6 zespołów wydym różniących się natężeniem procesów eolicznych. Zespół I obejmuje szybkie barchany Mierzei Łebskiej, II i III — umiarkowanie aktywne i powolne wydmy łukowe, IV — stabilne formy barchano-łukowe, V i VI — stabilne i powolne wydmy łukowe.

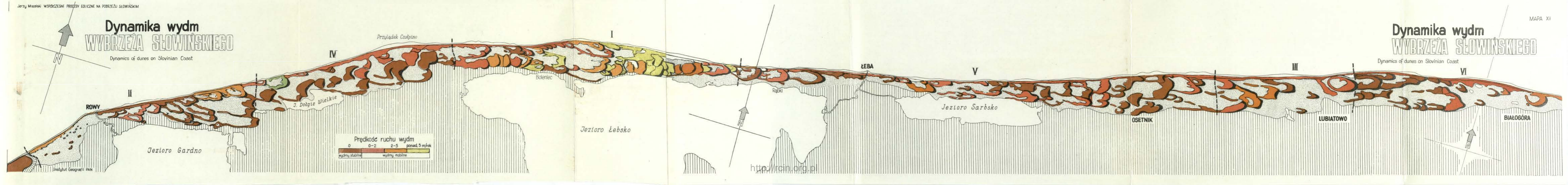
Zróżnicowanie geograficzne prędkości wydym jest wypadkową kom-

Dynamika wydm WYBRZEŻA SŁOWIŃSKIEGO

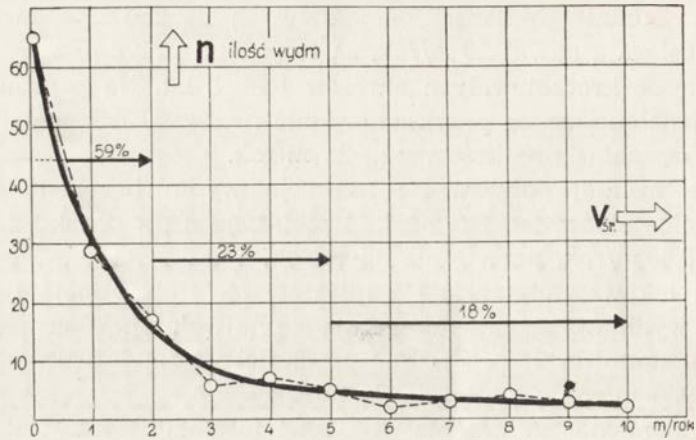
Dynamika wydm WYBRZEŻA SŁOWIŃSKIEGO

Dynamics of dunes on Słovinian Coast

Dynamics of dunes on Słovinian Coast



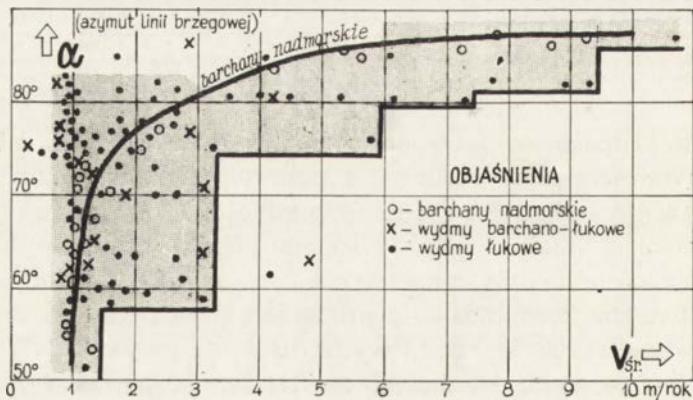
<http://rcin.org.pl>



Ryc. 69. Rozkład średnich prędkości wydym.

Fig. 69. Pattern of mean dune advance.

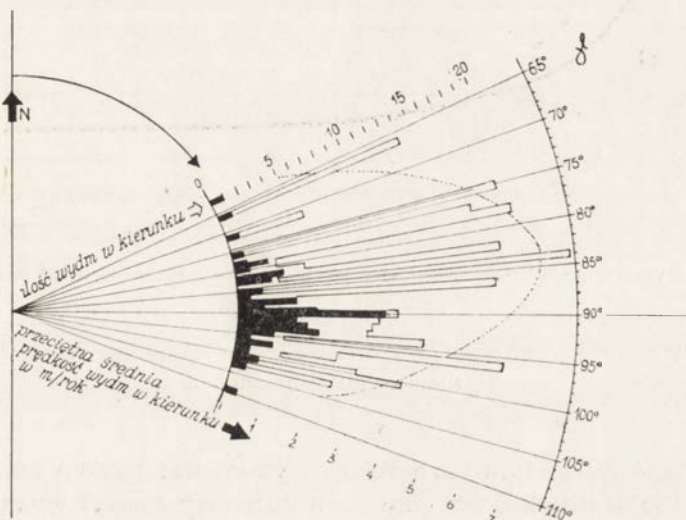
pleksowego oddziaływania wielu elementów, których udział i natężenie występuje w różnych proporcjach. Badanie wpływu każdego z czynników z osobna jest utrudnione wobec niemożliwości odizolowania wpływu pozostałych. Niemniej jednak, związek prędkości wydym z niektórymi elementami można określić na podstawie przeprowadzonych pomiarów. Tak np. spośród elementów charakteryzujących położenie wydym rozpatrzone wpływ orientacji linii brzegowej. Największą prędkość średnią osiągają wydmy poruszające się na tych odcinkach wybrzeża, gdzie orientacja linii brzegowej waha się w granicach od 75° — 86° (ryc. 70). Zależ-



Ryc. 70. Zależność prędkości wydym od orientacji linii brzegowej.

Fig. 70. Relation of rate of dune advance to shoreline orientation.

mość ta jest szczególnie dobrze widoczna w odniesieniu do barchanów. Najwyższe wydmy występują w sąsiedztwie brzegów przebiegających pod azymutem w granicach $80^\circ - 86^\circ$. Szczegółowy rozkład średnich prędkości wydm uzależniony jest od kierunku ruchu (orientacji osi geometrycznych) co ilustruje ryc. 71. Największa ilość wydm wędruje w kierunku wschodnim ($\gamma = 87^\circ - 94^\circ$) z przeciętną prędkością $v = 2,2$ m/rok.



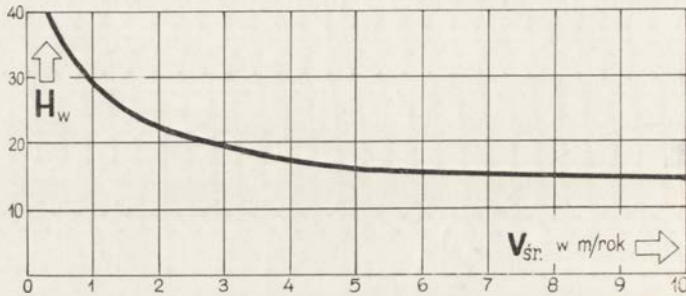
Ryc. 71. Rozkład średnich prędkości wydm w zależności od orientacji osi geometrycznych.

Fig. 71. Pattern of mean rates of dune advance depending on orientation of geometric axes.

Rozbieżność kierunku wypadkowego linii brzegowej i kierunku wypadkowego ruchu wydm powoduje określone skutki morfologiczne. Wydmy wkraczają na bagna przybrzeżne lub też wsypują się bezpośrednio do jezior przybrzeżnych (np. wydma nr.inw.58) czy też na teren starszych form zalesionych jak to ma miejsce nad Jeziorem Sarbsko (nr.inw.84).

Badanie wpływu odległości wydm od linii brzegowej na prędkość ich migracji nie wykazało korelacji między tymi elementami, pozwoliło jednak na wyznaczenie strefy występowania wydm mobilnych, która obejmuje pas terenu oddalony od osi nadbrzeżnego wału wydmowego 100 — 1200m. Oprócz czynników charakteryzujących położenie wydm badano również wpływ niektórych elementów określających ich wielkość. I tak na przykład analiza związku pomiędzy prędkością i wysokością względną barchanów wykazała, że są one tym szybsze im mniejsza jest ich wysokość. Zależność ta nie znajduje jednak potwierdzenia w stosunku do po-

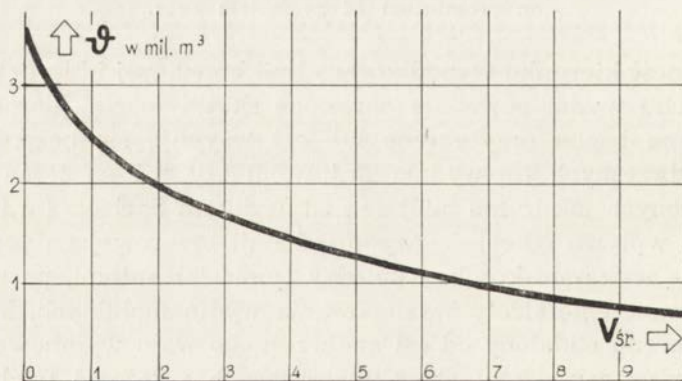
zostałych typów wydm nadmorskich. Wydmy łukowe wykazują brak korelacji tych dwóch parametrów a jednocześnie największe skupienie tych form (50%) występuje w przedziałach wysokości względnych 10 — 20 m i prędkości średnich 0,15 — 1,50 m/rok (ryc.72). Ponadto stwierdzono, że



Ryc. 72. Zależność prędkości barchanów nadmorskich od ich wysokości względnych.

Fig. 72. Relation of rate of advance of shore barchans to their relative heights.

ruch barchanów jest tym szybszy im wyższy jest poziom ich przedpola. Analiza związku prędkości wydm i ich kubatury (masy) wykazała w odniesieniu do barchanów, że ich prędkość przemieszczania jest tym większa im mniejsza jest ich masa (ryc.73). Na zależność tę zwrócił uwagę Klimaszewski (46) nie podając jednak charakteru związku.

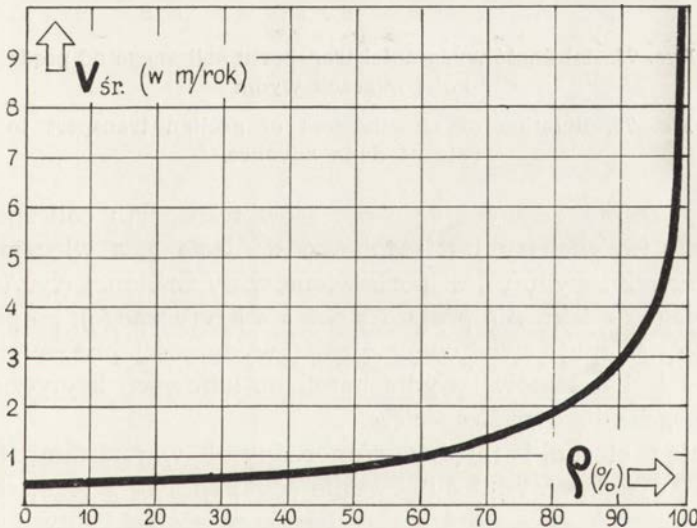


Ryc. 73. Zależność objętości i prędkości migracji barchanów nadmorskich.

Fig. 73. Relation of volume to rate of advance of shore barchans.

Porównanie parametrów wydm nadmorskich p_{sr} oraz osiąganych przez nie prędkości v_{sr} wskazuje na brak korelacji między tymi wielkościami. W świetle uzyskanych wyników nie znajduje wyraźnego potwierdzenia ogólny pogląd Hartnacka (36), że wydmy mniejsze poruszają się szybciej i wyprzedzają formy o dużych rozmiarach.

Wyraźnym czynnikiem wpływającym na ruch wydmy jest obecność powłoki glebowej i szaty roślinnej. Stwierdzono, że szybkość średnia wydm jest tym większa im większy procent powierzchni wydmy pozabawiony jest osłony roślinnej (stopień odsłonięcia $\varrho = \frac{P_2}{P_1} \cdot 100\%$). Szczególnie szybki wzrost prędkości wydm następuje z chwilą odsłonięcia piasków na obszarze stanowiącym 50% powierzchni wydmy. Przy odsłonięciu około 60% powierzchni $v_{sr} \cong 1$ m/rok, przy 90% — $v_{sr} \cong 3$ m/rok. Wykładniczego charakteru zależności prędkości v_{sr} od stopnia odsłonięcia wydm (ryc.74) można oczekiwać, biorąc pod uwagę kumulowanie się czynników



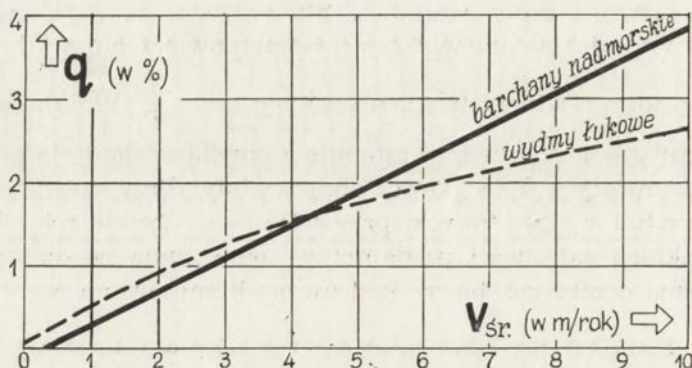
Ryc. 74. Zależność prędkości wydm nadmorskich od stopnia odsłonięcia piasków wydmych.

Fig. 74. Relation of rate of advance of shore dunes to degree of dune sand exposure.

wpływających na ruch wydmy w postępie geometrycznym (wzrost prędkości wydmy w miarę odsłaniania coraz większej powierzchni ma charakter procesu lawinowego). Jednocześnie stwierdzono istnienie większych wydm w dosyć dużym stopniu odsłoniętych, jednak poruszających się z małą prędkością. Fakt ten należy tłumaczyć okresowymi ruchami

wstecznymi pod wpływem wiatrów wschodnich w szczególnych dla danych wydm warunkach aerodynamicznych.

Traktując następnie prędkość jako podstawową cechę dynamiczną wydm zbadano szereg zależności, z których na szczególną uwagę zasługuje związek wielkości transportu eolicznego i prędkości (ryc.75). Stwier-



Ryc. 75. Zależność wydajności transportu eolicznego od prędkości migracji wydm

Fig. 75. Relation of effectiveness of aeolian transport to rate of dune advance.

dzono jednocześnie, że wydajność procesów transportu eolicznego q jest tym większa im większy jest stopień odsłonięcia ρ , a więc im większa część powierzchni wydmy jest pozbawiona szaty roślinnej (ryc.76). Należy zwrócić uwagę na istnienie progu (rozwiązania krytycznego), po przekroczeniu którego następuje gwałtowny wzrost wydajności procesu transportu materiału. Dla barchanów i wydmy barchano-łukowych krytyczną granicą jest $\rho = 75\%$, dla łukowych $\rho = 30\%$.

Analizując stosunki między różnorodnymi wartościami (morfometrycznymi i dynamicznymi) autor zdaje sobie sprawę z tego, że niektóre z przedstawionych zależności mają charakter abstrakcyjny i są daleko idącym uogólnieniem (idealizacją) stosunków rzeczywistych. Mogą stanowić jednak źródło identyfikacji ogólnych tendencji rozwojowych, tak ważnych w badaniach geomorfologicznych.

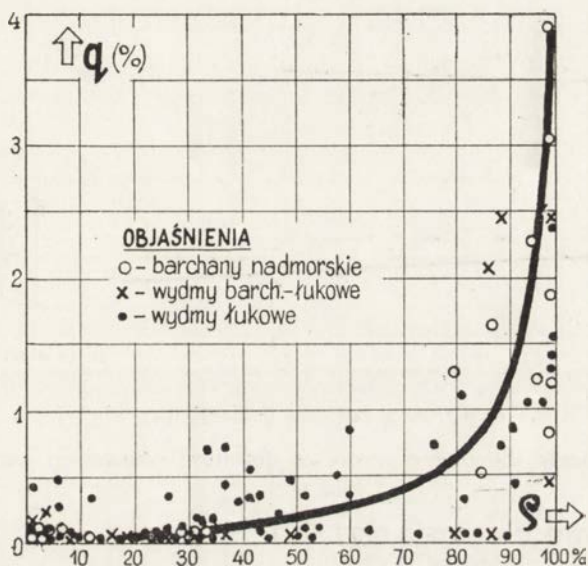
Specjalnego omówienia wymaga charakter ruchu wydm. Można o nim wnioskować na podstawie postępu deflacji, równoczesności procesu wywiewania (przesuwania granicy obszaru deflacyjnego), oraz procesu akumulacji (odpowiedniego ruchu czoła wydmy). W celu określenia tempa deflacji wyznaczono średnie odstęp między grzędami — 1.

$$l = \frac{P}{L}$$

gdzie: P — powierzchnia terenu ograniczonego dwoma kolejnymi grzędami (ustalona w wyniku planimetrowania)

L — średnia szerokość pola deflacyjnego (średnia rozpiętość grzęd).

Średnia prędkość postępu deflacji — v_{sr} wyraża się stosunkiem wielkości l do okresu czasu Δt (w latach), który dzieli momenty formowania grzęd.



Ryc. 76. Zależność wydajności procesów transportu eolicznego od stopnia odsłonięcia piasków wydmych.

Fig. 76. Relation of effectiveness of processes of aeolian transport to degree of dune sand exposure.

Szczegółowe studia i analiza układu i odstępów między grzędami deflacyjnymi oraz między regularnymi pasmami leśnymi (rzędami drzew) odpowiadającymi rocznym przyrostom, nasuwają wniosek, że wydmy nadmorskie przemieszczają się ruchem zmiennym. Przykładowe wykresy tego ruchu, sporządzone na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych, ilustruje ryc. 77.

Wyznaczone przyspieszenia wydmy są bardzo zróżnicowane zarówno co do znaku jak i bezwzględnej wartości. Utrudnia to ustalenie generalnych tendencji. Jednak ogólnie stwierdzić można, że barchany wykazują nieznaczne przyspieszenie ruchu, natomiast wydmy łukowe i barchano-łukowe poruszają się ruchem opóźnionym.

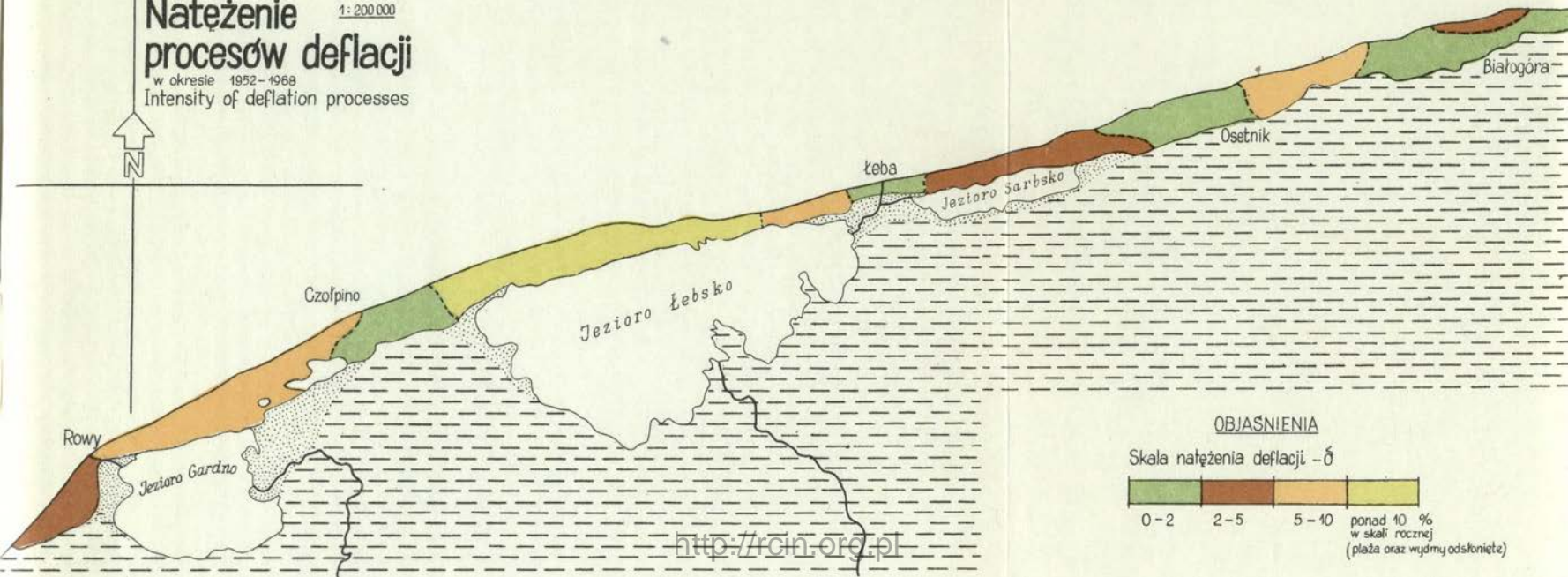
Nateżenie procesów deflacji

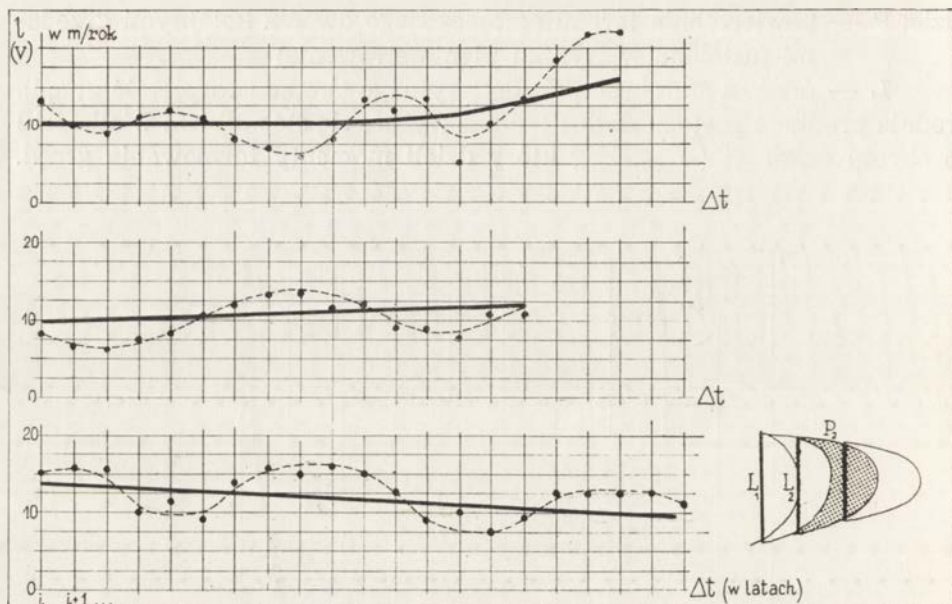
1:200 000

w okresie 1952-1968
Intensity of deflation processes



MAPA XIII





Ryc. 77. Wykresy postępu deflacji (przykłady).

Fig. 77. Charts showing progress of deflation (shown on examples).

DYNAMIKA ROZWOJU OGNISK DEFLACJI

Oddzielnego omówienia wymaga zagadnienie współczesnego rozwoju młodych odsłoneń deflacyjnych przeobrażających się, niekiedy w krótkim czasie, w pola deflacyjne. W celu ustalenia kierunku i wielkości zmian dokonano trzykrotnego pomiaru powierzchni wspomnianych obszarów w oparciu o kolejne serie zdjęć lotniczych. Roczny przyrost obszaru deflacyjnego (natężenie powierzchniowego wywiewania — δ) obliczono na podstawie następującego wzoru:

$$\delta = \frac{P_k - P_p}{P_p \cdot \Delta t} 100\%$$

gdzie:

- δ — wskaźnik natężenia deflacji
- P_p — początkowa powierzchnia pola deflacyjnego
- P_k — końcowa powierzchnia pola deflacyjnego
- Δt — okres czasu między nalotami (w latach).

Wskaźnik natężenia deflacji może być dodatni, gdy ogół warunków sprzyja deflacji, lub ujemny, gdy przeważa wpływ roślinności i powierzchnia czynnych piasków ulega kurczeniu.

Syntetyczny obraz współczesnego nasilenia procesów deflacji uzyskany na podstawie pomiarów powierzchni odsłoneń ilustruje mapa XIII. Obszarem o najintensywniejszej deflacji jest Mierzeja Łebska. Wysokim wskaźnikiem natężenia procesu odznacza się również Mierzeja Gardzieńska oraz okolice Lubiátowa. Umiarkowane natężenie występuje na Mierzei Sarbskiej oraz między Dębiną i ujściem Łupawy. W okolicy Czołpina, Łeby, Osetnika oraz Białogóry obserwować można hamowanie procesu i stopniowe zanikanie ognisk deflacji.

IX PRÓBA KLASYFIKACJI I TYPOLOGII WYDM

Próby klasyfikacji wydm nadmorskich podejmowane były wielokrotnie. Należy jednak zaznaczyć, że w literaturze (3, 4, 10, 63, 64, 86, 103, 121) panuje różnorodność kryteriów, pojęć i terminów dotyczących typologii wydm, a brak ścisłości określeń często uniemożliwia ich porównanie. Proponowane klasyfikacje nie uwzględniały prawidłowości rozwoju form eolicznych, dynamiki i związków genetycznych; często opierały się wyłącznie na kryteriach morfologicznych. Na przykład według poglądów Pietrowa (86), wydmy pustynne, nadmorskie i śródlądowe nie różnią się co do formy, a podstawą klasyfikacji powinno być miejsce ich występowania.

Na charakterystyczną strefowość poszczególnych typów wydm zwrócił uwagę Stankowski (102) przytaczając wydmy paraboliczne i łukowe jako typowe dla obszarów śródlądowych, barchany — dla obszarów pustynnych. Stankowski trafnie zauważył możliwość współistnienia różnych typów form w obrębie jednego pola. Spostrzeżenia te znajdują pełne potwierdzenie na obszarze wydmowym Półwyspu Słowińskiego, gdzie obok wydm barchanowych i łukowych występuje cała gama form przejściowych.

Koegzystencję różnorodnych form wydmowych w strefie nadbrzeżnej wykazał na przykładzie zdjęć lotniczych Lueder (64).

Na uwagę zasługuje klasyfikacja wydm nadmorskich proponowana przez Briqueta (10), uzupełniona następnie przez Steersa. Badacze ci wyróżniali następujące grupy form:

- wydmy narastające (obficie alimentowane przez piaski plażowe)
- wydmy utrwalone (o ograniczonym dopływie materiału i o dominacji procesów deflacyjnych)
- wydmy stadium końcowego, tworzące trzy oddzielne podgrupy (martwe, obumierające i paraboliczne).

Pomijając brak konsekwencji w terminologii wymienionych klasyfikacji, nie można negować ich słuszności w odniesieniu do konkretnych obszarów dla których zostały opracowane.

Dotychczas brak jest wyczerpującej klasyfikacji wydm Pobrzeża Słowińskiego.

W pracy niniejszej założono, że klasyfikacja wydm tego obszaru powinna opierać się na jednolitych zasadach i porównywalnych kryteriach oraz powinna uwzględniać trzy podstawowe aspekty: morfologię, stan dynamiczny i stadium rozwoju. Wychodząc z powyższych założeń zestawiono zespoły cech klasyfikacyjnych, wśród których, na podstawie przeprowadzonych obliczeń i korelacji, wyodrębniono cechy przewodnie określające w sposób kompleksowy typ formy eolicznej.

W celu osiągnięcia najbardziej obiektywnych wyników klasyfikacja oparta została na liczbowej charakterystyce form. Nie wszystkie jednak cechy wydm można wyrazić w postaci wskaźników liczbowych. Do takich cech należy na przykład kształt osi morfologicznej określany dotychczas w literaturze jako sierpowy, półksiężycowy, hakowy czy podkowiasty.

W toku badań stwierdzono, że osie morfologiczne wydm można aproksymować przez krzywe drugiego stopnia, określane w geometrii analitycznej jako krzywe stożkowe: okręgi, elipsy, parabole i hiperbole. Krzywe te występują w wielu zjawiskach fizycznych w przyrodzie. Można je przedstawić na płaszczyźnie w układzie współrzędnych biegunowych przy pomocy jednego równania:

$$r = \frac{p}{1 - e \cdot \cos \varphi}$$

gdzie:

r, φ — współrzędne biegunowe

p, e — stałe (parametr i mimośród krzywej) $p > 0, e \geq 0$

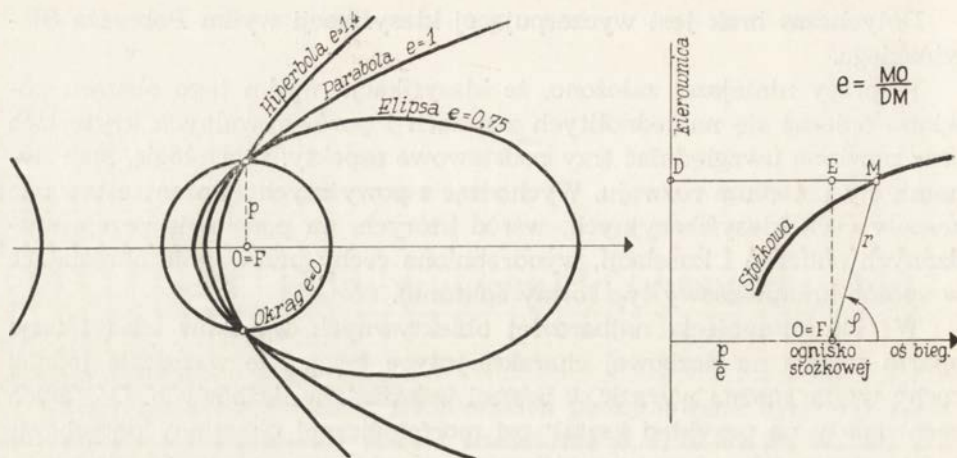
Powyższe równanie, zależnie od wartości stałej e przedstawia odpowiednie stożkowe tabela XIII. Stała p jest promieniem okręgu, względ-

TABELA XIII

Wartości mimośrodu krzywych stożkowych

Rodzaj stożkowej	okrąg	elipsa	parabola	hiperbola
wartość stałej e	$e=0$	$0 < e < 1$	$e=1$	$e > 1$

nie parametrem pozostałych stożkowych (ryc.78). Biegun O (początek układu biegunowego) jest środkiem okręgu, względnie wspólnym ogniskiem pozostałych stożkowych. Oś biegunowa jest osią wielką dla elipsy, osią rzeczywistą dla hiperboli i osią symetrii dla paraboli. Stała e jest mi-



Ryc. 78. Krzywe stożkowe w układzie biegunowym.

Fig. 78. Cone curves in polar pattern.

mośrodem liczbowym i równa się stosunkowi promienia wodzącego r , do odległości punktu krzywej od kierownicy. Uzależnienie kształtu krzywej od jednego parametru liczbowego e ma istotne znaczenie, gdyż umożliwia jednoznaczne przedstawienie charakterystyki jakościowej (kształtu formy) w postaci sformalizowanej i paralelizowanie tej cechy z innymi wskaźnikami liczbowymi wydmy.

W klasyfikacji morfologicznej wzięto pod uwagę następujące cechy wydmy:

- 1 — kształt wydmy, geometryczną charakterystykę osi morfologicznej (formy złożone analizowano wg elementów składowych i wydzielono z ogólnej klasyfikacji),
- 2 — orientację osi geometrycznej,
- 3 — przebieg osi strukturalnej,
- 4 — morfometrię (stosunki wysokościowe, długości ramion, powierzchnię, objętość, nachylenie zboczy).

Za cechę przewodnią wszystkich rozpatrywanych wydmy uznano kształt osi morfologicznej. Wykazuje ona bowiem najszerze związki korelacyjne z pozostałymi cechami. Kształt osi morfologicznej daje również pogląd na stadium ewolucyjne, ułatwia bowiem uszeregowanie form wydmy w kolejności rozwojowej, od form prostych (stadiów wcześniejszych), do coraz bardziej złożonych (późniejszych stadiów ewolucyjnych). Klasyfikacja taka odtwarza naturalny porządek rozwoju wydmy.

Na badanym obszarze występują wydmy o osiach morfologicznych w kształcie łuków zwróconych ramionami w kierunku wschodnim lub zachodnim. Pierwsze, ze względu na ogólne podobieństwo do barchanów

pustynnych, nazwano barchanami nadmorskimi. W grupie tej, w zależności od geometrii osi morfologicznych, wyróżniono trzy podgrupy, przyjmując następujące ścisłe rozgraniczenia międzygrupowe:

- nadmorskie barchany eliptyczne ($0,7 < e < 0,97$)
- nadmorskie barchany paraboliczne ($0,97 \leq e \leq 1,1$)
- nadmorskie barchany hiperboliczne ($1,1 < e$).

Wydmny o ramionach zwróconych w kierunku zachodnim podzielono również na trzy podgrupy:

- wydmy łukowe kołowe ($0 \leq e \leq 0,70$)
- wydmy łukowe eliptyczne ($0,7 < e \leq 0,97$) (zamknięte i otwarte)
- wydmy łukowe paraboliczne ($0,97 < e \leq 1,1$).

W toku badań obu wymienionych grup stwierdzono występowanie form wydmowych posiadających cechy wydm grupy I i II. Są to formy przejściowe, barchano-łukowe, stanowiące w sensie ewolucyjnym, ogniwo łączące pomiędzy tymi grupami.

Wydmny przejściowe, o cechach mieszanych posiadają dwie osie morfologiczne — dla części czołowej i dla ramion. Część czołowa nosi cechy barchanu, natomiast ramiona mają kształt eliptyczny. Formy przejściowe podzielono na 3 podgrupy przez analogię do barchanów, ponieważ osie morfologiczne ramion skierowanych na zachód mają z reguły kształty łuków eliptycznych i nie wnoszą do podziału nowych elementów:

- wydmy barchano-łukowe eliptyczne ($0,7 < e < 0,97$)
- wydmy barchano-łukowe paraboliczne ($0,97 \leq e \leq 1,1$)
- wydmy barchano-łukowe hiperboliczne ($1,1 < e$).

Granice wydzielonych podgrup zmieniono w stosunku do teoretycznych ze względu na ewentualną niedokładność odczytania mimośrodów krzywej z diagramu.

Formy wydmowe występujące w poszczególnych grupach wykazują znaczne zróżnicowanie wielkości parametru „p”, nie wpływa to jednak na zmianę ich geometrii „wewnętrznej” — kształtu osi morfologicznej.

W uzupełnieniu przedstawionej klasyfikacji wydm nadmorskich należy wspomnieć o nadbrzeżnym wale wydmowym oraz licznych formach nieregularnych.

Na marginesie dokonanej klasyfikacji oraz przyjętej terminologii należy zaznaczyć, że formy paraboliczne stanowią zaledwie 6% ogółu wydm Pobrzeża Słowińskiego i są szczególnym przypadkiem wydm łukowych. Dlatego też nieuzasadnione jest określanie tą właśnie nazwą wszystkich wydm łukowych, zwróconych ramionami na zachód.

Strukturę ilościową poszczególnych rodzajów wydm na badanym obszarze ilustruje tabela XIV.

Przy klasyfikacji dynamicznej uwzględniano następujące cechy:

- 1 — szybkość ruchu wydm,

Zestawienie typów morfologicznych wydym nadmorskich

Rodzaje wydym	Barchany nadmorskie			Wydmy łukowe			Wydmy barchano-łukowe			Razem
	Odmiany wydym	elip.	parab.	hiper.	koł.	elip.	parab.	elip.	parab.	
Ilość	7	5	11	3	82	8	7	4	13	140
±	5	4	8	2	57	6	5	3	10	100

2 — wydajność procesów akumulacji,

3 — aktywność procesów deflacji,

4 — mechanikę ruchu,

5 — odległość form od strefy alimentacji (kontakt ze strefą alimentacji)

6 — zmienność stosunków wysokościowych.

Za cechę przewodnią uznano szybkość migracji wydym. Na podstawie analizy rozkładu prędkości ruchu wydym na badanym obszarze (prędkości średnich, maksymalnych i dominanty) dokonano następującego podziału wydym w stosunku do cechy głównej:

a — wydmy stabilne (martwe, utrwalone, stałe $v = 0$)

b — wydmy mobilne (ruchome, wędrujące, migrujące) $0 < v \leq v_{\max}$
a wśród nich:

1 — wydmy o ruchu powolnym

2 — wydmy umiarkowanie aktywne

3 — wydmy szybkie.

Struktura ilościowa wydym sklasyfikowanych pod względem ich współczesnego stanu dynamicznego przedstawia się następująco: na ogólną liczbę 143 zbadanych wydym, formy mobilne stanowią 57%. Wśród wydym mobilnych 59% stanowią wydmy powolne, 23% — umiarkowanie aktywne, 18% — szybkie.

Uzasadniając wartości v przy rozgraniczeniu poszczególnych klas dynamicznych, należy zaznaczyć, że wydymę można wówczas uznać za ruchomą, jeżeli wyznaczona prędkość średnia przekroczy wartość absolutną błędu średniego określenia prędkości m_{vsr} . Kolejną wartość graniczną $v = 2$ m/rok, przyjęto w sposób konwencjonalny na podstawie rozkładu prędkości, ponieważ około 50% wydym porusza się z prędkością nie przekraczającą tej granicy. Jako górną granicę prędkości umiarkowanych przyjęto wartość $v = 5$ m/rok; jest to średnia wartość przedziału wszystkich prędkości osiągniętych przez wydmy.

W oparciu o przedstawione wyżej klasyfikacje morfologiczną i dynamiczną, dokonano próby wydzielenia grup typologicznych (tabela XV).

Struktura typologiczna wydm nadmorskich

Rodzaje wydm		Klasyfikacja wydm wg cech dynamicznych				Razem		
		Odmiany wydm	wydmy stabilne $0 \leq v \leq m_{v\text{sr.}}$	wydmy mobilne				
				$m_{v\text{sr.}} < v \leq 2 \text{ m/r.}$	umiarkowane $2 < v \leq 5 \text{ m/r.}$	szybkie $5 \text{ m/rok} < v$	ilość	%
Klasyfikacja morfologiczna	barchany nadmorskie	elipt.	4 3%	1 1%	1 1%	— —	6	5%
		parab.	2 1	— —	2 2	2 1	6	4
		hiper.	5 4	2 1	1 1	2 2	10	8
	wydmy barch.-łuk.	elipt.	2 1	2 1	3 2	— —	7	4
		parab.	4 3	— —	— —	— —	4	3
		hiper.	6 4	3 2	2 1	2 1	13	8
	wydmy łukowe	kołowe	2 1	1 1	—	— —	3	2
		elipt.	35 25	33 24	8 6	7 5	83	60
		parab.	2 1	4 3	1 1	1 1	8	6
Razem; ilość %		62 43%	46 33%	18 14%	14 10%	140	100%	

Do najbardziej charakterystycznych należą następujące typy wydm:

- wydmy łukowe eliptyczne stabilne,
- wydmy łukowe eliptyczne powolne,
- wydmy łukowe eliptyczne umiarkowanie aktywne
- wydmy barchano-łukowe hiperboliczne stabilne,
- barchany nadmorskie hiperboliczne stabilne.

Dominacja lub współdominacja na danym obszarze określonych typów wydm może stanowić przesłankę wydzielenia obszarów eolicznych o podobnych cechach (mapa XII). Należałoby przy tym uwzględnić, jako kryterium uzupełniające, układ form i wzajemne ich powiązanie, a także stosunek do strefy alimentacji (plaży i nadbrzeżnego wału wydmowego). Istotną cechą przy ustalaniu granic obszarów jest zróżnicowanie procesów eolicznych zarówno co do natężenia jak i ich charakteru.

X UWAGI KOŃCOWE

Wyniki przeprowadzonych badań skłaniają do sformułowania kilku uwag i wniosków dotyczących morfologii i ewolucji wydym, dynamiki procesów eolicznych na Wybrzeżu Słowińskim oraz zastosowanej metody badawczej.

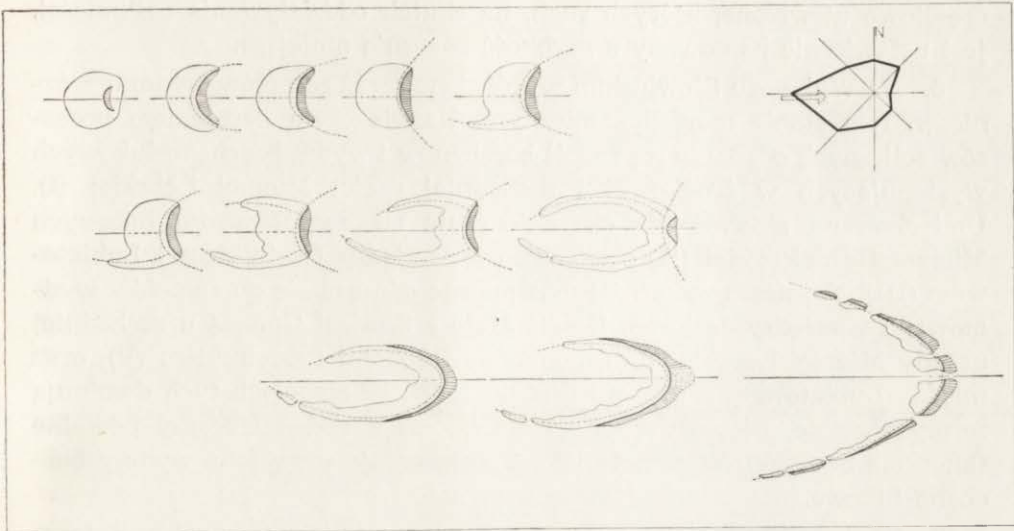
1. Rezultaty polowych badań struktury wydym, analizy przebiegu osi geometrycznych i morfologicznych, jak i wyniki danych meteorologicznych są zbieżne i dowodzą decydującej roli wydymotwórczej wiatrów z sektora SW-NW z dominacją wiatrów zachodnich (ściślej SWW). A zatem stwierdzić można, że barchany nadmorskie mogą być formowane przez wiatry zmienne w granicach określonego stałego sektora.

2. Zbieżność wyników pomiarów morfologicznych wydym formowanych współcześnie i starszych (utrwalonych) wskazuje na podobieństwo dawnych i współczesnych warunków klimatycznych, a zwłaszcza reżimu wiatrów.

3. Regularne formy wydymowe (barchany nadmorskie, wydmy barchano-łukowe i łukowe) reprezentują stadia rozwoju będące najprawdopodobniej elementami tego samego łańcucha ewolucyjnego. Ewolucja wydym przebiega najczęściej od barchanów, poprzez wydmy barchano-łukowe, do wydym łukowych (ryc. 79), choć nie wyklucza się przypadków odmiennego porządku rozwojowego. I tak na przykład studia fotointerpretacyjne dostarczają przykładów współczesnego formowania wydym łukowych bezpośrednio na zapleczu nadbrzeżnego wału wydymowego, który jest źródłem ich alimentacji.

W przedstawionym ciągu ewolucyjnym wyróżniono pięć faz rozwojowych:

- I — początkową,
- II — właściwą (pełni rozwoju),
- III — przeobrażenia (przekształcenia),
- IV — równowagi czynników morfotwórczych (starzenia),
- V — niszczenia (obumierania).



Ryc. 79. Schemat przebiegu ewolucji wydm nadmorskich na Pobrzeżu Słowińskim.

Fig. 79. Diagram showing course of shore dune evolution on Slovenian Coastline.

Poszczególnym fazom i stadiom ewolucji odpowiada cały szereg bliższych genetycznie form przejściowych.

4. Procesy wydmowe na Wybrzeżu Słowińskim dokonują się nieustannie, choć ze zmiennym nasileniem (najprawdopodobniej od czasów litorynowych). Zmienny jest również geograficzny rozkład natężenia procesów na całym badanym obszarze.

5. W kwestii dynamiki procesów wyniki badań pozwoliły na dokonanie szeregu spostrzeżeń.

W wyniku retrospektywnej interpretacji obrazu fotograficznego pól deflacyjnych ustalono, że migracja wydm odbywa się ruchem zmiennym, w którym nasilenia prędkości mają charakter cykliczny (okres cyklu ok. 7 — 10 lat). Ponadto porównanie zdjęć lotniczych sporządzonych w kilkuletnich odstępach czasu wykazało ponad wszelką wątpliwość, że obok ruchu postępowego, trwa proces radialnego rozrastania się wydm łukowych i barchano-łukowych.

Jak wykazano, na ogólną liczbę 143 wydm 57% znajduje się w stanie ruchu, 43% uznać należy za formy stabilne, utrwalone przez roślinność. Wśród wydm mobilnych 59% stanowią wydmy powolne ($m_v < v \leq 2$ m/rok), 23% — umiarkowanie aktywne ($2 < v \leq 5$ m/rok), a 18% — szybkie ($v > 5$ m/rok). W świetle uzyskanych wyników, za ruchome uznać należy nie tylko wydmy całkowicie pozbawione szaty roślinnej, ale również formy

częściowo utrwalone, których ruch, na skutek oddziaływania roślinności, jest ustawicznie hamowany a szybkość znacznie mniejsza.

6. Na Wybrzeżu Słowińskim wyróżniono sześć zespołów wydym o zróżnicowanym stanie morfodynamicznym. Największym natężeniem procesów eolicznych odznacza się zespół barchanów i wydym barchano-łukowych występujących w środkowej i zachodniej części Mierzei Łebskiej (I). Umiarkowaną aktywnością charakteryzuje się zespół wydym łukowych Mierzei Gardzieńskiej (II) oraz wydmy pomiędzy Osetnikiem i Lubiатовem (III). Najniższe wskaźniki dynamiczne odnoszą się do zespołów wydymowych pomiędzy Jeziorem Dołgie Małe a Sowimi Górą u zachodniej nasady Mierzei Łebskiej (IV), pomiędzy Rąbkami i Osetnikiem (V), oraz między Lubiатовem a ujściem Piaśnicy (VI). W zespołach tych dominują formy stabilne, niekiedy znaczny udział mają również formy powolne (Mierzeja Sarbska). W zespole IV i V przeważają utrwalone wydmy barchano-łukowe.

7. Znajomość stadiów rozwoju oraz dynamiki poszczególnych form eolicznych, jak i całych obszarów, przy jednoczesnej znajomości korelacji elementów morfometrycznych i dynamicznych wydym nadmorskich, stwarza podstawy opracowania szczegółowej prognozy rozwoju procesów geomorfologicznych na tym terenie. Można sądzić na przykład, że w przyszłości nastąpi dalsza akumulacja materiału w obrębie nadbrzeżnych wałów wydymowych na odcinkach Czołpino — Rąbki, Osetnik — Lubiатовo oraz między Białogórą i ujściem Piaśnicy. Jednocześnie będzie postępował proces abrazji między Dębiną i Czołpinem oraz na Mierzei Sarbskiej.

W następstwie nagromadzenia znacznych ilości materiału w rejonie Przylądka Czołpino i zachodniej części Mierzei Łebskiej, a także między Łebą i Osetnikiem oraz w rejonie Lubiатовa i Białogóry, należy spodziewać się dalszego odrywania się drobnych form łukowych od nadbrzeżnego wału wydymowego i ich stopniowego rozrastania radialnego. Między Dębiną a ujściem Łupawy, na Mierzei Gardzieńskiej, w zachodniej części Mierzei Łebskiej oraz na krótkim odcinku zaplecza Lubiатовskiej Wydmy można oczekiwać dalszej intensywnej dezintegracji i niszczenia wału nadbrzeżnego. Proces ten doprowadzić może do lokalnego cofnięcia linii brzegowej.

W centralnej części Mierzei Łebskiej można spodziewać się dalszej wędrowności barchanów z tendencją doganiania i nakładania form. Procesowi temu będzie towarzyszyło pojawianie się nowych ognisk akumulacji na przedpolu zespołu szybkich barchanów oraz rozwój pól deflacyjnych na ich zapleczu.

W związku z gwałtownymi procesami transportu i akumulacji w tym rejonie można przewidywać dalsze spływanie Jeziora Łebsko przez ma-

teriał nawiewany oraz przesuwanie północnej linii brzegowej jeziora w wyniku stopniowego zasypywania piaskami wydmowymi.

Przedstawiona prognoza nie uwzględnia ingerencji człowieka, która, w przypadku racjonalnego zalesiania, prowadzić może do całkowitego zahamowania procesów (okolice Osetnika) lub, w rezultacie wycięcia lasów, do ponownego ożywienia deflacji (zach. część Mierzei Łebskiej).

Na zakończenie należy stwierdzić, że metoda interpretacji zdjęć lotniczych pozwala na stosunkowo szybką inwentaryzację form eolicznych, uzyskanie danych liczbowych dotyczących morfometrii wydm i dynamiki procesów oraz badanie wzajemnych związków między tymi parametrami z wykorzystaniem metod matematycznych.

Analiza porównawcza zdjęć lotniczych tego samego terenu wykonanych w określonych odstępach czasu ściślej niż dotychczas stosowane metody, dokumentuje kierunek i wielkość zmian morfologicznych, pozwala ustalić kolejność zdarzeń i zrekonstruować porządek rozwojowy form.

Podkreślić należy duże możliwości metody w zakresie studiów retrospektywnych, śladów procesów geomorfologicznych zarejestrowanych na obrazie fotograficznym.

Z doświadczeń niniejszej pracy wynika, że najodpowiedniejsze do prowadzenia badań dynamiki procesów są zdjęcia lotnicze w skali 1 : 5000 — 1:2000; — do celów kartowania geomorfologicznego — 1:10 000.

Wykorzystane w pracy zdjęcia pozwoliły osiągnąć następujące wskaźniki dokładności wyznaczeń:

- błąd średni określenia prędkości ruchu wydm $m_v = \pm 0,3\text{m/rok}$
- błąd względny określenia objętości przetransportowanego materiału — 3%.

Stwierdzić należy wreszcie, że chociaż zdjęcia lotnicze są obiektywnym źródłem informacji, to jednak metoda fotointerpretacji obciążona jest pewnymi błędami subiektywnymi. Dlatego też, jak każda metoda badań geograficznych wymaga weryfikacji i kontroli wyników w drodze równoległego stosowania innych metod.

Omówione wyżej walory metody, sugerują możliwość szerokiego jej zastosowania w badaniach różnorodnych procesów geomorfologicznych na terenie kraju.

LITERATURA

1. АЛЕКСАНДРОВА М. И., Современная морфология восточного побережья Каспийского моря в связи с понижением его уровня. Уч. зап. МГУ, № 48, 1941.
2. АРМАНД Д. Л., К вопросу о кинематике рельефа. Вопросы географии, сб. 21, 1959.
3. AUFRÈRE L., Le cycle morphologique des dunes. Ann. de Géogr., v. 40, Nr 226, 1931.
4. AUFRÈRE L., Classification des dunes, C. R. Congr., Paris, 1931.
5. BAGNOLD R. A., The phacics of clown sand and desert dunes. London, 1954.
6. BARANIECKI L., Morfologia i dynamika podwodnych osadów piaszczystych polskiego wybrzeża Bałtyku na podstawie analizy zdjęć lotniczych. Praca hab. (maszynopis), Wrocław, 1966.
7. BERGHAUS A., Das Dünengebiet längs der Ostsee im Stettiner Regierungsbezirk. Ausland 53, 1880.
8. БОГОМОЛОВ Л. А., Топографическое дешифрирование природного ландшафта на аэроснимках. Гостеолихиздат, Москва 1963.
9. BRAUN G., Entwicklungsgeschichtliche Studien an europäischen Flachlandesküsten und ihren Dünen. Veroff. d. Inst. f. Meereskole. H. 15, 1911.
10. BRIQUET A., Les dunes littorales. Ann. Géogr., N. 32, 1923.
11. BRIQUET A., Le littoral du nord de la France et son evolution morphologique. Paris, 1930.
12. BÜLOW K., Wanderdünen-schutz. Der Naturforscher., 1924.
13. BÜLOW K., Allgemein-geologische Beobachtungen im Wanderdünengebiet der Lebasee-Nehrung in Ostpommern. Ib. Preuss. Geol. Landesamst. 50, 1929, vol. 2, s. 592—606, 1930.
14. BÜLOW K., Vierjährige Beobachtungen an den Wanderdünen auf der Nehrung des Lebases. Vorläufiger Bericht. Ib. Preuss. Geol. Landesamst. 54, 1933, 1934.
15. BÜLOW K., Allgemeine Küstendynamik und Küstenschutz an der südlichen Ostsee... Berlin, 1954.
16. CLOS-ARCEDUC A., Using aerial photographic coverages for checking theories on the formation of dunes running in more or less the same direction as the wind. Referat na XI. Międzynar. Kongr. Fotogram., Lozanna, 1968.
17. CZEKAŃSKA M., Fale burzowe na południowym wybrzeżu Bałtyku. Bad. Fizjogr. nad Polską Zach. Nr 1, PTPN, Poznań, 1948.
18. ДЕВДАРИАНИ А. С., Кинематика рельефа. Вопросы геогр., сб. 21, 1959.
19. ДЕВДАРИАНИ А. С., Кинематический анализ перемищений форм рельефа. Изв. АН СССР, серия геогр. № 2, 1959.
20. DORYWALSKI M., Matematyczno-statystyczne metody w geomorfologii. Przegl. HGeogr., t. 25, 1953.
21. DYLIK I., Dynamical geomorphology, its nature and methods. Bull. Soc. sci. et lettres, Łódź. 3. Sci. math. et natur., v. 8, Nr 12, 1957.
22. DYLIK I., Istota i metody geomorfologii dynamicznej. Acta Geographica Univ. Łodziensis 8, Nr 54, Łódź, 1958.

23. DYLIKOWA A., Próba wyróżnienia faz rozwoju wydm w okolicach Łodzi. Acta Geogr. Univ. Lodz., Nr 8, Studia z geomorfologii dynamicznej, Łódź, 1958.
24. DYLIKOWA A., Fazy rozwoju wydm w środkowej Polsce w schyłkowym plejstocenie. Folia Quatern., t. 29, Łódź, 1968.
25. ФЕДОРОВИЧ Б. А., Некоторые основные положения о генезисе и развитии рельефа песков. Изд. АН СССР. серия геогр. и геофиз. № 6, 1940.
26. ФЕДОРОВИЧ Б. А., Вопросы происхождения и формирования песчаного рельефа пустынь. АН СССР. Тр. Ин-та Географии, вып. № 39.
27. ФЛЕРОВ А. Ф., Песчаные ландшафты Черноморско—Азовского побережья Кавказа, их происхождение и развитие. Изв. Всес. геогр. об-ва, вып. I, 1931.
28. GALON R., Z problematyki wydm śródlądowych w Polsce. Wydmy śródlądowe Polski. Cz. 1, Warszawa, 1958.
29. GALON R., Projekt monografii geograficznej polskiego wybrzeża Bałtyku. Ref. na III Semin. Morskim Sekc. Geolog.-Geogr. Komitetu Badań Morza PAN. Koszalin, 1962.
30. ГЕЛЛЕР С. Ю. О происхождении рельефа пустынь. Изд. АН СССР, серия геогр. и геофиз. № 4, 1939.
31. GŁODEK J., Badania czwartorzędu Polski w latach 1900—1950. PIG, Biuletyn Nr 66. Z badań czwartorzędu w Polsce t. II. Warszawa, 1952.
32. ГУДЕЛИС В. К., Некоторые данные о строении и развитии пересылки Куршю-Нерия. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 10, 1954.
33. ГУДЕЛИС В. К., Дюны Куршю-Нерия и некоторые методические вопросы изучения современной эолодинамики. Тр. Ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР, № 13, 1957.
34. ГУДЕЛИС В. К., Общие черты развития морских берегов восточной Прибалтики в позднее и послеледниковое время. Труды Ин-та Геолог. АН Эф. ССР. VIII. 1961.
35. GUILCHER A., Morphologie littorale et sousmarine. Paris, 1954.
36. HARTNACK W., Wanderdünen Pommerns. Greifswald, 1925.
37. HARTNACK W., Die Küste Hinterpommerns unter besonderer Berücksichtigung der Morphologie. 2. Beiheft zum Jahrb. Pomm. Geogr. Ges., Greifswald, Bd. 43—44, 1926.
38. HARTNACK W., Zum Entstehung und Entwicklung der Wanderdünen an der deutschen Ostseeküste. Eine vergleichende Wanderdünenstudie. Z. Geomorph., Bd. 6, z. 4/5, 1931.
39. HUECK K., Elröuterung zur Vegetations-Kundlichen Karte der Lebanehrung (Ostpommern). Beiträge zur Naturdenkmalpflege, Bd. 15, 1932.
40. JANKOWSKI W., Niemiecka mapa w skali 1:25 000 na terenach polskich na wschód od Odry i Nysy. Przegląd Geodezyjny nr 11 i 12, 1961.
41. KÁDÁR L., Die periglazialen Binnendünen des norddeutschen und polnischen Landflaches. Congr. Intern. de Geographie, Amsterdam, t. I, Amsterdam, 1938.
42. KALESNIK S., Geografia fizyczna ogólna. PWN, Warszawa, 1961. Tłumaczenie I. Gieysztorowej i J. Kondrackiego.
43. KEILHACK K., Die Wanderdünen Hinterpommerns. Prometheus Jg. 5, 7, Nr 215, 1893.
44. KEILHACK K., Die grossen Dünengebiete Norddeutschlands. „Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges.” LXIX, 1917.
45. KĘSIK A., WOJTANOWICZ J., Analiza form wydmowych i procesów deflacyjnych fragmentu Kotliny Chodelskiej u wykorzystaniem zdjęć lotniczych. Fotointerpretacja w Geografii, z. 6, 1968.
46. KLIMASZEWSKI M., Geomorfologia ogólna. PWN, Warszawa, 1961.
47. KOBENDZA J. i R., Rozwiewane wydmy Puszczy Kampinoskiej., Wydmy śródlądowe Polski, Warszawa, 1958.
48. KOBENDZINA J., Niektóre zjawiska towarzyszące procesom eolicznym na wydmach Puszczy Kampinoskiej. Przegl.Geogr., t. 33, z. 3, 1961.

49. KOBENDZINA J., Próba datowania wydym Puszczy Kampinoskiej. *Przegląd Geogr.* XXXIII, z. 3, 1965.
50. KOBENDZINA J., Wydmy Słowińskiego Parku Narodowego. *Ziemia*. 1968.
51. KONDRACKI J., OSTROWSKI J., Poprawki do fizyczno-geograficznej regionalizacji Polski. *Przegl. Geogr.* t. XL, z. 3, 1968.
52. KOZARSKI S., Wydmy w Pradolinie Noteci koło Czarnkowa. *Bad. fizjogr. n. Pol. zach.*, t. 9, 1962.
53. KRAUSE G. C. A., *Der Dünenbau auf der Ostseeküsten Westpreussens*. Berlin, 1850.
54. KRYGOWSKI B., Niektóre dane o piaskach wydym śródlądowych na terenie Polski i obszarów przyległych. W: *Wydmy śródlądowe Polski*. Cz. I. Warszawa, 1958.
55. KSIĄŻKIEWICZ M., *Geologia dynamiczna*. Wyd. Geologiczne., Warszawa, 1968.
56. LEHMANN P. F. W., *Das Küstengebiet Hinterpommerns*. Zsch. Ges. Rrdk. Berlin, 1884.
57. LEHMANN P. F. W., *Dünenmethamorphosen au der Ostseeküste*. *Pet. Mitt.* 64. 1918.
58. ЛЕОНТЬЕВ О. К., Геоморфология морских берегов и дна. Изд. МГУ, 1955.
59. ЛЕОНТЬЕВ О. К., Некоторые особенности динамики и морфологии береговой зоны северозападного побережья Каспия. *Тр. Океаногр. Комиссии АН СССР*, т. 2, 1957.
60. ЛЕОНТЬЕВ О. К., Основные черты морфологии и эволюции северо-Азарбайджанского побережья Каспийского моря. *Тр. Океаногр. комиссии АН СССР*, т. 8, 1961.
61. LENCEWICZ S., *Wydmy śródlądowe Polski*. *Przegl. geogr.*, t. 2, 1922.
62. LIS J., Zmiany powierzchni jezior Pobrzeża Słowińskiego w okresie 1889—1951. *Studium kartograficzne*. Praca magisterska — maszynopis. Poznań, 1965.
63. LOUIS H., Die Form der norddeutschen Bogendünen. *Zeitschrift f. Geomorphologie*, B. IV, 1928.
64. LUEDER D. R., *Aerial Photographic Interpretation — Principles and Applications*. N. York, Toronto, London, 1959.
65. ЛЯВРОВ А. П., Современные изменения береговой полосы Северного Каспия. *Уч. зап. МГУ*, № 48, 1941.
66. MAJDANOWSKI S., Zagadnienia klimatyczne okresów wydmowych w świetle glacialnych i postglacialnych zmian ogólnej cyrkulacji atmosferycznej w środkowej Europie. W: *Wydmy śródlądowe Polski*. Cz. 1, Warszawa, 1958.
67. MAŁKOWSKI S., *Wydmy piaszczyste okolic Sadownego*. „Kosmos”, 1912.
68. MAŁKOWSKI S., O wydmach piaszczystych okolic Warszawy, *Prace Tow. Nauk. Warsz.*, t. 23, 1917.
69. MARSZ A., Profil hydrochemiczny Mierzei Łebskiej. *Bad. fizjogr. nad Polską Zach.* Poznań, 1965.
70. MARSZ A., Geneza wydym Łebskich w świetle współczesnych procesów brzegowych. *Pozn. TPN. Prace Komis. geogr. geolog.* t. 4 .z. 6, Poznań, 1966.
71. MARUSZCZAK H., *Wydmy Wyżyny Lubelskiej i obszarów sąsiednich*. W: *Wydmy śródlądowe Polski*. Cz. 2, Warszawa, 1958.
72. MATUSIK J., Tymczasowe wyniki badań nad dynamiką zmian linii brzegowej w granicach Pobrzeża Słowińskiego (w przygotowaniu do druku).
73. MEDWECKA-KORNAŚ A., Mierzeja Łebska. *Ziemia*. t. 27, 1948.
74. MIELCZARSKI A., Efemeryczne eoliczne formy plażowe na polskim wybrzeżu Bałtyku. *Ref. na XIII Semin. Morskim Sekcji geolog-geogr. Komitetu Badań Morza PAN w Szczecinie*, 1967.
75. MISZAŁSKI J., Uwagi o rozwoju wydym wędrujących na Mierzei Łebskiej. *Fotointerpretacja w geografii*, z. 5, Warszawa, 1967.
76. NOWICKA I., *Wydmy na sandrze Brdy*. *Zesz. Nauk. UMK. Nauki mat. przyr.*, z. 4, Toruń, 1958.

77. OKOŁOWICZ W., Opis geograficzny wydmy Zadroże. *Studia Soc. Sci. Suppl.* 1. Toruń, 1949.
78. Opracowanie zbiorowe pod redakcją W. SZAFERA., *Szata roślinna Polski*. PWN, t. I i II, Warszawa, 1959.
79. PAWŁOWSKI S., Charakterystyka morfologiczna wybrzeża polskiego. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, t. I, z. 2, Poznań 1922.
80. PERNAROWSKI L., Tymczasowe wyniki badań nad wydmami Nizy Śląskiego., *Czas. geogr.* t. 21/22, 1952.
81. PERNAROWSKI L., Zastosowanie metody statystycznej w analizie form wydmowych znad Dolnego Bobru. *Czas. geogr.*, t. 21/22, 1952.
82. PERNAROWSKI L., Z badań nad wydmami Dolnego Śląska. W: *Wydmy śródlądowe Polski*. Cz. I. Warszawa, 1958.
83. PERNAROWSKI L., Obszary wydmowe Opolszczyzny. *Studia geograficzno-fizyczne z obszaru Opolszczyzny*, t. 1. 1968.
84. PIASECKI D., Próba dynamicznej klasyfikacji wybrzeży. *Zesz. Nauk. Polit. Gdańskiej. Bud. Wodne*, Nr 1, Gdańsk, 1956.
85. ПЕРВУХИН М. А., Каспийское побережье от Аграханского залива до Апшерона. *Уч. зап. МГУ*, № 19, 1938.
86. ПЕТРОВ М. П., Рельеф барханных песков пустынь и закономерности его развития. *Тр. Ин-та Геогр. АН СССР*, вып. 39, Москва—Ленинград, 1948.
87. ПЕТРОВ М. П., Подвижные пески пустынь, их передвижение и формы накопления. *Изв. Гос. Геогр. Общества*, т. 71, № 8, 1939.
88. PILARCZYK L., *Wydmy Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego*. W: *Wydmy śródlądowe Polski*, Cz. 1, Warszawa, 1958.
89. POSER H., Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel — und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnendünen. „*Erdkunde*”, Bd. IV, 1950.
90. REINKE J., Studien über die Dünen unserer Ostseeküste. *Wiss. Meeresunters. Kiel N. F.* Bd. 12, 1911.
91. ROMER E., Sprawozdanie z wycieczek do wydm niżowych z poglądem na ich powstanie. *Kosmos*, t. 31, 1906.
92. ROSA B., O postglacialnej transgresji Bałtyku na polskim wybrzeżu., *Czas. geogr.*, t. 29, z. 3, 1958.
93. ROSA B., O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. *Studia Soc. Sci. Torun. Sec. C*, t. 5, Toruń, 1963.
94. СОКОЛОВ Н. А., Дюны побережья Финского залива. *Тр. СПб об-ва естеств.*, т. 12, вып. 2, 1882.
95. СОКОЛОВ Н. А., Дюны, их образование, развитие и внутреннее строение. СПб., 1884.
96. SOLGER F., *Geologie der Dünen*. W: *Dünenbuch*. Stuttgart, 1910.
97. SOLGER F., Die Dünen des Danziger Küstengebietes. *Schr. Naturforsch. Ges. Danzig*. N. F. t. 16, Nr 1, 1923.
98. SOSZKA G., Dowody obecności jeziora postglacialnego na terenie Niziny Gardzoieńsko-Łebskiej. *Przegl. geogr.*, t. XLI, z. 3, 1969.
99. СПИРИДОНОВ А. И., Геоморфологический очерк прибрежной полосы северо-западной части Апшеронского полуострова. *Землеведение*, т. 39, вып. 2, 1937.
100. STANKOWSKI W., Fazy rozwojowe wydm okolic Skwierzyny. *Spraw. Pozn. TPN.*, Nr 1, Poznań, 1960.
101. STANKOWSKI W., Rzeźba deflacyjna zachodniej części Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego. *Spraw. Pozn. TPN*, Nr 1, Poznań, 1961.
102. STANKOWSKI W., Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów. *Poznańskie TPN, prace Komisji Geogr.-geolog.* t. 4, z. 1, Poznań, 1963.

103. STEERS J. A., The coastline of England and Wales. Cambridge, 1946.
104. STRAHLER A. M., Dynamic basis of geomorphology. Bull. Geol. Soc. America, v. 63, Nr 1, 1952.
105. SZOPOWSKI Z., Współzależność wahań stanów wód na Jeziorze Łebsko i w porcie Łeba, w okresie 1956—1958. Mat. do monografii polsk. brzegu morsk. z. 1. Wybrane zagadnienia dynamiki brzegu morckiego. PAN, Inst. Bud. Wodn. Gdańsk — Poznań, 1961.
106. SZOPOWSKI Z., Hydrologiczno-meteorologiczna charakterystyka rejonu małych portów Pomorza Zach. Materiały do monografii polsk. brzegu morsk. Gdańsk — Poznań, 1961.
107. TARNOWSKA S., O kierunku i prędkości wiatrów dolnych na obszarze środkowego i południowego Bałtyku (1947—1960). Przegl. geofiz., r XIII(XXI) z. 1. Warszawa, 1968.
108. TRICART J., L'évolution morphologique de littoral des Bas-Champs Picards., Geomorphol. dynamique, Nr 2, 1951.
109. УЛЬСТ В. Г., Морфология и история области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Изд. АН Латв. ССР, 1957.
110. VAN DIEREN J. W., Organogene Dünenbildung. Haag, 1934.
111. VAN VEEN I. J., Ouderzoeklingen in de Hoofden. Vanwege het Ministerie Van Waterstaat, 1936.
112. WALTER W., Neue morphologisch-physikalische Erkenntnisse über Flugsand und Dünen. Rhein-Manische Forschungen, H. 31, Frankfurt a/Main, 1951.
113. WATERSCHOOT M. A., Die Ijden der Flamischen Küste. Geol. Meere u. Binnengewässer, Bd. 6, H. 1, 1944.
114. WEBER H., Die Oberflächenformen des festen Landes B. G. Taubner Verlagsgesellschaft, Leipzig, 1958.
115. WICHENDORFF H., Über Flugsandebenen an der Ostseeküste im nordlichen Ostpreußen. Jb. Geol. L. A. 36/1, 1915.
116. WIŚNIEWSKI B., Stousniki hydrograficzne w ujściu rzeki Łeby. Praca magisterska, maszynopis. Gdańsk, 1963.
117. WOJTANOWICZ J., Typy genetyczne wydym Niziny Sandomierskiej. Annales UMCS, Sec. B. vol. 25.
118. WOJTERSKI, Schematy strefowego układu roślinności nadmorskiej na południowym wybrzeżu Bałtyku. Bad. Fizjogr. nad Polską Zach. t. 14, Poznań, 1964.
119. Wydmy śródlądowe Polski., Praca zbiorowa pod redakcją R. GALONA, Cz. I i II, Warszawa, 1958.
120. Z badań zespołowych wydym Zdroże pod Toruniem. Studia Soc. Sci. Torun. Suppl. I, 1949.
121. ЗЕНКОВИЧ В. П., Основы учения о развитии морских берегов. Изд. АН СССР, Москва 1962 г.
122. ЗНАМЕНСКИЙ А. И., Экспериментальное исследование процессов ветровой эрозии песков и вопросы защиты от песчаных заносов. Мат. Исслед. Вып. 3, Ашхабад, 1958.

SPIS TABEL

- I. Przebieg częstotliwości wiatrów z poszczególnych kierunków wg stacji PIHM w Łebie, w okresie 1948—1962.
- II. Struktura dynamiczna wiatrów w Łebie w latach 1948—1962.
- III. Prędkości krytyczne wiatrów w m/sek.
- IV. Dane metrykalne wykorzystanych zdjęć lotniczych.
- V. Zestawienie wyników pomiarów morfologii i dynamiki wydym.
- VI. Zestawienie średnich wartości cech morfometrycznych i dynamicznych.
- VII. Przeciętne wysokości północnych i południowych ramion wydym oraz współczynniki asymetrii.
- VIII. Przeciętne kąty nachylenia proksymalnych i dystalnych zboczy wydym oraz współczynniki asymetrii.
- IX. Przeciętne kąty nachylenia północnych i południowych zboczy wydym oraz współczynniki asymetrii.
- X. Przeciętne kąty nachylenia wewnętrznych i zewnętrznych zboczy wydym oraz współczynniki asymetrii.
- XI. Próba rekonstrukcji faz rozwojowych wydym i przebiegu procesów morfologicznych.
- XII. Struktura dynamiczna wydym nadmorskich na Wybrzeżu Słowińskim.
- XIII. Wartości mimośrodu krzywych stożkowych.
- XIV. Zestawienie typów morfologicznych wydym nadmorskich.
- XV. Struktura typologiczna wydym nadmorskich.

SPIS MAP

- I. Mapa geomorfologiczna Wybrzeża Słowińskiego.
- II. Plan sytuacyjno-wysokościowy pola wydym ruchomych na Mierzei Łebskiej sporządzony metodą autogrametryczną w oparciu o zdjęcia lotnicze z 1958 i 1968 roku, (skala oryginału 1:5000).
- III. Plan sytuacyjno-wysokościowy Białej Góry (zdjęcie tachymetryczne wykonane w sierpniu 1961 r.).
- IV. Fragment mapy geomorfologicznej Mierzei Łebskiej.
- V. Barchan nadmorski eliptyczny, mapa geomorfologiczna wydmy nr.inw.63.
- VI. Barchan nadmorski paraboliczny, mapa geomorfologiczna wydmy nr.inw.25.
- VII. Barchan nadmorski hiperboliczny, mapa geomorfologiczna wydmy nr.inw.21.
- VIII. Wydma barchano-łukowa eliptyczna, mapa geomorfologiczna wydmy nr.inw.14.
- IX. Wydma łukowa kołowa, mapa geomorfologiczna wydmy nr.inw.104.
- X. Wydma łukowa eliptyczna, mapa geomorfologiczna wydmy nr.inw.116.
- XI. Wydma łukowa paraboliczna, mapa geomorfologiczna wydmy nr.inw.15.
- XII. Dynamika wydym Wybrzeża Słowińskiego.
- XIII. Natężenie procesów deflacji.

PRESENT-DAY AEOLIAN PROCESSES ON THE SLOVINIAN
COASTLINE
(A STUDY OF PHOTO-INTERPRETATION).

SUMMARY

The topic of this study is an analysis of the morphometric and dynamic features of the dunes observed on the Slovenian Coastline; this study aims at quantitatively assessing the intensity and the trends of present-day aeolian processes. It also presents a tentative reconstruction of dune evolution and a classification of land forms based on morphodynamic criteria.

As principal method for his investigations the author interpreted air photographs, supplementing these observations by geodetic field measurements of past transformations and by comparing archival records with modern topographic maps. For properly interpreting the results obtained in this manner, he also employed the classical method of geomorphological field examinations.

In his work the author took advantage of three basic traits of air photograph interpretation:

1. From the illustrative properties of air photographs one can recognize details of aeolian land forms and classify them; one can also discover processes difficult to perceive by examinations on the ground. Also facilitated are geomorphological mapping and comprehensive landscape studies.

2. The metric attributes of air photographs make it possible to establish dune dimensions, such as relative heights, angles of slope inclination, surfaces covered, patterns of morphological axes, and other parameters.

3. The critical correlation of air photographs of the investigated region, taken successively in 1951, 1958, 1964 and 1968, reveal directions and characteristic changes in dune appearance, the rate of dune advance, the effectiveness of processes of material transport and accumulation, the intensity of deflation; and thus they allow a comprehensive appraisal of the morphodynamics ruling in the dune region.

Characterizing present-day conditions of dune evolution, the author discusses some of the elements of the geographic environment which bear upon the relief development, especially upon hydrological conditions, and upon climate and vegetation. He pays particular attention to the prevailing winds as the direct cause of sand deflation and transport. He established the fact, that the decisive agency as to sand transport and the modern shaping of coastline dunes are winds arriving from the SW to NW sector, because these show the highest velocities and constitute 56% of the locally active wind force.

Next, the author presents in detail the results of his classification of the dune forms observed, with special attention given to characteristic patterns of the morphological axes; the latter he expresses by figures of the eccentricity values which come nearest to the shape of cone contour lines.

From the results of this sort of dune form listing, and on the basis of morphological and morphometric criteria and of sites of occurrence and aerodynamic conditions, the author prepared his classification of aeolian land forms developed from deflation and accumulation. Among dune forms of sand accumulation he distinguishes and describes three groups of typical dunes:

- a — shore barchans (17%) ,
- b — barchan-arc dunes (15%) ,
- c — arc dunes (68%) .

Close examinations of the dune structure, the run of morphological axes, and the orientation of geometric axes have corroborated, that duneforming winds arriving from the SW to NW sector predominate. Thus, for instance, it came to light that shoreline barchans are apt to be formed by winds varying in direction within the limits of a definite stable sector.

Analytic studies of the morphological and dynamic features of the typical dunes disclosed clearly correlated features, and the application of theoretical analogues to definite ecological conditions helped in determining the proper evolutionary succession of land forms.

The dunes of the Slovenian Coastline, dissimilar in degree of development, represent stages which most probably are elements of an identical evolutionary chain. Most often this succession starts from barchans, passing to barchan-arc types and ending with arc dunes — although conceivable are cases when this order of evolution differs. In his own evolutionary chain the author distinguishes five successive stages:

- I — an initial stage,
- II — a full-scale stage of evolution,
- III — a stage of transformations,
- IV — a stage of equilibrium of morphogenetic agencies (the ageing stage),
- V — a stage of destruction (fading away).

The particular phases and stages of evolution are complemented by a variety of transitory forms.

The author's study brings numerical data characterizing transformations in which dynamic features are taken into account, such as rate and acceleration of dune advance, effectiveness of aeolian transport, intensity of surface deflation. He found that of the 143 dunes observed, 57% are mobile while 43% might be considered stable, consolidated by vegetation. Among the mobile dunes 59% are slow-moving ($m_v < v \leq 2\text{m/year}$), 23% are fairly mobile ($2 < v \leq 5\text{m/year}$), and 18% are fast-moving ($v > 5\text{m/year}$).

In a retrospective aspect of the interpretation of air photographs showing deflation areas, he determined that the dunes advance at a changing rate in which periods of an increased rate occur in a cyclic pattern, of 7 to 10 years each. Further, from the correlation of air photographs it can be seen beyond any doubt that, apart from an advancing motion, processes continue which cause arc dunes and barchan-arc dunes to expand radially.

Adopting the frequency of occurrence of different morphodynamic dune types in his criterion for regionalizing, the author distinguishes on the Slovenian Coastline

six different dune groups: shoreline barchans and fast-moving barchan-arc dunes on the middle and western part of the Łeba sand-bar (I), slow-moving arc dunes on the Gardno sand-bar (II) and in the region of Lubiatowo (III), stable and slow-moving dunes between Lake Dołgie Małe and Sowie Góry (IV), stable, well consolidated barchan-arc dunes between Rąbek and Osetnik (V), and a dune group between Lubiatowo and the mouth of the Piaśnica river (VI).

Translated by Karol Jurász

LIST OF TABLES

- I. Wind frequencies from particular directions, recorded by PIHM station at Łeba for 1948—1962 period.
- II. Structure of wind force at Łeba in 1948—1962 period.
- III. Critical wind velocities, in m/sec.
- IV. Registry records of utilized air photographs.
- V. List of results of measurements of dune morphology and dynamics.
- VI. List of mean values of morphometric and dynamic features.
- VII. Average heights of northern and southern dune arms, and their asymmetry coefficients.
- VIII. Average angles of inclination of proximal and distal dune slopes, and their asymmetry coefficients.
- IX. Average angles of inclination of northern and southern dune slopes, and their asymmetry coefficients.
- X. Average angles of inclination of interior and exterior dune slopes, and their asymmetry coefficients.
- XI. Tentative reconstruction of stages of dune evolution and of course of morphological processes.
- XII. Structure of dynamics of dunes on Slovenian Coastline.
- XIII. Eccentricity figures of cone curves.
- XIV. List of morphological types of shore dunes.
- XV. Structure of typology of shore dunes.

LIST OF MAPS

- I. Geomorphological map of Slovenian Coastline.
- II. Map showing situation and heights of field of advancing dunes on Łeba sand-bar, compiled by autogrammatic method from air photographs taken in 1958 and 1968 (scale of original 1:5000). Contour line interval 1 m.
- III. Map showing situation and heights of Biała Góra (tachymetric survey made in August 1961).
- IV. Fragment of geomorphological map of Łeba sand-bar.
- V. Elliptic shore barchan, geomorphological map of dune No. 63.
- VI. Parabolic shore barchan, geomorphological map of dune No. 25.
- VII. Hyperbolic shore barchan, geomorphological map of dune No. 21.
- VIII. Elliptic barchan-arc dune, geomorphological map of dune No. 14.
- IX. Circular-arc dune, geomorphological map of dune No. 104.
- X. Elliptic arc dune, geomorphological map of dune No. 116.
- XI. Parabolic arc dune, geomorphological map of dune No. 15.
- XII. Dynamics of dunes on Slovenian Coastline.
- XIII. Intensity of deflation processes.

СОВРЕМЕННЫЕ ЭОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА СЛОВИНСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ

(Фотоинтерпретационное исследование)

РЕЗЮМЕ

Работа содержит анализ морфометрических и динамических признаков дюн Словинского побережья, целью которого является количественная оценка интенсивности и направлений современных эоловых процессов, а также попытка реконструировать эволюцию дюн и классифицировать их, опираясь на морфодинамические критерии.

В исследованиях как главный метод использовались интерпретация аэрофотоснимков, дополненная результатами геодезических измерений деформации, а также сравнительным анализом архивных и современных топографических карт. Для надлежащей интерпретации полученных результатов применялся также классический метод геоморфологических исследований местности.

Использовались три основные достоинства метода аэрофотосъемки:

1. Иллюстративные свойства снимков позволяют подробно различить и инвентаризовать эоловые формы, а также выявить трудно замечаемые при наземном наблюдении процессы. Они облегчают геоморфологическое картирование и комплексное исследование ландшафта.

2. Метрические свойства — позволяют на количественную характеристику дюн (определение относительной высоты, углов наклона склонов, площади, формы морфологических осей и других параметров).

3. Сравнительный анализ аэроснимков исследуемой территории, выполненных в 1951, 1958, 1964 и 1968 гг., позволяет определить направления и характер преобразований, скорость перемещения дюн, производительность процессов перемещения и накопления, интенсивность дефляции, а также комплексно оценить морфодинамическое состояние всей территории песчаных скоплений.

Характеризуя современные условия развития дюн, автор рассматривает отдельные элементы географической среды, влияющие на рельефообразование, в частности, ветру, как гидрологический режим, климат и растительный покров. Особое внимание уделяется непосредственной причине развевания и перемещения песка. Установлено, что решающую роль в перемещении и современном образовании дюн на Словинском побережье играют ветры из сектора SW—NW, так как у них самая большая средняя скорость и они составляют 56% аэродинамической силы.

В работе подробно представлены результаты инвентаризации песчаных скоплений. Особое внимание обращено на характеристику формы морфологических осей. Она выражена с помощью числового значения эксцентриситета, наиболее похожих по форме конусных сечений.

На основании анализа результатов инвентаризации, опираясь на морфологические кри-

тери, морфометрию, местную обстановку и аэродинамические условия, автор провел классификацию аккумуляционных и дефляционных золотых образований. Среди аккумуляционных образований выделены и подробно охарактеризованы три группы регулярных дюн:

- а) приморские (прибрежные) барханы (17%),
- б) бархано-дугообразные дюны (15%),
- в) дугообразные дюны (68%).

Результаты изучения структуры дюн, форма морфологических осей и направление геометрических осей подтверждают решающее дюнообразующее значение ветров направления из сектора SW—NW. Обнаружено, что приморские барханы могут возникать при переменных ветрах в пределах постоянного сектора.

Анализ морфологических и динамических признаков регулярных дюн выявил определенные корреляции, применение теоретических аналогий к конкретным природным условиям помогло установить правильный порядок эволюции золотых образований.

Дюны Словинского побережья отличаются по степени развития, принадлежат к разным стадиям, по всей вероятности, одного и того же эволюционного ряда. Эволюция дюн выражается чаще всего в переходе от приморских барханов к бархано-дугообразным а затем дугообразным дюнам, хотя и допускается возможность иного порядка в развитии. В представленном эволюционном ряду выделены пять стадий развития:

- I начальная,
- II собственного развития (полного развития),
- III преобразования,
- IV равновесия морфообразующих факторов,
- V разрушения (отмирания).

Отдельным стадиям соответствуют многие переходные образования.

В работе представлена количественная характеристика происходящих изменений, учитываются динамические признаки — скорость перемещения дюн, ускорение, производительность золотого транспорта, интенсивность процессов поверхностного развевания. Обнаружено, что из общего числа 143 дюн 57% движется, 43% — это стабильные дюны, они подвергаются упрочению благодаря растительности. Среди перемещающихся дюн 59% — это медлительные дюны ($m_v < v \leq 2$ м в год), 23% — умеренно активные ($2 < v \leq 5$ м в год), и 18% — скорые ($v > 5$ м в год).

В результате ретроспективной интерпретации аэроснимков дефляционных участков установлено, что дюны перемещаются равномерным движением, со скоростью циклически возрастающей (около 7—10 лет). Кроме того сравнение аэроснимков обнаружило вне всякого сомнения, что кроме поступательного движения происходит процесс радиального роста бархано-дугообразных и дугообразных дюн.

Принимая в качестве критерия районирования частоту проявления морфодинамических типов дюн, на Словинском побережье автор выделил шесть дюнных комплексов: скорые приморские барханы и бархано-дугообразные дюны средней и западной части Лэбской косы (I), дугообразные медлительные дюны Гардинской косы (II) и окрестностей Любятува (III), стабильные и медлительные дюны, расположенные между озером Долге-мале и Сове-Гуры (IV), упроченные (стабильные) бархано-дугообразные дюны между Ромбки и Осетником (V) и комплекс дюн между Любятувом и устьем р. Пясница (VI).

СПИСОК ИЛЛЮСТРАЦИЙ

1. Средние состояния вод р. Лэба и оз. Лэбско на избранных водомерах в отдельные месяцы за 1956—1962 гг. по Висьневскому (116)
2. Распределение средних месячных осадков для Лэбы за 1948—1962 гг. по сравнению с периодом 1891—1930 гг. Перечень средних месячных температур в Лэбе (1948—1962) по Висьневскому (116)
3. Распределение ветров по данным метеостанций, расположенных рядом исследуемым районом
4. Распределение частоты и скорости осредненных ветров на Словинском побережье
 - a — распределение частоты ветров по данным станции гидрометеорологического института в Лэбе за 1948—1968 гг.
 - b — распределение частоты средних ветров по данным станции гидрометеорологического института в Лэбе за 1948—1968 гг.
 - c — произведение розы ветров для Лэбы за 1948—1968 гг.
 - d — произведение сводной розы ветров для Словинского побережья (спотанция гидрометеорологического института в Дарлове, Колобжеге, Устке и Лэбе) за 1948—1957 гг. по Шоповскому (106)
5. График частоты ветров разной скорости отдельных направлений в районе Лэбы за 1948—1962 гг.
6. График частоты ветров разной скорости в отдельные месяцы для Лэбы (1958—1962) по Висьневскому (116)
7. Аэросимок Лонца-Гуры (Лэбская коса)
 - a — утром
 - b — в послеобеденное время
8. Тени дюны в зависимости от освещения в разное время для
 - s' — проекция солнечного луча на плоскость I вертикала
 - h' — высота солнца, измеряемая в плоскости II ветрикала
9. Профили движущихся дюн
10. Изменения линии подножий дистальных склонов дюны № 64 (отрезок интерпретационной кальки)
 - 1, 2, 3, 4 — точки отнесения одинаковые для снимков всех серии
11. Инвентаризационная карта эллиптической дугообразной дюны № 48
12. Диаграмма конусных сечений
13. Схематическое деление склонов дугообразных дюн и барханов
14. Перечень и объяснения условных обозначений
15. Зависимость максимальной высоты эллиптических барханов от высоты окружающей местности
16. Взаимозависимость средних относительных высот в пределах барханов H_{sr} и поверхности P_1

17. Асимметрия северных и южных „крыльев” бархана в зависимости от распределения частоты ветров (роза частоты по данным станции гидрометеорологического института в Лэбе)
18. Распределение средних углов наклона скалов
 - a — приморских барханов
 - b — бархано-дугообразных дюн
 - c — дугообразных дюн
19. Взаимозависимость ширины дистальных скалов и объема приморских барханов
20. Корреляция объема и площади приморских барханов
21. Зависимость объема приморских барханов от их отдаленности от береговой линии
22. Профиль Лонцка-Гуры (№ 64) до и после образования регрессивных барханов
23. Варианты взаимоположения приморских барханов
 - a — одиночный бархан (изолированный)
 - b — догоняющий бархан (прикрывающий)
 - c — близнецы-барханы (двойные)
24. Бархано-дугообразная дюна с оформившимся южным „крылом” (№ 16). фрагмент интерпретационной кальки
25. Зависимость направления морфологической оси эллиптических дугообразных дюн от распределения ветров выступающих в настоящее время на Словинском побережье
26. Сводные диаграммы падения слоев в северном (a) и южном (b) „крыльях” дугообразной дюны (№ 16)
27. Асимметрия ризэкцентриситетов морфологических осей северных и южных „крыльев” приморских дюн
28. Характерные области в плоскости H, e
 - I приморские барханы
 - II барханодугообразные дюны
 - III дугообразные дюны
29. Зависимости: a — параметров и площадей дюн
 - b — площадей и объемов дюн
30. Зависимость объема дюн
 - a — от расстояния от береговой линии
 - b — от относительных высот
31. Зависимость максимальных высот дюн и средних относительных высот в пределах образований
32. Зависимость относительных высот дюн от расстояния от береговой линии
33. Асимметрия длины северных и южных „крыльев” приморских дюн и секторы проявления отдельных групп дюн в зависимости от асимметрии „крыльев”
34. Зависимость наклона проксимальных и дистальных склонов
35. Прибрежный дюнный вал с выравненной верхней поверхностью, упрочненный
 - a — фрагмент аэроснимка, масштаб 1:10 000
 - b — гипсометрия вала
 - c — поперечный профиль вала
36. Многоступенчатый прибрежный дюнный вал
 - a — фрагмент аэроснимка мыса Чолпино (масштаб 1:10 000)
 - b — фрагмент интерпретационной кальки
 - c — поперечный профиль дюны
37. Расчлененные прибрежные дюны. Фрагмент аэроснимка Гарденской косы (масштаб 1:10 000)
38. Блокдиаграмма молодых дюн образовавшихся из материала прибрежного дюнного вала

39. Дугообразные дюны, примыкающие к прибрежному дюнному валу. Фрагмент аэроснимка окрестностей с. Боленец (Лэбскаякоса), масштаб 1:5000
40. Насыпной конус
41. Эллиптическая дугообразная дюна № 89. Фрагмент аэроснимка Сарбской косы
 - a — аккумулятивный конус
 - b — дефляционные ворота
 - c — дефляционные гряды
 - d — зона засыпания озера
 - e — пласты растительности
 - f — дефляционные углубления
42. Межгрядовые углубления
 - a — топография
 - b — профиль углубления
43. Межгрядовые углубления перед дюной № 61
 - a — план расположения
 - b — профиль
44. Система дефляционных впадин в пределах и позади прибрежного дюнного вала вблизи с. Боленец (западная часть Лэбской косы)
45. Бархано-дугообразная дюна № 45. Фрагмент аэроснимка, масштаб 1:10 000
 - a — временные озера в межгрядовых углублениях
 - b — дефляционные гряды
 - c — открытые дюнные пески
 - d — вторжение дюнной растительности
46. Контуры дефляционных полей позади дюн № 2, 3, 11, 14, 16, 50, 54, 68, 93, 97, 111 и 143
47. Сложное дефляционное поле в центральной части Лэбской косы, Аэроснимок. масштаба 1:10 000
 - a — открытые дюнные пески
 - b — группы дефляционных останцев
 - c — дефляционные гряды
 - d — дюнный клиф
 - e — эфемерный дюнный клиф
 - f — вторжение дюнной растительности
 - g — эфемерные песчаные наносы
 - h — песчаные полосы
 - i — „мертвый” дюнный клиф
 - j — прибрежные дюнные валы
 - k — дефляционные ровы
 - l — мертвый лес
48. Группа дефляционных останцев в западной части Сарбской косы
 - a — Фрагмент геоморфологической карты, подготовленной с помощью метода интерпретации аэроснимков
 - b — профиль дефляционного останца
49. Стадии эволюции дюны № 63
50. Стадии эволюции дюны № 58
51. Схематическая реконструкция стадий эволюции приморских барханов
52. Стадии эволюции дюны № 45
53. Изменения коэффициента асимметрии наклона северных и южных склонов в зависимости от стадии развития бархано-дугообразных дюн
54. Изменения коэффициента асимметрии высоты северных и южных „крыльев” в зависимости от стадии развития бархано-дугообразных дюн

55. Схематическая реконструкция стадий эволюции бархано-дугообразных дюн
56. Стадии эволюции дюны № 48
57. Изменения коэффициента асимметрии наклона внутренних и внешних склонов в зависимости от стадии развития бархано-дугообразных и дугообразных дюн
58. Стадии эволюции дефляционных ворот
59. Стадии эволюции дугообразной дюны № 7 (ретроспективная схема)
60. Схема стадий эволюции дугообразных дюн
61. Морфологический набросок дугообразной дюны № 22
62. Стадии эволюции дефляционных районов
63. Примеры развития небольших дефляционных образований
64. Фазы эволюции прибрежного дюнного вала
65. Схематическая реконструкция развития аккумулятивных образований позади дюнного вала
66. Засыпание озера дюнными песками. Фрагмента аэроснимков северного берега озера Лэбско
 - a — открытые дюнные пески
 - b — группы дефляционных останцев
 - c — молодая дефляционная поверхность
 - d — зона засыпания озера дюнными песками, осыпающимися гравитационно с южных склонов дюн
 - e — зона засыпания леса
 - f — мертвый лес
 - g — зона постепенного вторжения водных растений на прибрежные мелкие места
 - h — зубчатый край пляжа
67. Схематическая карта изменений береговой линии озера Лэбско за 1891—1965 гг. Стрелкой обозначены направление изменений и средняя годовая скорость передвижения береговой линии в м/год
68. Аэроснимки, сделанные в 1952, 1958, 1964, 1968 гг. Изменения расположения дистального склона приморского бархана Лонца-Гура
69. Распределение средней скорости передвижения дюн
70. Зависимость скорости передвижения дюн от ориентировки береговой линии
71. Распределение средних скоростей дюн в зависимости от направления геометрических осей
72. Зависимость скорости приморских барханов от их относительной высоты
73. Зависимость объема и скорости передвижения приморских барханов
74. Зависимость скорости приморских дюн от степени открытия дюнных песков
75. Зависимость производительности золотого транспорта от скорости передвижения дюн
76. Зависимость производительности процессов золотого транспорта от степени открытия дюнных песков
77. Графики развития дефляции (примеры)
78. Конусные кривые в полюсном расположении
79. Схема эволюции приморских дюн на Словинском побережье

ТАБЛИЦЫ

- I. Частота ветров отдельных направлений по данным станций Гидрометеорологического института в Лэбе за 1948—1962 гг.
- II. Динамическая структура ветров в Лэбе в 1948—1962 гг.
- III. Критическая скорость ветров в м/сек.
- IV. Метрические данные использованных аэроснимков
- V. Результаты измерений морфологии и динамики дюн
- VI. Средние значения морфометрических и динамических признаков
- VII. Средние высоты северных и южных „крыльев” дюн а также коэффициенты асимметрии
- VIII. Средние углы наклона проксимальных и дистальных склонов дюн а также коэффициенты асимметрии
- IX. Средние углы наклона северных и южных склонов дюн а также коэффициенты асимметрии
- X. Средние углы наклона внутренних и внешних склонов дюн а также коэффициенты асимметрии
- XI. Попытка реконструкции фаз развития дюн и хода морфологических процессов
- XII. Динамическая структура дюн на Словинском побережье
- XIII. Значения эксцентриситета конусных кривых
- XIV. Морфологические типы приморских дюн
- XV. Типологическая структура приморских дюн

КАРТЫ

- I. Геоморфологическая карта Словинского побережья
- II. Сравнительная карта расположения движущихся дюн на Лэбской косе, разработанная стереофотограмметрическим методом на основании аэроснимков 1958 и 1968 гг. (масштаб 1:5000)
- III. Гипсометрический план Бяла-Гура (тахиметрическая съёмка, август 1961 г.)
- IV. Фрагмент геоморфологической карты Лэбской косы
- V. Приморский эллиптический бархан, геоморфологическая карта дюны № 63
- VI. Приморский параболический бархан, геоморфологическая карта дюны № 25
- VII. Приморский гиперболический бархан, геоморфологическая карта дюны № 21
- VIII. Бархано-дугообразная эллиптическая дюна, геоморфологическая карта дюны № 14
- IX. Дугообразная кольцевая дюна, геоморфологическая карта дюны № 104
- IX. Дугообразная эллиптическая дюна, геоморфологическая карта дюны № 116
- XI. Дугообразная параболическая дюна, геоморфологическая карта дюны № 15
- XII. Динамика дюн Словинского побережья
- XIII. Интенсивность процессов дефляции

SPIS TREŚCI

I. WSTĘP	5
II. STAN I KIERUNKI BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH PROCESÓW EOLICZNYCH W STREFIE NADMORSKICH OBSZARÓW WYDMOWYCH	7
III. CHARAKTERYSTYKA ELEMENTÓW ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO WPLYWAJĄCYCH NA ROZWÓJ RZEŻBY	19
— Stosunki hydrologiczne, warunki klimatyczne, mikroklimat, gleby, roślinność	19
IV. ZAŁOŻENIA METODYCZNE I CHARAKTERYSTYKA MATERIAŁÓW ŹRÓDŁOWYCH	33
— Zastosowanie zdjęć lotniczych w badaniach procesów eolicznych	33
— Warunki wykonywania zdjęć lotniczych dla celów interpretacji geomorfologicznej	37
— Ocena materiałów fotograficznych wykorzystanych w procesie interpretacji	39
— Metoda geodezyjnych pomiarów odkształceń	41
— Metoda kartometryczna	44
— Metoda polowych badań geomorfologicznych	47
V. INWENTARYZACJA FORM EOLICZNYCH	48
VI. MORFOLOGIA FORM EOLICZNYCH	53
— FORMY AKUMULACYJNE	54
— Barchany nadmorskie	61
— Wydmy barchano-łukowe	63
— Wydmy łukowe	66
— Analiza zależności cech morfometrycznych wydm regularnych	74
— Nieregularne pagóry wydmore	81
— Drobne formy akumulacyjne	81
— Zrównania eoliczne, powierzchnie lotnych piasków	82
— FORMY DEFLACYJNE	82
— Formy deflacyjne wklęsłe	83
— Formy deflacyjne wypukłe	88
VII. EWOLUCJA FORM EOLICZNYCH	90
— Ewolucja form wydmowych	91
— Ewolucja obszarów deflacyjnych	100
— Ewolucja form występujących w obrębie plaży i nadbrzeżnego wału wydmorego	104

VIII. DYNAMIKA PROCESÓW EOLICZNYCH	110
— Wyznaczenie cech dynamicznych	110
— Dokładność wyznaczeń	111
— Analiza zależności cech dynamicznych i morfometrycznych	112
— Dynamika rozwoju ognisk deflacji	120
IX. KLASYFIKACJA I TYPOLOGIA WYDM	122
X. UWAGI KOŃCOWE	128
Literatura	132
Spis tabel	137
Spis map	137
Summary	138
Резюме	142

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ

za ostatnie lata

1967

- 1 PRACA ZBIOROWA — Użytkowanie ziemi w krajach Europy środkowo-wschodniej, s. 125 + nlb., tab., ryc., zł 27,—
- 2 E. DROZDOWSKI — Objaśnienia do mapy geomorfologicznej — okol. CHEŁMNO
A. TOMCZAK — Objaśnienia do mapy geomorfologicznej — okol. TORUŃ, s. 110 + ryc. nlb., zł 18,—
- 3/4 A. JELONEK — Ludność miast i osiedli typu miejskiego na ziemiach Polski od 1810 do 1960 r., s. 33 + tab. nlb., zł 21,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — Rozwój komunikacji kolejowej i autobusowej w Polsce w okresie 1946—1965, s. 142 + ryc. nlb., zł 27,—
- 6 R. CZARNECKI — Stosunki wodne środkowej części dorzecza Opatówki, s. 79 + ryc. nlb., zł 27,—

1968

- 1 PRACA ZBIOROWA — National and Regional Atlases — Supplement for 1963—1967, s. 73, zł 21,—
- 2 M. STOPA — Temperatura powietrza w Polsce. Część I, s. 210, zł 30,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — Land use Studies in East-Central Europe, s. 89, zł 24,—
- 4 PRACA ZBIOROWA — Problematyka i metody geografii rolnictwa w pracach Zakładu Geogr. Roln. IG PAN, s. 113, zł 24,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — Objaśnienia do mapy geomorfologicznej okol. NOWOGRÓD — 1 : 50 000, s. 45 + tab. i mapy nlb., zł 18,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — Abstrakty prac habilitacyjnych i doktorskich, 1967, s. 186, zł 30,—

1969

- 1 J. OSTROWSKI — Mapy hipsometryczne Polski, s. 173 + nlb., zł 27,—
- 2/3 PRACA ZBIOROWA — Analiza i ocena środowiska geograficznego powiatu ropczyckiego, s. 136 + nlb., zł 27,—
- 4 A. GAWRYSZEWSKI — Polskie mapy narodowościowe, wyznaniowe i językowe. Bibliografia za lata 1827—1967, s. 155, zł 24,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — Użytkowanie ziemi i rolnictwo w krajach Europy Środkowo-Wschodniej. Wyniki badań, s. 163, zł 24,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — Abstrakty prac habilitacyjnych i doktorskich, 1968

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ

za ostatnie lata

1970

- 1 PRACA ZBIOROWA — *Agricultural Typology Selected Methodological Materials*, s. 60 + nlb., zł 15,—
- 2 PRACA ZBIOROWA — *Materiały do klimatologii Polski*, s. 118 + nlb., zł 21,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — *Badania fizyczno-geograficzne otoczenia Stacji Naukowo-Badawczej IG PAN w Szymbarku (Tom I)*, s. 72 + nlb., zł 18,—
- 1 ZS(4) J. GLAZIK — *Wody podziemne w dorzeczu Skarlanki i ich stosunek do rynien jeziornych*, s. 70 + nlb., zł 18,— do użytku wewn.)
- 2 ZS(5) PRACA ZBIOROWA — *Objaśnienia do map geomorfologicznych okol. WAŁBRZEŻNO i LĘBORK*, s. 110 + nlb., zł 18,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — *Abstrakty prac habilitacyjnych i doktorskich 1969*, s. 156, zł 27,—

1971

- 1 A. ŻUREK — *Bibliografia polskich prac o migracjach stałych, wewnętrznych ludności w Polsce (lata 1916—1969/70)*, s. 119, zł 18,—
- 2 PRACA ZBIOROWA — *Użytkowanie ziemi — Projekt instrukcji*, s. 27 + nlb., zł 18,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — *Człowiek a środowisko geograficzne w Górnośląskim Okręgu Przemysłowym. (Wybrane zagadnienia)*, s. 80 + nlb., zł 18,—
- 4/5 T. WILGAT, K. WOJCIECHOWSKI — *Rio Aconcagua (Studium hydrogeograficzne)*, s. 245 + nlb., zł 45,—
- 6 *Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich, 1970*, s. 147, zł 24,—

1972

- 1 PRACA ZBIOROWA — *Katalog rękopisów geograficznych. Zeszyt 2*, s. 76, zł 21,—
- 2 PRACA ZBIOROWA — *Bilans użytkowania ziemi*, s. 135, zł 21,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — *National and Regional Atlases. For 1968—1971*, s. 92, zł 24,—
- 4 M. Z. PULINOWA — *Procesy osuwiskowe w środowisku sztucznym i naturalnym*, s. 112 + nlb., zł 24,—
- 5 J. OSTROWSKI — *World Literature on General Theoretical Problems in Cartography. Bibliography for 1945—1971. Światowa literatura z zakresu ogólnych problemów teoretycznych w kartografii. Bibliografia za okres 1945—1971*, s. 99, zł 21,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — *Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich 1971*, s. 199, zł 30,—

1973

- 1 PRACA ZBIOROWA — *Gleby gromady Szymbark i ich wartość użytkowa (w druku)*
- 2 J. SŁUPIK — *Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich (w druku)*