

ADAM CHOIŃSKI

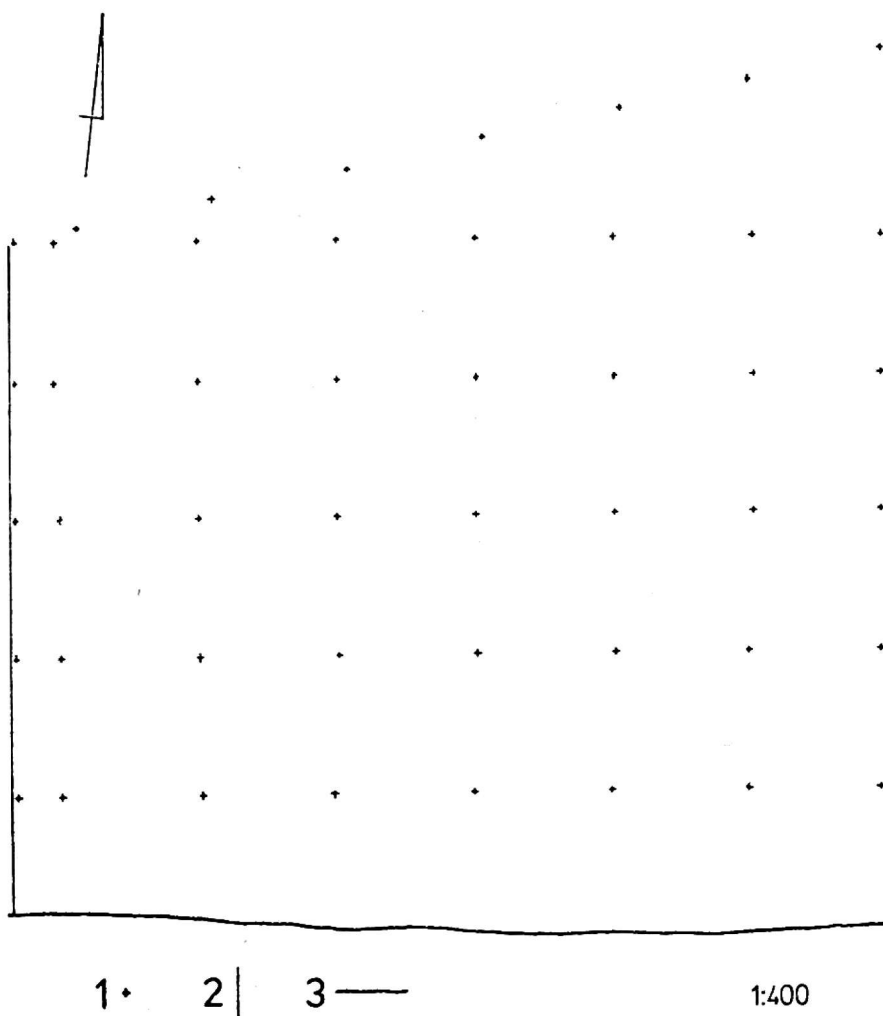
## SKUTKI MORFOLOGICZNE FALOWANIA PRZYBOJOWEGO NA PRZYKŁADZIE WYBRANEGO ODCINKA STREFY BRZEGOWEJ

### ZARYS TREŚCI

Na podstawie przeprowadzonych sondowań wykonanych przed sztormem i po sztormie, określono zaistniałe zmiany morfologii dna. Na podstawie zmian rzeźby dna wydzielono nowo powstałe formy i określono relacje ilościowe między formami powstałymi na skutek działalności prądów oraz na skutek bezpośredniej działalności fal.

Znanym faktem jest, że fale w strefie przybrzeżnej niezmiernie dynamicznie potrafią modelować dno morskie. Natura tego procesu nie została dokładnie wyjaśniona, ze względu na dużą mobilność materiału dennego oraz z uwagi na złożoność praw rządzących ruchem wody w strefie kipieli.

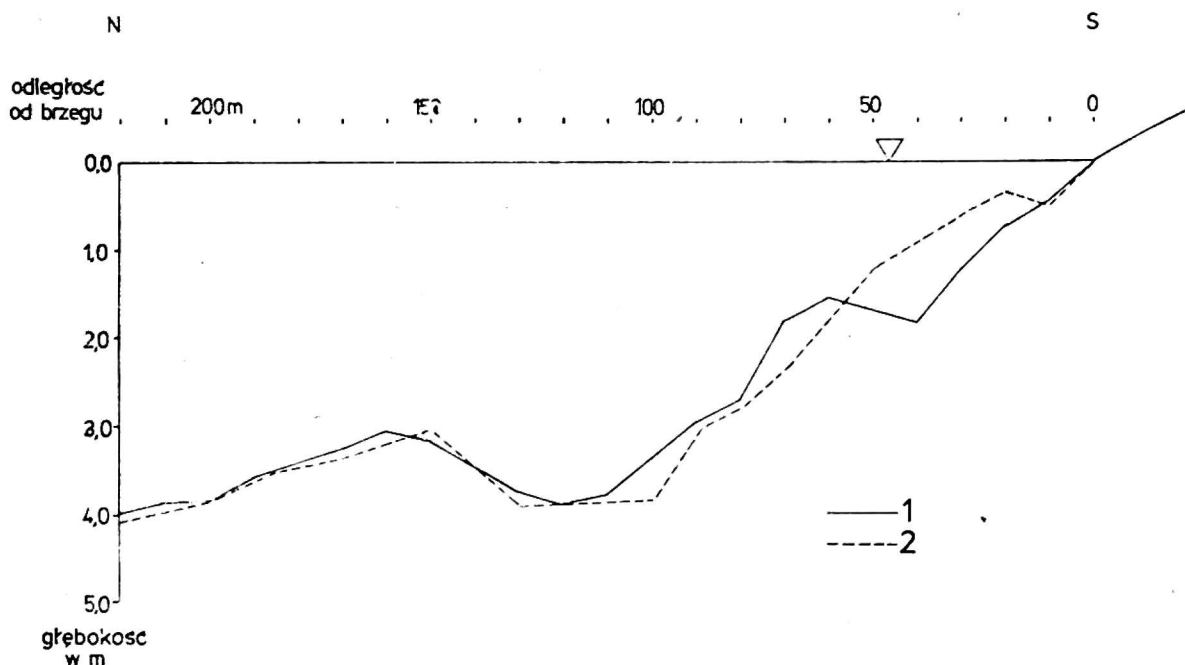
W niniejszym opracowaniu postanowiono ukazać z jednej strony skutki morfologiczne falowania przybojowego, z drugiej zaś ich skalę wyrażoną ilością przemieszczonego materiału klastycznego. Pomiary dotyczyły w głównej mierze notowań zmian głębokości. Poza tym, dokonywano codziennych obserwacji wysokości i kierunku nadbiegu fal, kierunków wiania wiatrów oraz zmian poziomów morza. Poziom morza z pierwszego sondowania przyjęto jako zerowy (0 cm), a rejestracja codziennych poziomów morza umożliwiała porównywalność zmian głębokości posztormowych w stosunku do stanu pierwotnego. Miejscem przeprowadzonych pomiarów była strefa przybrzeżna w Mielnie między 300,0 a 301,0 km wybrzeża (T. Basiński 1965). Sondowania wykonano między dwoma ostrogami: jednorzędową ograniczającą badany obszar z kierunku zachodniego oraz dwurzędową, która ograniczała pomiary w kierunku wschodnim. W celu powtarzalności sondowań w tych samych miejscach, zaznaczono na ostrogach punkty co 10 metrów oraz między nimi przeciągnięto znakowaną linię, co umożliwiło z bardzo dużą dokładnością umieszczenie sondy w tych samych miejscach. Schemat przeprowadzonych sondaży przedstawia rys. 1.



Rys. 1. Teren badań

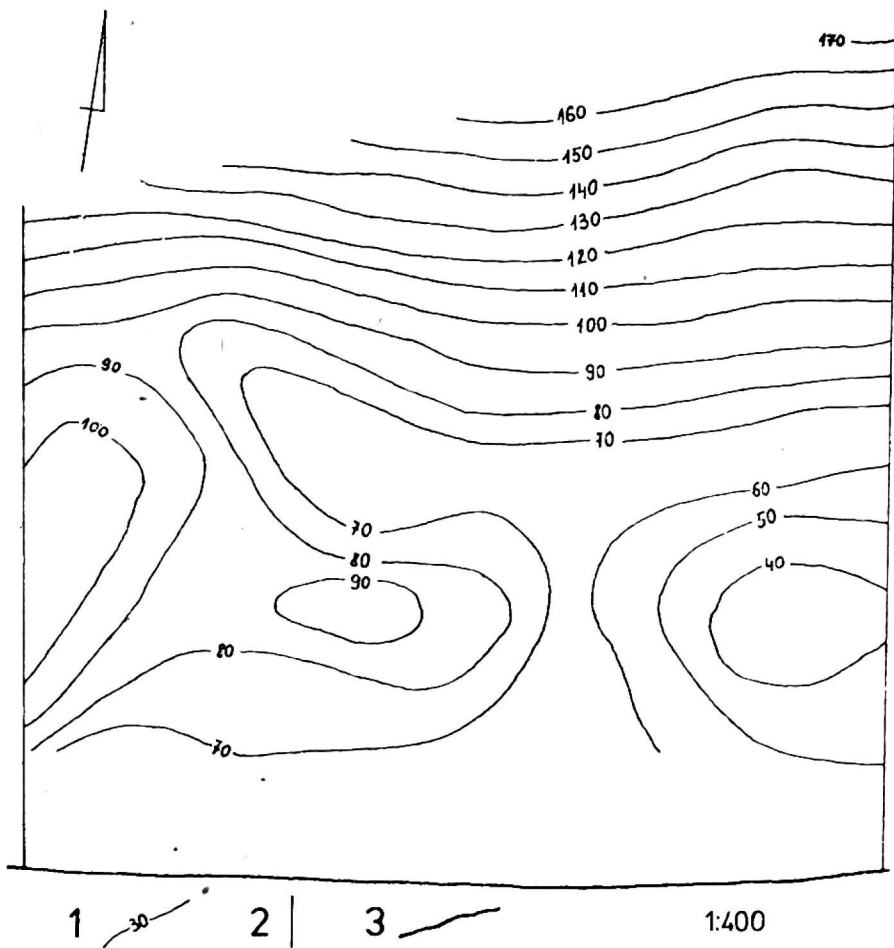
1 — miejsca sondaży, 2 — ostrogi, 3 — linia brzegowa

Oprócz sondowań w akwenie między ostrogami, wykonano sondaż prostopadły do brzegu, który miał ukazać sytuację morfologiczną w najbliższym sąsiedztwie badanego obszaru (rys. 2). Jak widać z profilu dna, do 130 m od brzegu dno łagodnie opada, a od 130 m zaczyna się podnosić, aby na 160 m od brzegu osiągnąć grzbiet pierwszej rewy.

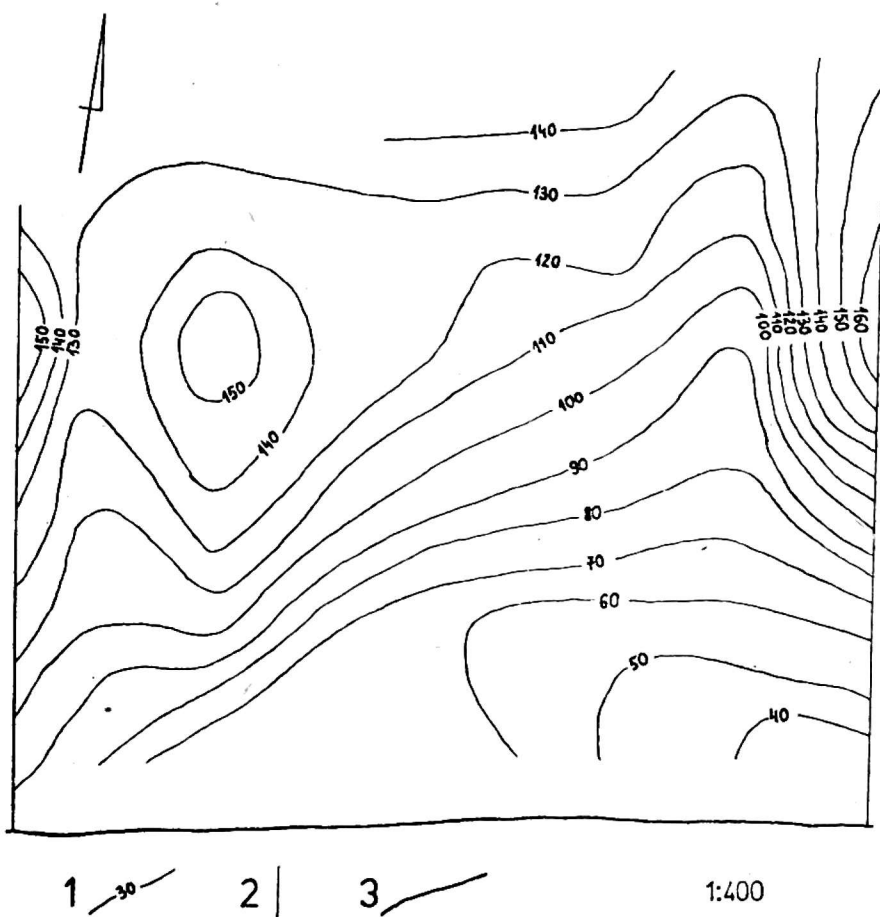


Rys. 2. Profile dna

1 — profil dna z 3 września, 2 — profil dna z 13 września



**Rys. 3. Batymetria (3 wrzesień)**  
**1 — izobaty (cm), 2 — ostrogi, 3 — linia brzegowa**



**Rys. 4. Batymetria (13 wrzesień)**  
**1 — izobaty (cm), 2 — ostrogi, 3 — linia brzegowa**

Rys. 3. przedstawia batymetrię w dniu 3 września 1974 roku. Dziesięciodniowy okres poprzedzający przeprowadzony sondaż był okresem niskiego falowania, które miało tendencje do zacierania świeżej posztor-mowej rzeźby dna. Dowodem tego jest niemal równoległy układ izobat oraz zatarcie lejów przyostrogowych charakterystycznych dla dna utworzonego podczas intensywnego falowania. Rys. 4 ukazuje batymetrię w dniu 13 września 1974 roku. Warunki hydrometeorologiczne jakie panowały w ciągu dziesięciu dni między kolejnymi sondażami przedstawia tabela 1.

Tabela 1 – Table 1

Dzień września 1974 r. Day of September 1974	Poziom morza Sea level [cm]	Wysokość fal Height of waves [cm]	Kierunek nad- biegu fal Direction of com- ing of waves	Kierunek wiatru Direction of wind
3	0	0	—	SW
4	-3	40 - 50	NW	WWS
5	-12	40 - 50	NW	SW
6	-5	30 - 40	NNW	W
7	-3	60 - 70	NW	SW
8	5	130 - 150	NNW	W
9	7	150 - 170	NW	NW
10	15	190 - 210	NNW	NW
11	13	120 - 140	NNW	W
12	-5	0	—	S
13	-2	0	—	NW

Aby dokonać bardziej wnikliwej analizy przyczyn zmian konfiguracji dna, należy kilka słów poświęcić naturze falowania. Otóż wpływ falowania na dno wyraża się dwojako: osad może być transportowany w wyniku bezpośredniej działalności fal oraz na skutek prądów powodowanych przez te fale. Oddziaływanie bezpośrednie przejawia się w dyfuzji oraz przez erozję zachodzącą w wyniku tarcia cząsteczek wody o dno (A. E. Scheidegger 1974). Fala utworzona w wodzie głębokiej jest falą oscylacyjną, natomiast gdy głębokość akwenu wynosi mniej niż  $1/20$  długości fali, wówczas jest falą translacyjną (M. Książkiewicz 1972). Badany obszar między ostrogami jest właśnie miejscem oddziaływania fali translacyjnej, a więc leży w strefie przyboju. Z wykresu funkcji Bessela (Cz. Druet, Z. Kowalik 1970) wynika, że fala w miarę zbliżania się do brzegu zmniejsza długość, natomiast wysokość jej wyraźnie wzrasta aż do momentu załamania, kiedy fala osiąga głębokość krytyczną. Falowanie swobodne, w przeciwieństwie do falowania translacyjnego, charakteryzuje się tym, że propagacja tego falowania przebiega bez deformacji profilu falowego (Cz. Druet, Z. Kowalik 1970). Ogólnie przyjmuje się, że bezpośrednie oddziaływanie fali na dno jest nieznaczne i o wiele większe znaczenie mają prądy wtórne wywołane przez fale, które powodują wielkoskalową konwekcję materiału. Obliczenie wpływu

tych prądów na brzeg jest jak dotychczas niemożliwe (A. E. Scheidegger 1974).

Cyrkulacja prądów powstających na skutek falowania jest bardzo skomplikowana. Ogólnie przyjmuje się, że podczas falowania powstają dwojakiego rodzaju prądy: skierowane wzdłuż brzegu i w przybliżeniu prostopadłe do brzegu. Gdy fala załamuje się względem brzegu nieortogonalnie, lecz pod kątem mniejszym niż  $90^\circ$ , wówczas powstaje prąd litoralny (M. Książkiewicz 1972, A. E. Scheidegger 1974). Jeśli założymy, że prądy te ulegają hamowaniu, które wynika z tarcia określonego wzorem Chezzy'ego (A. E. Scheidegger 1974), możemy określić ich średnią prędkość, która wyrażona jest następującym wzorem:

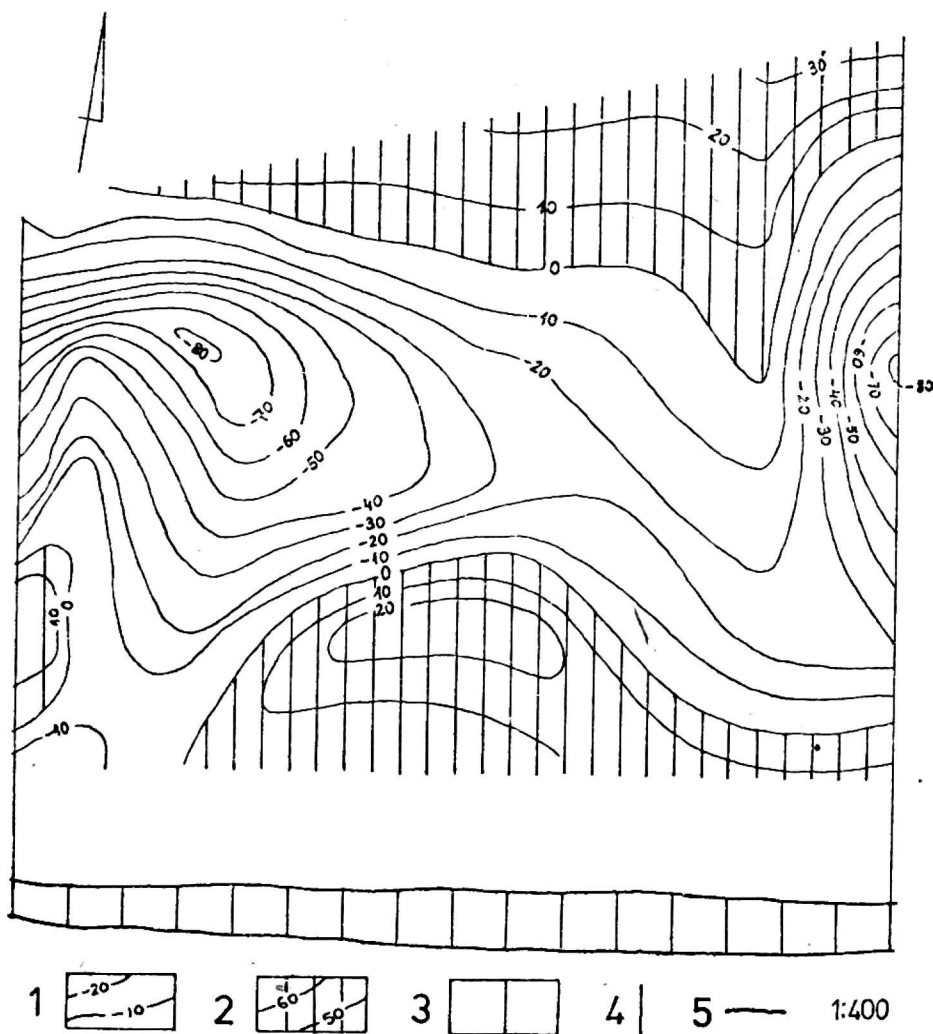
$$V = (H^3 b(\sin 2\alpha) T)^{\frac{1}{2}} C_f,$$

w którym:  $V$  — średnia prędkość,  $H$  — wysokość grzywacza,  $\alpha$  — kąt między brzegiem a grzbietem fali,  $T$  — okres fali,  $C_f$  — współczynnik tarcia,  $b$  — kąt nachylenia wybrzeża. Po podstawieniu do wzoru wartości uzyskanych w czasie przeprowadzonych pomiarów, tj.:  $H_{\max}$  — 2,1 m,  $\alpha$  —  $60 - 90^\circ$ ,  $T$  — 7 - 10 s oraz wartość  $C_f$  określoną na 0,7 i  $b$  —  $2^\circ$ , średnią prędkość prądu płynącego wzdłuż brzegu można określić na 0,4 - 0,6 m/s.

Prądy o układzie prostopadłym do brzegu zwane są prądami rozrywającymi (A. E. Scheidegger 1974), powrotnymi (M. Książkiewicz 1972) lub również kompensacyjnymi (S. Pietkiewicz, S. Żmuda 1973). Na wybrzeżach z obudową ostrogową prądy te płyną zazwyczaj wzdłuż ostróg (T. Basiński 1965) w kierunku morza, intensywnie erodując dno. Przed napotkaniem przeszkody, którą często jest rewa, prąd ten rozchodzi się wachlarzowo (A. E. Scheidegger 1974), tworząc przegłębienia. Jeśli chodzi o określenie prędkości tych prądów, to jest ją dużo trudniej ustalić, niż ma to miejsce w przypadku prądów litoralnych, gdyż są one od nich bardziej turbulentne (M. Książkiewicz 1972, S. Pietkiewicz, S. Żmuda 1973). M. Książkiewicz (1972) i A. Marsz (1966) przyjmują, że prędkości ich mogą dochodzić do 10 m/s.

W ciągu kilku dni falowania, morfologia dna uległa znacznemu prze-modelowaniu. W celu scharakteryzowania skutków falowania sporządzono mapę wielkości akumulacji i erozji (rys. 5) przez nałożenie map batymetrycznych z dnia 3 września i 13 września. Wartości te wyrażone są zoliniami zakumulowanego i wyerodowanego materiału dennego. Na podstawie obliczeń z rys. 5 wynika, że ilość piasku zakumulowanego między ostrogami wynosi około  $125 \text{ m}^3$ , natomiast wyerodowanego — blisko  $520 \text{ m}^3$ . Podanie tych wielkości nie jest oczywiście próbą ustalenia bilansu dna, gdyż rzeczą bardzo trudną jest nawet ustalenie chwilowej tendencji przemieszczania materiału. Przyczyna tego stanu rzeczy tkwi w dużej mobilności materiału piaszczystego, co jest wynikiem zło-

zonej cyrkulacji prądowej oraz turbulentnego oddziaływania fal. Obliczenie to pozwala jednak na ustalenie relacji między erozją i akumulacją zarówno w aspekcie ilościowym (określonym masą materiału), jak też wielkościowym (wyrażonym w jednostkach powierzchni). Ponadto istnieje możliwość określenia średniego pogłębienia dna w obrębie badanego akwenu. I tak przyjmując powierzchnię ograniczoną ostrogami za 3000 m<sup>2</sup>, otrzymujemy średnie pogłębienie dna o 8 cm.



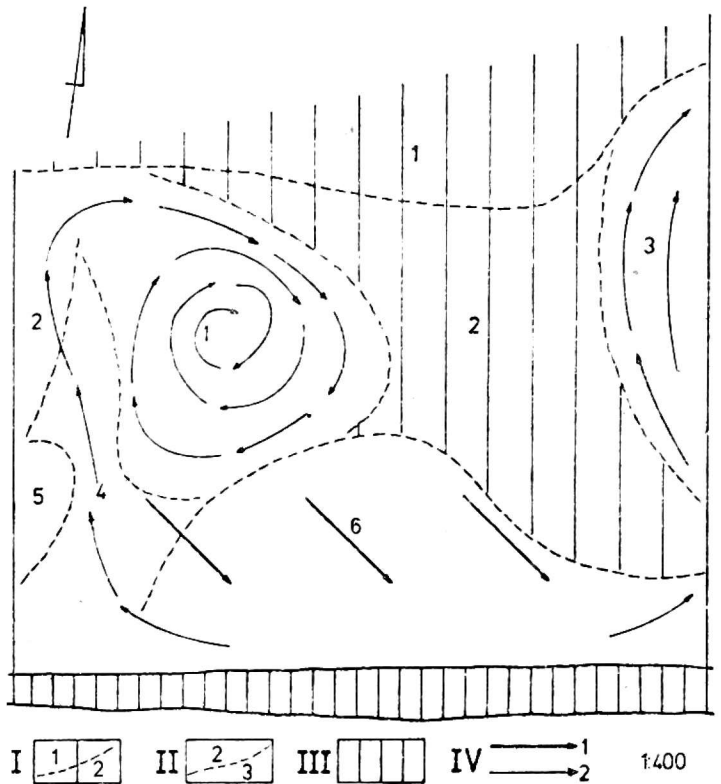
Rys. 5. Obszary erozji i akumulacji  
1 — obszary erozji w cm, 2 — obszary akumulacji w cm, 3 — powierzchnia przyrostu plaży, 4 — ostrogi, 5 — linia brzegowa

Na podstawie rys. 3, 4 i 5 sporządzono szkic morfologiczny nowo powstałych form dna (rys. 6). Dzięki możliwości porównywania konfiguracji dna przed falowaniem i po falowaniu, widać z jednej strony dynamizm procesu, z drugiej zaś jego kierunkowość. Ogólnie można przyjąć, że nowo powstałe formy mają dwojaką genezę: jedne powstały na skutek falowania, inne zaś są wynikiem działalności prądów.

Wzdłuż obu ostróg powstały podłużne przegłębienia dochodzące do 160 cm głębokości. Wyerodowany więc został materiał denny o miąższościach przekraczających 80 cm. Przegłębienia te są skutkiem działalności prądów powrotnych. One również są przyczyną powstania olbrzymiego owalnego przegłębienia powstałego po wschodniej stronie ostrogi zachod-



- Rys. 6. Nowe formy
- I — Formy pochodzenia falowego**  
1 — rewa, 2 — rynna erozyjna
- II — Formy pochodzenia prądowego**  
1 — centryczne przegłębienie erozyjne, 2 — lej wzdłużostrogowy zachodni, 3 — lej wzdłużostrogowy wschodni, 4 — gardziel prądowa, 5 — mikrolaguna, 6 — wschodnie przedłużenie mikrolaguny
- III — Powierzchnia przyrostu plaży**
- IV — Przypuszczalne kierunki prądów**  
1 — wzdłużbrzegowych, 2 — powrotnych



niej. Prąd powrotny, który skierowany był w kierunku pierwszej rewy (utworzonej między 3 a 13 września — rys. 2) nie zdołał jej rozerwać, lecz wachlarzowo zakrecał, centrycznie erodując dno. Wyerodowane zostało w tym miejscu około 190 m<sup>3</sup> piasku. Jest to olbrzymia masa, lecz jeśli uwzględnimy maksymalne prędkości do jakich mogą dochodzić prądy wsteczne, tj. 10 m/sek (op. cit.), to wielkość ta nie wydaje się budzić większych zastrzeżeń.

Inne formy tworzy prąd litoralny. W przeciwieństwie do form omówionych poprzednio są to zazwyczaj formy typu akumulacyjnego. I tak akumulacja piasku przy ostrodze zachodniej (w odległości około 20 m od brzegu) być może jest początkowym etapem tworzenia się mikrolaguny, której kosa zgodnie z kierunkiem prądu narasta z zachodu na wschód. Jest to jednak kwestia trudna do definitywnego rozstrzygnięcia, gdyż w przypadku małej odległości między ostrogami prąd wzdłużbrzegowy może nie docierać do samego brzegu, a zakreślać może falistą drogę w pobliżu wierzchołków ostróg (L. Baraniecki 1974).

Dzięki sporządzonym profilom dna w kierunku północnym, na przedłużeniu ostrogi wschodniej (rys. 2), widać tendencje zmian w konfiguracji dna. Przed falowaniem dno było lekko nachylone w kierunku otwartego morza i nie było na nim większych deniwelacji. Po kilkudniowym okresie falowania, w odległości sześćdziesięciu metrów od brzegu, powstał grzbiet pierwszej rewy, której oś przebiega mniej więcej między końcami ostróg. Jeśli chodzi o rewę utworzoną przed 3 wrześniem, a znajdującą się wówczas 160 m od brzegu (rys. 2) to zauważyć należy, że uległa ona przesunięciu o 10 m w kierunku brzegu. Spostrzeżenie to jest o tyle trafne, że potwierdza tezę o przemieszczaniu form w kierunku brzegu na skutek falowania skierowanego ku brzegowi.

Problem ten w literaturze jest wyraźnie kontrowersyjny (L. Baraniecki 1974, A. Marsz 1966, A. E. Scheidegger 1974). Fale łamiące się na płytkim piaszczystym dnie, oprócz rew, wytwarzają erozyjne rynny. Przykładem takiej rynny jest przegłębienie w środkowej części akwenu między ostrogami. Na rys. 5, izolinia 0 cm jest właśnie w przybliżeniu granicą między rewą a przegłębieniem erozyjnym. Jej przebieg można określić jako prawie równoległy w stosunku do brzegu. W strefie załamania fali istnieje obszar, gdzie prędkość przemieszczanego osadu w kierunku brzegu ma wartość równą zero. Jest to strefa gdzie istnieje zrównoważenie działalności fali i spływu powrotnego (A. E. Scheidegger 1974). Tak więc formą o tego rodzaju granicach równowagi będzie przegłębienie erozyjne, które od strony morza graniczy z rewą, natomiast od strony brzegu z wydłużoną formą typu akumulacyjnego. Owa forma wydaje się być z jednej strony wynikiem bezpośredniej działalności fal, z drugiej zaś, prądu litorynowego. Za czynnikiem pierwszym przemawia bezpośrednio przegłębienie erozyjne, za drugim — przesunięcie formy w kierunku wschodnim, a więc niejako zepchnięcie jej przez prąd ku ostrodze wschodniej. Mimo to większy udział przy tworzeniu formy miała jednak chyba działalność fal, gdyż nieregularność formy świadczy o słabym oddziaływaniu prądu litoralnego (L. Baraniecki 1974). Ostatnim elementem rzeźby dna na omawianym obszarze jest płytka gardziel między ostatnio omawianą formą a mikrolaguną znajdującą się przy ostrodze zachodniej. Przegłębienie to jest najprawdopodobniej skutkiem erozji strugi prądu powrotnego, który skierowany jest w kierunku otwartego morza. Twierdzenie to jest zbieżne z tezą F. P. Sheparda (L. Baraniecki 1974) o prądach rozrywających. Jeśli tak w istocie jest, to forma akumulacyjna leżąca na wschód od mikrolaguny jest jej kontynuacją. W pasie kilkumetrowej szerokości od brzegu pomiarów nie wykonano ze względu na trudności techniczne. Zaznaczono jednak przyrost linii brzegowej. I tak po kilkudniowym okresie falowania, plaża na długości 64 m powiększyła swoją powierzchnię o około 250 m<sup>2</sup>. Jeśli założymy, że jedynym obszarem alimentacyjnym plaży był teren ograniczony ostrogami (3000 m<sup>2</sup>), to można przyjąć po odjęciu piasku zakumulowanego od wyerodowanego, że na plaży zakumulowane zostało blisko 400 m<sup>3</sup> piasku. Zdeponowanie tak dużej ilości materiału jest skutkiem istnienia dużego kąta między grzbietem fali a brzegiem. W przypadku gdyby wartość kąta była niewielka, brzeg byłby rozmywany (S. Rudawski 1962).

Jeśli chodzi o relacje między skutkami morfologicznymi fal i prądów, to zostały one przedstawione w tabelach 2 i 3. Jak widać procesy prądowe mają zdecydowanie większy udział w modelowaniu dna w strefie przyboju niż bezpośrednio oddziaływanie fal. Jest to wniosek zgodny z poglądem Scheideggera, który twierdzi za Larsem (A. E. Scheidegger 1974), że oddziaływanie fali w strefie przyboju jest nieznaczne w stosun-



Tabela 2 – Table 2

Formy pochodzenia falowego Forms of wavy origin	Objętość Volume [m <sup>3</sup> ]	% powierzchni badanego obszaru Surface of investigated area in %
Rewa – Flat shoal	70,0	8,0
Rynna erozyjna – Erosional channel	132,0	30,7
Razem – Total	202,0	38,7

Tabela 3 – Table 3

Formy pochodzenia prądowego Forms of flow origin	Objętość Volume [m <sup>3</sup> ]	% powierzchni badanego obszaru Surface of investigated area in %
Centryczne przegłębienie erozyjne – Central erosional lowerings	190,0	22,2
Lej wzdłużostrogowy – zachodni – Lengthwise spur sink – eastern	42,0	2,1
Lej wzdłużostrogowy – wschodni – Lengthwise spur sink – western	130,0	10,8
Gardziel prądowa – Flow gorge	26,0	10,0
Mikrolaguna – Microlagoon	6,0	1,8
Wschodnie przedłużenie mikrolaguny – Eastern prolongation microlagoon	49,0	14,4
Razem – Total	443,0	61,3

ku do działalności prądów. Powyższa klasyfikacja może budzić wiele zastrzeżeń, choćby ze względu na przeprowadzenie granic między poszczególnymi formami jest niezwykle trudne, gdyż są one wynikiem nakładających się procesów i w większości przypadków mają one charakter arealny. Jeśli jednak przyjmiemy, że błąd wynosi nie więcej niż kilkanaście procent, to błąd taki w geomorfologii mieści się w granicach tolerancji.

Wydaje się że metodyka zastosowana w powyższych badaniach jest właściwa z uwagi na to, że wychwytuje z dużą dokładnością zmiany morfologiczne zachodzące na dnie na skutek falowania. Niewątpliwie dodatnią stroną metody jest możliwość powtarzania pomiarów niemal idealnie w tych samych miejscach. Tak założona baza może służyć do permanentnych pomiarów po różnorodnych warunkach hydrometeorologicznych, co ewentualnie pozwoli na ustalenie prawidłowości rządzących zmianami konfiguracji dna przy różnych parametrach falowania. Ujemną stroną metody jest to, że sondowanie należy wykonywać przy względnie spokojnej tafli wody (aby możliwy był odczyt), co nie zawsze jest łatwe do osiągnięcia, a nie natrafienie na spokojny stan morza bezpośrednio po sztormie powoduje zacieranie posztormowej morfologii dna. Wydaje się, że prowadzenie pomiarów między systemem ostróg oraz równoczesne pomiary morfologii plaży mogłyby przyczynić się do bardziej doskonałych opracowań bilansów plaży oraz strefy podwodnej. Jeśli chodzi o stan badań w strefie przybrzeżnej, to stwierdzić należy, że jest

jeszcze bardzo dużo do zrobienia w tym zakresie. Przyczyną tego stanu rzeczy jest fakt, że badanie konfiguracji dna, a tym bardziej stabilności form dennych, jest niewspółmiernie trudniejsze niż ma to miejsce w przypadku badań wykonywanych na lądzie. Powyższe pomiary są zbyt krótkotrwałe, aby na ich podstawie można wyciągnąć daleko idące wnioski. Niemniej miały one zobrazować w ogólnym zarysie skutki morfologiczne falowania. Uzyskanie bardziej pełnych odpowiedzi na pytania dotyczące rozwoju strefy przybrzeżnej można będzie uzyskać stosując równocześnie kilka metod. Wymienić tu należy znakowanie materiału klastycznego luminoforami (A. Marsz 1967) oraz bardziej powszechne stosowanie zdjęć lotniczych.

#### LITERATURA

- Basiński T. 1963: Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego, z. 4.  
 — 1965: Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego, z. 3.  
 Baraniecki L. 1974: Morfologia i dynamika podwodnych osadów piaszczystych polskiego wybrzeża Bałtyku, Fotointerpretacja w geografii, z. 4, Warszawa.  
 Druet Cz., Kowalik Z. 1970: Dynamika morza, Wydawnictwo Morskie.  
 Książkiewicz M. 1972: Geologia dynamiczna, Wydawnictwo Geologiczne.  
 Marsz A. 1966: Geneza wydm łąbskich.  
 — 1967: O możliwości stosowania materiału znaczonego luminoforami do badania niektórych procesów sedymentologicznych i morfodynamicznych, Zesz. Nauk. UAM nr 65, z. 7.  
 Pietkiewicz S., Żmuda S. 1973: Słownik pojęć geograficznych.  
 Rudawski S. 1962: Mikroformy strefy brzegowej Bałtyku w Polsce, Acta Geol. Polonica, v. XII, nr 4.  
 Scheidegger A. E. 1974: Geomorfologia teoretyczna, PWN Warszawa.

ADAM CHOIŃSKI

#### MORPHOLOGICAL EFFECTS OF SURFING EXEMPLIFIED BY A SELECTED FRAGMENT OF COASTAL ZONE

##### Summary

On the basis of detailed soundings made before and after storm, bathymetric maps have been prepared (fig. 1, 2, 3). By imposition of those maps one upon another areas of erosion and accumulation (fig. 5) have been distinguished, and the amount of displaced clastic material in the investigated region has been counted (fig. 2 and 3). Due to the obtained picture of a post-stormy morphology of the bed, new morphological forms (fig. 6) have been distinguished. On the ground of analysis of those forms the author has arrived at the conclusion that during bed shaping, activity of currents in a zone of surfing is of greater significance than a direct influence of waves.

## EXPLANATIONS OF FIGURES

Fig. 1. Area of investigation: 1 — points of sounding 2 — spurs, 3 — shorelines

Fig. 2. Profile of the bed: 1 — profile of the bed from 3.09, 2 — profile of the bed from 13.09

Fig. 3. Bathymetry (3.09): 1 — isobath [cm], 2 — spurs, 3 — shoreline

Fig. 4. Bathymetry (13.09): 1 — isobath [cm], 2 — spurs, 3 — shoreline

Fig. 5. Areas of erosion and accumulation: 1 — areas of erosion [cm], 2 — areas of accumulation [cm], 3 — area of the beach growth, 4 — spurs, 5 — shoreline

Fig. 6. New forms

I. Forms of weavy origin: 1 — flat shoal, 2 — erosional gutter; II. Forms of current origin: 1 — centric erosional overdeeping, 2 — western sink along the spur, 3 — eastern sink along the spur, 4 — current gorge, 5 — microlagoon, 6 — eastern prolongation of lagoon; III. Area of the beach growth; IV. Assumed directions of currents: along the shoreline, 2 — return ones