

R O Z P R A W Y

PAPERS

STANISŁAW MUSIELAK

Uniwersytet Gdański
Instytut Oceanografii — Gdańsk**PROCESY LITODYNAMICZNE W STREFIE PRZYBOJU**

Treść: Wstęp, I. Wyniki uzyskane w dotychczasowych badaniach, II. Charakterystyka rejonu badań i eksperymentalnego odcinka brzegu, III. Metody badań terenowych i opracowania zebranych informacji, IV. Wpływ falowań sztormowych na przebieg procesów litodynamicznych w strefie przyboju, V. Dynamika strefy napływu, VI. Główne zależności i związki ilościowe niektórych parametrów hydrodynamicznych i procesów litodynamicznych w strefie przyboju, VII. Zakończenie i wniosek; Summary; Wykaz oznaczeń; Literatura.

WSTĘP

Badania litodynamiczne prowadzone w strefie brzegu i dna morskiego mają na celu poznanie procesów przemieszczania i dyferencjacji materiału litosfery pod wpływem czynników egzogenicznych i siły ciężkości. Badania te są nierozdzielnie związane z wyjaśnieniem głównych prawidłowości rządzących czynnikami hydrodynamicznymi w rozpatrywanych strefach.

Niniejsza praca jest uogólnieniem rezultatów badań nad procesami litodynamicznymi w strefie przyboju, przeprowadzonych przez autora na jednym z akumulacyjnych odcinków zachodniego wybrzeża Krymu, podczas prac ekspedycyjnych Laboratorium Strefy Brzegowej Morza Instytutu Geografii Akademii Nauk ZSRR w latach 1971—1973.

Zasadniczym celem tych badań było wyjaśnienie mechanizmu procesów zachodzących w strefie przyboju i wyodrębnienie głównych czynników hydrodynamicznych określających ich tempo i kierunek. Jednym z

głównych zadań, jakie postawiono przed niniejszą pracą była próba ustalenia nie tylko jakościowego, ale i ilościowego związku pomiędzy prędkością cofania się lub narastania plaży i głównymi czynnikami określającymi kierunek oraz intensywność rozpatrywanych procesów podczas falowań sztormowych. Jednym z ważnych zadań było również wyjaśnienie specyfiki procesu akumulacji materiału na plaży w zależności od parametrów napływu i struktury falowania sztormowego, tj. długotrwałości poszczególnych jego faz.

Dla wykonania tych zadań zastosowano aparaturę elektroniczną, która umożliwiła automatyczną rejestrację przebiegu badanych procesów.

Zebrany przez autora materiał obejmuje znaczną ilość zapisów oscylograficznych parametrów fal, napływów i położenia poziomu morza, pomiarów profili plaży w obrębie poligonu doświadczalnego, pomiarów głębokości przyległego akwenu morskiego wzdłuż wybranego profilu i inny materiał, bliżej omówiony w dalszej części pracy.

Przy opisywaniu rozpatrywanych zjawisk w strefie brzegowej morza autor stosował terminologię przyjętą w pracach badaczy radzieckich: O.K. Leontiewa [14], W.P. Zenkowicza [34] i W.W. Longinowa [17] oraz częściowo w pracach S. Rudowskiego [23] i F.P. Sheparda [25].

Wyniki przeprowadzonych badań są interesujące nie tylko z punktu widzenia rozwoju teorii, ale mogą być wykorzystane dla ważnych celów praktycznych, takich jak prognozowanie zmian w strefie brzegowej morza, które jest niezmiernie ważne przy wszelkiej planowej działalności gospodarczej człowieka w tym rejonie.

Autor pragnie wyrazić swoją wdzięczność Prof. W.P. Zenkowiczowi i Dyrekcji Instytutu Geografii AN ZSRR za umożliwienie przeprowadzenia badań w ramach prac Czarnomorskiej Ekspedycji Brzegowej IG AN ZSRR, podczas których zebrany został podstawowy materiał do niniejszej pracy. Szczególnie gorąco autor pragnie podziękować Prof. O.K. Leontiewowi z Uniwersytetu Moskiewskiego im. M.W. Łomonosowa i Drowi B.A. Szulakowi z IG AN ZSRR za opiekę naukową i szereg cennych wskazówek, udzielonych zarówno podczas prac terenowych, jak i przy opracowywaniu materiałów.

Rozdział VI niniejszej publikacji napisany został przy współudziale B.A. Szulaka.

I. Wyniki uzyskane w dotychczasowych badaniach

Przegląd rozwoju poglądów na dynamikę strefy brzegowej morza znaleźć można w pracach W.P. Zenkowicza [32, 34], O.K. Leontiewa [13, 14], C.A.M. King [6], W.W. Williamsa [31], J. Lanrasa [11], W.W. Longi-

nowa [17, 18]. W pracach tych sformułowano między innymi podstawowe tezy dotyczące współczesnych poglądów na dynamikę strefy brzegowej morza. W sposób najbardziej zwięzły tezy te podane zostały przez O.K. Leontiewa [14], dlatego też jedynie w skrócie przedstawione zostaną najważniejsze z nich.

Strefa brzegowa morza obejmuje wąskie pasmo lądu i dna morskiego, w obrębie którego zachodzą złożone procesy współdziałania litosfery, atmosfery, hydro- i biosfery, a także gospodarczej działalności człowieka. Najważniejszymi czynnikami rozwoju tej strefy są różnego rodzaju ruchy hydrosfery — przede wszystkim falowanie, pływy, wahania poziomu morza i różne rodzaje prądów.

Na brzegach mórz bezpływowych rozwój nadwodnej i podwodnej części strefy brzegowej zachodzi w wyniku oddziaływania jednego źródła energii, tj. energii fal, w związku z czym budowa nadwodnej części brzegu w ogólności określana jest wielkością strat energii powstających podczas przechodzenia fal nad podwodną częścią brzegu. Tam gdzie w rozwoju brzegów istotną rolę odgrywają również pływy, zależność ta zostaje zachowana, gdyż energia pływów również wytracana jest przy przechodzeniu fali pływowej nad podwodną częścią brzegu.

Udział litosfery w złożonym współdziałaniu czynników tworzących formy brzegowe przejawia się nie tylko w tym, że jej materiał służy jako tworzywo, z którego fale i inne czynniki hydrogeniczne budują brzeg. Niemniej ważnym jest również to, że produkty niszczenia litosfery, dostając się w strefę brzegową, warunkują dodatkowe straty energii fal i prądów, wytracane na pracę związaną z przemieszczaniem i ścieraniem tych produktów.

Rozwój brzegów przebiega odmiennie w różnych warunkach geograficznych i geologicznych, podporządkowując się z jednej strony ogólnym prawidłowościom strukturalno-geologicznym budowy skorupy ziemskiej, a z drugiej — prawu strefowości geograficznej, określanej w ostatecznym rachunku strefowością klimatyczną.

Formowanie brzegów morskich jest procesem historycznym, rozwijającym się w zależności od długotrwałości istnienia strefy brzegowej. W przebiegu tego procesu czynnik czasu odgrywa nie mniejszą rolę niż istniejące warunki naturalne.

W niniejszej pracy autora interesuje przede wszystkim ta część strefy brzegowej, w której ze względu na charakter ruchu wody i przemieszczania rumowiska przeważa oddziaływanie potoku przyboju, a w szczególności obszar rozciągający się od miejsca ostatniego załamania fali do górnego skraju napływu.

Po ostatnim załamaniu fali woda przemieszcza się ku brzegowi w postaci tak zwanego potoku przyboju. Obszar objęty oddziaływaniem tego

potoku rozpościera się pomiędzy strefą załamania fali a górnym skrajem napływu. Potok przyboju posiada dwie fazy czasowe, tj. napływ i spływ, z których pierwszy zalewa plażę uzyskawszy energię od załamanej fali, a drugi stanowi spływ wody z powierzchni plaży pod wpływem oddziaływania siły ciężkości.

Główne dotychczasowe rezultaty uzyskane podczas badań procesów hydro- i litodynamicznych strefy brzegowej w warunkach naturalnych [2, 7, 8, 9, 17, 19, 26] można podsumować w sposób następujący [13, 14, 17, 24, 32, 34]:

1. Prędkość napływu we wszystkich punktach profilu strefy przybojowej przewyższa prędkość spływu.
2. Przemieszczanie napływu w górę profilu plaży określane jest energią przekazywaną mu przez falę przy jej załamaniu, spływ odbywa się wyłącznie pod działaniem siły ciężkości.
3. Stosunek prędkości napływu i spływu przewyższa zwykle 1 na plażach o profilu wypukłym i przybliża się do jedności u podstawy i w środkowej części plaży o profilu wklęsłym. W związku z tym na wypukłych odcinkach profili przeważa przenoszenie piasku w górę plaży i osadzanie go w skrajnej części napływu, a na odcinkach wklęsłych obserwuje się bądź równowagę, bądź też wynoszenie materiału piaszczystego z dolnej części brzegu w morze przez prądy kompensacyjne. Takie wynoszenie materiału zachodzi zwykle podczas fazy nasilania i stabilizacji falowania. Podczas stadium ucichania falowania, przy ciągłym zmniejszaniu się gradientu spiętrzenia, prądy kompensacyjne słabną i materiał powraca w napływach z dolnej części brzegu na plażę.
4. Okres działania potoku napływu jest krótszy od okresu działania potoku spływu i ze wzrostem okresu fali różnica ta powiększa się.

Mimo dość obszernej i licznej literatury w zakresie dynamiki strefy brzegowej morza w ostatnim dziesięcioleciu nie pojawiły się jakieś nowe koncepcje czy hipotezy.

We wszystkich przeprowadzonych do czasów obecnych pracach, w tym i w szeregu eksperymentalnych pracach francuskich, japońskich, radzieckich, polskich i innych, najmniej poznanymi pozostają najbardziej istotne dla strefy brzegowej procesy przemieszczania rumowiska w warstwie przydennej, gdzie stanowi ono nie mniej niż 80% całości materiału transportowanego.

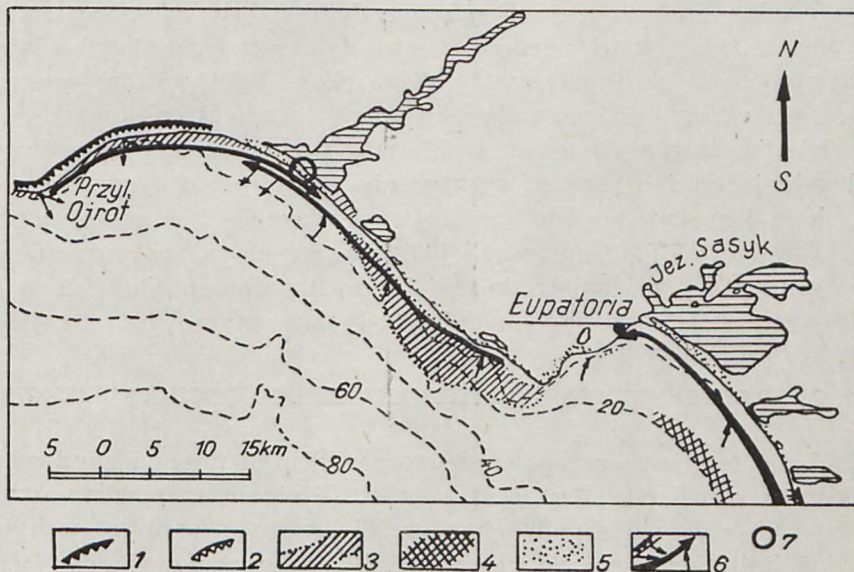
W wielu pracach niejednokrotnie podkreśla się, że bardzo ważnymi czynnikami w dynamice plaży są procesy sterujące objętością potoku przyboju. Można do nich odnieść zależność od położenia poziomu morza, przemieszczającego strefę załamania fal u podstawy plaży. Niestety, prawie w żadnej z tych prac nie przytacza się danych odnośnie do zmian poziomu morza w jego strefie brzegowej. Tak więc głównym niedociągnię-

ciem większości prac związanych z badaniami procesów litodynamicznych strefy brzegowej morza jest to, że nie uwzględniają one wpływu wahań poziomu morza o okresach większych od okresów fal wiatrowych.

II. Charakterystyka rejonu badań i eksperymentalnego odcinka brzegu

1. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA REJONU BADAŃ

Badania przeprowadzono na jednym z odcinków wybrzeża akumulacyjnego, położonego w zachodniokrymskim obszarze brzegowym (ryc. 1). Charakteryzowany rejon stanowi zamykającą formę akumulacyjną (ge-



Ryc. 1. Schemat dynamiki i morfologii wybrzeża zachodniokrymskiego (wg W. P. Zenkowicza 1960): 1 — aktywny klif, 2 — martwy klif, 3 — bencz, 4 — osady scementowane, 5 — formy akumulacyjne, 6 — potoki rumowiska i zasilanie ich materiałem z brzegu i z dna, 7 — położenie odcinka eksperymentalnego

Fig. 1. Schematic diagram of the dynamics and morphology of the western Crimean coast (according to W. P. Zenkovich, 1960): 1 — active cliff, 2 — dead cliff, 3 — bench, 4 — consolidated sediments, 5 — accretion forms, 6 — sediment transport and its feeding from beach and sea bed, 7 — location of the area of investigations

netycznie jest to forma typu barierowego), oddzielającą od morza jeden z limanów. Brzeg ten zbudowany jest z średnioziarnistego, dobrze wysortowanego piasku detrytycznego z domieszką oolitów i kwarcu. Powsze-

chnie występują też nagromadzenia skorupki małży. Piaski mierzei są częściowo scementowane, prawdopodobnie w związku z dwustronną infiltracją wód [33]. Na powierzchni tej formy często spotyka się okruchy piaskowca, zawierające współczesną faunę. Podwodna część brzegu i dno morskie do głębokości około 15 m zbudowane są z piasków i muszli (skorupki małży). Przylegający od wschodu odcinek wybrzeża (ryc. 1) to bardzo niska i płaska równina kamienista, na której powierzchni widoczne są wychodnie skał podłoża wieku meotyjskiego. Na zachód rozciąga się brzeg abrazyjny, gdzie u podstawy gliniastego klifu leżą okruchy wapienia podziurawione przez skałotoczne. Szerokość mierzei jest niejednakowa i zależy od przebiegu linii brzegowej, której załamania wiążą się z budową podłoża skalnego [33].

Podwodną część brzegu w rejonie odcinka doświadczalnego pokrywają piaski. Są one bardzo jednorodne na całej rozciągłości i składają się z rozdrobnionych skorupki małży. Niewielkie ilości oolitów występują tu na złożu wtórnym i powstają z niszczenia wapieni oolitowych na sąsiednich odcinkach wybrzeży. Piaski pasa przybrzeżnego w podwodnej i nadwodnej części brzegu są praktycznie nie do odróżnienia. Na głębokości około 5 m stają się one bardziej gruboziarniste i są gorzej wysortowane. Zdaniem W.P. Zenkowicza [33], piaszczyste nagromadzenia mierzei, jej brzegi i przylegające do niej fragmenty dna znajdują się w równowadze ze współczesnym reżimem hydrodynamicznym.

2. CHARAKTERYSTYKA EKSPERYMENTALNEGO ODCINKA BRZEGU

Badania terenowe przeprowadzono na odcinku mierzei zbudowanym z opisanych wyżej piasków detrytycznych. Plaża na tym odcinku miała szerokość 60—80 m. Na podwodnej części brzegu o średnim nachyleniu 0,017 (od linii brzegowej do głębokości 10 m) występowały dwie rewy. Korona pierwszej rewy znajdowała się w odległości 40—50 m od linii brzegowej, a drugiej — około 230 m.

Materiał detrytyczny, pokrywający powierzchnię plaży i podwodny skłon brzegowy, był stosunkowo gruby. W pobranych próbach na plaży i na dnie do głębokości około 15 m przeważała frakcja 0,5—0,25 mm. Wartość mediany (M_d) dla tych utworów wynosiła około 0,40 mm. W strefie przybojowej materiał był stosunkowo dobrze wysortowany, a współczynnik wysortowania Traska (S_o) wynosił 1,2 do 1,3. Na większych głębokościach wysortowanie pogarsza się i na głębokości 10 m $S_o > 2,0$ [1].

Wzdłuż całego profilu brzegu powyżej i poniżej linii wody (we wszystkich pobranych próbach) węglany stanowiły powyżej 90% osadu.

Linia brzegowa w rejonie odcinka doświadczalnego ma ogólny przebieg z NW na SE. W związku z powyższym kierunkami wiatru, mogącymi

wywołać falowanie, były kierunki następujące: SSE, S, SSW, SW, WSW, W, WNW.

Analiza wieloletnich obserwacji reżimu hydrologicznego w rejonie estakady [1] wykazała, że ze wszystkich wymienionych powyżej kierunków najczęściej powtarzają się wiatry z kierunków SW, W i S.

Przeprowadzone pomiary i obserwacje zmian rzeźby na podwodnej części profilu brzegowego wykazały, że największe zmiany miały miejsce w wąskim pasie w sąsiedztwie linii brzegowej. Przy falowaniach o umiarkowanej sile, jak obserwowano to wzdłuż profilu estakady, deformacjom ulegała jedynie najwyższa warstwa osadów. Prawdopodobnie stosunkowo gęsto upakowany i dostatecznie gruby piasek detrytyczny wraz ze szczątkami muszli mięczaków, zalegający na dnie morskim w tym rejonie, jak gdyby chroni powierzchnię dna, czyniąc ją w znacznym stopniu stabilną i odporną na działalność abrazyjną fal.

Najbardziej znaczne deformacje rzeźby dna mają miejsce na tym odcinku brzegu jedynie podczas silnych falowań sztormowych, gdy wysokości fal przekraczają 2—3 m. Zarejestrowane podczas takich falowań zmiany głębokości na poszczególnych fragmentach dna osiągały od 1 do 1,5 m.

Jak wynika z przedstawionej powyżej charakterystyki, rejon w którym prowadzono eksperymentalne badania terenowe, cechuje się dość specyficznym składem materiału osadowego. Zmusza to na ogół do ostrożnego podejścia przy transponowaniu rezultatów badań na inne typy wybrzeży.

Istotnym ułatwieniem w interpretacji uzyskanych danych jest niewielka wartość wzdłużbrzegowego przemieszczania materiału w tym rejonie. Pracujący tam w latach 1967—1968 badacze radzieccy [3] stwierdzają, że główne procesy litodynamiczne w tym rejonie określane są poprzecznym do brzegu przemieszczaniem rumowiska. Do dodatnich stron miejsca badań można odnieść również jednorodność odcinka brzegu (na dużej rozciągłości nie zmieniał się zarys linii brzegowej). Główne masy rumowiska rozpościerają się na głębokościach mniejszych niż 10 m. Wymienione fakty pozwalają na wyeliminowanie wpływu wzdłużbrzegowego przemieszczania materiału na tempo abrazyji lub akumulacji w rozpatrywanej strefie (tj. wpływu spowodowanego przez deficyt lub nadmiar materiału w potoku rumowiska przybrzeżnego).

III. Metody badań terenowych i opracowania zebranych informacji

Materiały i niezbędne do wykonania niniejszej pracy informacje zostały zebrane podczas trzech sezonów badawczych, w okresie sztormów jesiennych 1971—1973. Główną przesłanką metodyczną przeprowadzonych

badan było wykonanie obserwacji kompleksowych, do których poza dokładnymi niwelacjami powierzchni plaży i pomiarami głębokości przylegającej do niej części dna morskiego wchodziły obserwacje parametrów hydrodynamicznych falowania w różnych fazach sztormu.

Obserwacje kompleksowe obejmowały: pomiary i automatyczną rejestrację parametrów fal napływów i poziomu morza; pomiary kierunku i prędkości wiatru, kąta podejścia fal do brzegu i miejsca ich załamania; powtórne niwelacje powierzchni plaży i pomiary głębokości podwodnej części brzegu.

Badania przeprowadzone w 1971 r. dotyczyły przede wszystkim rozpoznania lokalnych warunków usytuowania poligonu i ogólnej sytuacji hydrodynamicznej w tym rejonie. Wypróbowano i sprawdzono różne metody badawcze oraz opracowano założenia dla niezbędnej do dalszych badań elektronicznej aparatury rejestrującej. Aparatura ta, jak i wybrane metody wykorzystane zostały w kolejnych sezonach ekspedycyjnych, tj. w latach 1972 i 1973.

1. POMIARY I REJESTRACJA FALOWANIA I WAHAŃ POZIOMU MORZA

Parametry fal rejestrowano za pomocą falografów strunowych, ustawionych wzdłuż wybiegającej w morze 280-metrowej estakady (ryc. 2).



Ryc. 2. Estakada, z której prowadzono pomiary i obserwacje (wrzesień 1971)
Fig. 2. Trestle bridge used in the observations and measurements (September 1971)

Czujniki falografów (struny niklowo-chromowe) podłączono poprzez wzmacniacz wielokanałowy do potencjometrów — samopisów EPP. Wskazania czujników były zapisywane na oscylogramach dwóch potencjometrów w przeciągu dłuższych lub krótszych odcinków czasowych.

Do rejestracji zmian poziomu morza wykorzystano podobne czujniki falografu strunowego zainstalowane w stalowych rurach osłonowych, w których dolnej części przewiercono niewielkie otwory. Czujniki te podłączono do systemu zapisu automatycznego. W ten sposób rury z czujnikami były wykorzystywane w charakterze mareografów, których wskazania zapisywano na potencjometrach — samopisach.

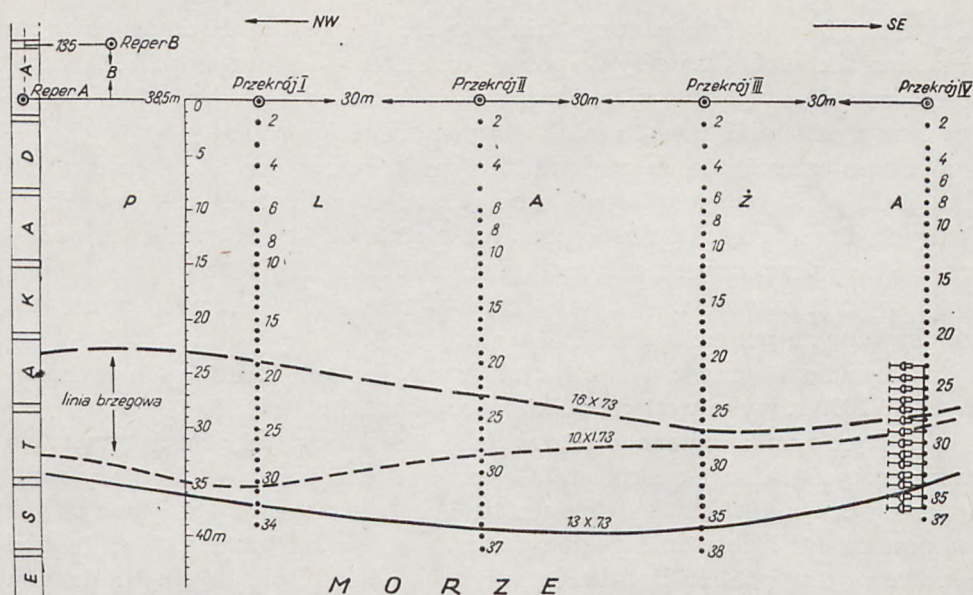
Zarówno w pracach 1972 r., jak i w badaniach terenowych wykonanych w 1973 r. wykorzystano podobny schemat rejestracji¹.

Na jednym z potencjometrów (EPP-24) przy prędkości przesuwu taśmy oscylogramu 1 cm na minutę, prowadzono ciągły całodobowy zapis czterech czujników: dwóch falografów i dwóch mareografów, mierzących parametry fal i położenie poziomu morza z dala od brzegu (w odległości ok. 200 m) i w pobliżu linii brzegowej (w odległości ok. 10 m). Na drugim potencjometrze (EPP-1) rejestrację prowadzono co godzinę, przy prędkości przesuwu taśmy oscylogramu 0,4 cm na sekundę. Automatyczny zapis odbywał się w dwóch cyklach po 4 minuty i obejmował czujniki dwóch falografów (długotrwałość zapisu każdego z nich po 70 sekund) i dwóch mareografów (zapis po 10 sekund) oraz czujniki niektórych parametrów napływu (zapis — 80 sekund). Czujniki falografów i mareografów ustawione były na stanowiskach opisanych powyżej (tj. w odległości 10 i 200 m od linii brzegowej).

W badaniach procesów litodynamicznych przebiegających w strefie potoku przyboju nieodzowne jest uzyskanie danych nie tylko o charakterze falowania i parametrach fal na przylegającym akwenu. Należy również mierzyć parametry fal w pobliżu linii brzegowej poligonu eksperymentalnego oraz parametry potoku napływu (prędkości napływów i spływów, wysokość masy wodnej w napływach i szerokość plaży objętej ich oddziaływaniem).

W strefie napływu ustawiono falograf strunowy i system czujników napływu (ryc. 3). System ten (jego schemat pokazano na ryc. 4) stanowiło 14 czujników kontaktowych, zainstalowanych na metalowych prętach wzdłuż jednego z profili poligonu eksperymentalnego i podłączonych równolegle do automatycznej rejestracji elektronicznej. Powyższy system czujników pracował następująco: załamująca się fala wbiega na plażę w postaci potoku napływu, który posuwając się w górę profilu plaży zamyka kolejne kontakty. Każdy kontakt skokowo zmienia opór linii, który przez

¹ Dokładny opis metody badań stosowanych w pracach ekspedycyjnych w 1972 r. przedstawiony został w artykule S. Musielaka, B.A. Szulaka, W.S. Tabaczkowa [21].



Ryc. 3. Schemat poligonu eksperymentalnego (wrzesień—listopad 1973)

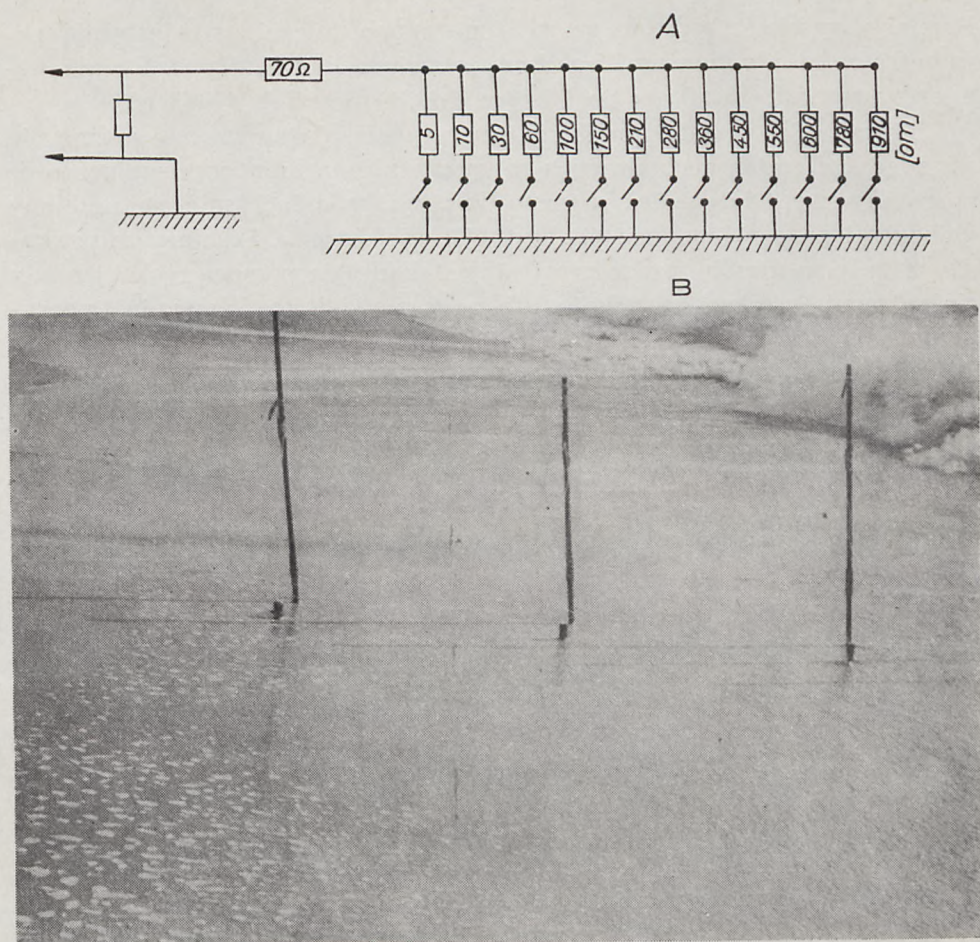
Fig. 3. Experimental network (September through November 1973).

wzmacniacz wielokanałowy jest zapisywany na samopisach EPP-1 i EPP-24. Im dalej na plażę docierały napływy, tym mniejszy opór rejestrowany był na przyrządach. Podczas spływu i napływu wszystkie pływaki z czujnikami pływają po powierzchni wody. Gdy tylko woda ścieknie w morze, pływaki osiadają na powierzchni plaży, kontakty ulegają zerwaniu, a na oscylogramie samopisu odnotowywane jest skokowo zwiększenie się oporu.

Niezależnie od opisanych wyżej prac prowadzono obserwacje wiatru i stanu morza. Prędkość wiatru określano za pomocą anemometru ręcznego i stopera na estakadzie, z której prowadzono również pomiary parametrów fal (wysokość, okres i długość), położenia poziomu morza, a także kąta podejścia fal do brzegu. Określano również fazy falowania i miejsca załamania fal. Obserwacje hydrometeorologiczne prowadzone były trzy razy dziennie, a w czasie sztormu — co trzy godziny. W pracach ekspedycyjnych w 1973 r. obserwacje wiatru w czasie sztormu prowadzone były całodobowo równoległe z rejestracją parametrów fal.

2. POMIARY PROFILU PLAŻY I PODWODNEJ CZĘŚCI BRZEGU

Dla uzyskania wystarczających informacji o abrazji i akumulacji materiału w strefie potoku przyboju zastosowano następujące metody badań. W pobliżu estakady wyznaczono poligon doświadczalny, na którym rozbito



Ryc. 4. Czujniki napływu: A — ogólny schemat systemu czujników, B — pływakowe czujniki napływu na poligonie eksperymentalnym (listopad 1973)

Fig. 4. Swash gauges: A — general layout of the system of gauges, B — floating swash gauges on site (November 1973)

bazę geodezyjną składającą się z czterech rzędów reperów (profile) oddalonych od siebie o 30 m i dowiązanych do stałego reperu znajdującego się w profilu estakady (reper „A” na ryc. 3). W każdym z profili ustawiono po 30—40 reperów w postaci metalowych prętów (ryc. 3). Dla ułatwienia dalszego opracowania danych główki wszystkich prętów wbijano do jednego poziomu na całym odcinku badań. Ułatwiło to znacznie sporządzenie wykresów i kontrolę przypadkowych błędów już podczas wykonywania samego pomiaru na poligonie. Wykorzystano pręty o średnicy 1,8 do 2 cm i wysokości 2 do 3 m, które wbijano w grunt do głębokości 1,5 do 2 m. Były one dostatecznie stabilne i wytrzymały najsilniejsze falowania.

Pomiary wysokości prętów prowadzono synchronicznie z rejestracją parametrów fal i pomiarami położenia poziomu morza. Częstotliwość pomiarów wynosiła 3—6 godzin (1972 r.), do 1—3 godzin (1973 r.).

Rozpatrując procesy przebiegające na wale plażowym, nie można nie uwzględnić zmian zachodzących równocześnie na dnie przylegającego do niego akwenu. Dlatego też w prowadzonych badaniach mierzono zmiany głębokości na przylegającej podwodnej części brzegu. Pomiary te prowadzone były w sposób bardzo prosty (z estakady) za pomocą ręcznej sondy ciężarkowej (w okresie spokoju lub przy niewielkim falowaniu), poczynając od plaży do głębokości około 5 m, lub metalową sztangą (w czasie sztormu) do głębokości około 3 m. Odległości pomiędzy punktami pomiarowymi wynosiły od 1 do 10 m, w zależności od zmienności rzeźby dna i stanu powierzchni morza. Najczęściej pomiary prowadzono co 2,5 do 5 m (do pierwszej rewy) i 5 do 10 (za pierwszą rewą). Rozciągłość profilu, wzdłuż którego prowadzono powtórne pomiary głębokości, była równa długości estakady (tj. 280 m). Dla uzyskania wiernego obrazu rzeźby dna przeprowadzono kilkakrotnie niwelację estakady. Wykazały one, że poszczególne punkty, do których dowiązywano pomiary głębokości, miały odchylenia od średniego poziomu około ± 11 cm. Te odchylenia mieszczą się w przedziale dokładności pomiarów wykonywanych opisanymi powyżej metodami.

3. METODY OPRACOWANIA ZEBRANYCH MATERIAŁÓW

Podczas trzech sezonów ekspedycyjnych (1971—1973) zebrano materiały obejmujące:

- 380 zapisów oscylograficznych na EPP-1 i około 1300 na EPP-24 (informacja ta, dotycząca parametrów fal i zmian poziomu morza zapisana została na około 800 m taśmy oscylogramu);
- 174 serie kontrolnych pomiarów parametrów fal z łąty wodowskazowej;
- 500 serii pomiarów profili na czterech przekrojach odcinka eksperymentalnego plaży;
- 90 pomiarów głębokości podwodnej części brzegu wzdłuż estakady;
- 30 prób osadów, w tym 14 pobranych z estakady i 16 ze strefy napływu (z plaży).

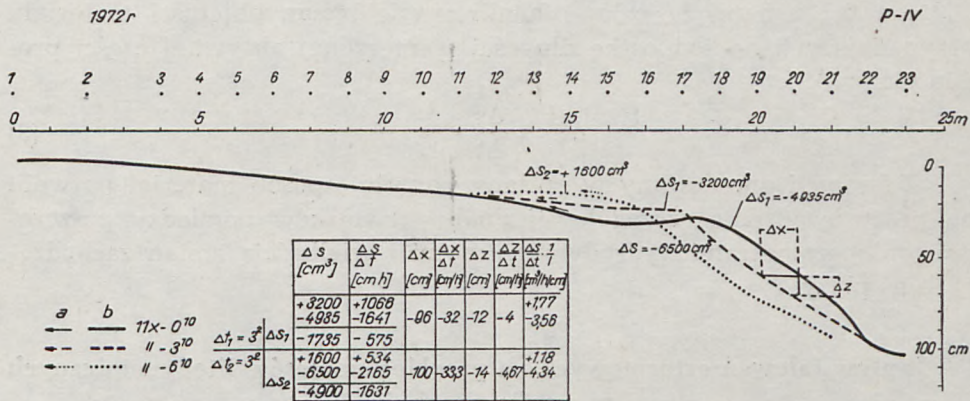
Zarejestrowane na oscylogramach wskazania opisanych poprzednio czujników pozwoliły na uzyskanie następujących parametrów: maksymalnej i średniej wysokości fal (h i \bar{h}) i ich okresów (τ i $\bar{\tau}$), maksymalnych i średnich odległości nabiegania napływów na plażę (l i \bar{l}), maksymalnej i średniej wysokości wody w potoku napływu (h_z i \bar{h}_z) oraz ich okresów (τ_z i $\bar{\tau}_z$). Wartości średnie uzyskane poprzez sumowanie wszystkich zapi-

sanych wielkości (średnia arytmetyczna) dla każdego oscylogramu (tj. po około 50 drgań falowych). Ponieważ nie było możliwości automatycznego rejestrowania długości fal, parametr ten wyznaczono na podstawie wzoru:

$$L = \frac{g}{2\pi} T^2 \text{ th } kH \quad (1)$$

Błędy wynikające z opracowania zebranych materiałów nie przekraczają 5%. Dla wszystkich uzyskanych wielkości wyliczono ich przyrosty w czasie $\left(\frac{\Delta h}{\Delta t}, \frac{\Delta \lambda}{\Delta t}, \frac{\Delta H}{\Delta t}\right)$, które były podstawą dalszej szczegółowej analizy.

Z pomiarów powierzchni plaży na czterech profilach poligonu eksperymentalnego wyliczono wielkości abrazji i akumulacji materiału w każdym punkcie pomiaru ($\pm \Delta z$). Wszystkie te pomiary wykreślono na kalce milimetrowej, zaznaczając na wykresach również maksymalne i średnie miejsca nabiegania potoków napływu. Z wykresów tych (ryc. 5) odczy-



Ryc. 5. Obliczanie tempa abrazji (przykład wykresu roboczego): a — położenie skrajnego napływu, b — linie kolejnego położenia profili plaży, Δt — różnica czasu pomiędzy kolejnymi pomiarami, Δx i Δz — koordynaty przemieszczenia profilu plaży, ΔS — objętość rozmywanego lub akumulowanego materiału w profilu plaży

Fig. 5. Abrasion rate computations (example of working diagram): a — location of swash borders, b — successive location of beach profiles, Δt — time step between consecutive measurements, Δx and Δz — beach profile co-ordinates, ΔS — volume of beach material, eroded or accumulated

tywano pionowe (Δz) i poziome (Δx) współrzędne przemieszczenia profilu plaży, wyliczano zmiany powierzchni na przekrojach pomiędzy dwoma pomiarami ($\Delta \Omega$) i objętości materiału (ΔS). Wartości $\Delta \Omega$ uzyskiwano, zliczając na kalce milimetrowej powierzchnię pomiędzy kolejnymi po-

miarami, oraz obliczano ją, wykorzystując wartości Δz i stosując następujący wzór:

$$\Delta\Omega = \frac{1}{2} L \sum_{k=1}^{n-1} (\Delta z_k + \Delta z_{k+1}) \quad (2)$$

gdzie: $\pm \Delta z$ — wielkość abrazji lub akumulacji w danym punkcie profilu plaży,

L — odległość pomiędzy punktami pomiarów.

Ponieważ uzyskiwane obu metodami wyniki różniły się nieznacznie (w granicach 2%), w dalszych badaniach, w celu przyspieszenia opracowania materiału, zrezygnowano z czasochłonnego zliczania na kalce milimetrowej. Po przeliczeniu wartości $\Delta\Omega$ na 1 cm długości linii brzegowej otrzymano zmianę objętości materiału w profilu plaży (Δs). Dla wszystkich tych danych (Δx , Δz , Δs) obliczono również średnie przyrosty w czasie $\left(\frac{\Delta x}{\Delta t}, \frac{\Delta z}{\Delta t}, \frac{\Delta s}{\Delta t} \right)$.

W czasie silnych sztormów w wielu przypadkach okazało się, że niemożliwe jest przeprowadzenie pomiarów wzdłuż całego badanego profilu. Dlatego też uznano za celowe analizowanie zmian objętości materiału przypadających na jednostkę długości pomierzonej aktywnej części profilu plaży (ΔS):

$$\Delta S = \frac{\Delta s}{\Delta t} \cdot \frac{1}{L} \quad (3)$$

Zebrany i opracowany w opisany powyżej sposób materiał pozwolił na przeprowadzenie szczegółowej analizy związków pomiędzy poszczególnymi parametrami hydrodynamicznymi i wielkością zmian zachodzących na plaży.

IV. Wpływ falowań sztormowych na przebieg procesów litodynamicznych w strefie przyboju

1. ANALIZA PRZEBIEGU FALOWAŃ ZAREJESTROWANYCH W CZASIE BADAŃ TERENOWYCH

Podczas przeprowadzonych badań terenowych zarejestrowano 24 falowania. Średnie wysokości fal mierzone z dala od brzegu podczas tych falowań (tj. przed strefą załamania) wynosiły od 40 do 200 cm, a ich maksymalne wartości osiągały od 145 do 350 cm. Okresy tych fal wynosiły od 1,3 do 7,2 sek., a ich długości — 3—35 m.

Analiza obserwacji reżimu hydrometeorologicznego przeprowadzonych na estakadzie wykazała, że najczęściej powtarzały się wiatry z kierunków: N, NE, SW, S, W oraz NW. Prędkość wiatru osiągała średnio 5—12 m/sek. i maksymalnie dochodziła do 16 m/sek. Ponieważ linia brze-

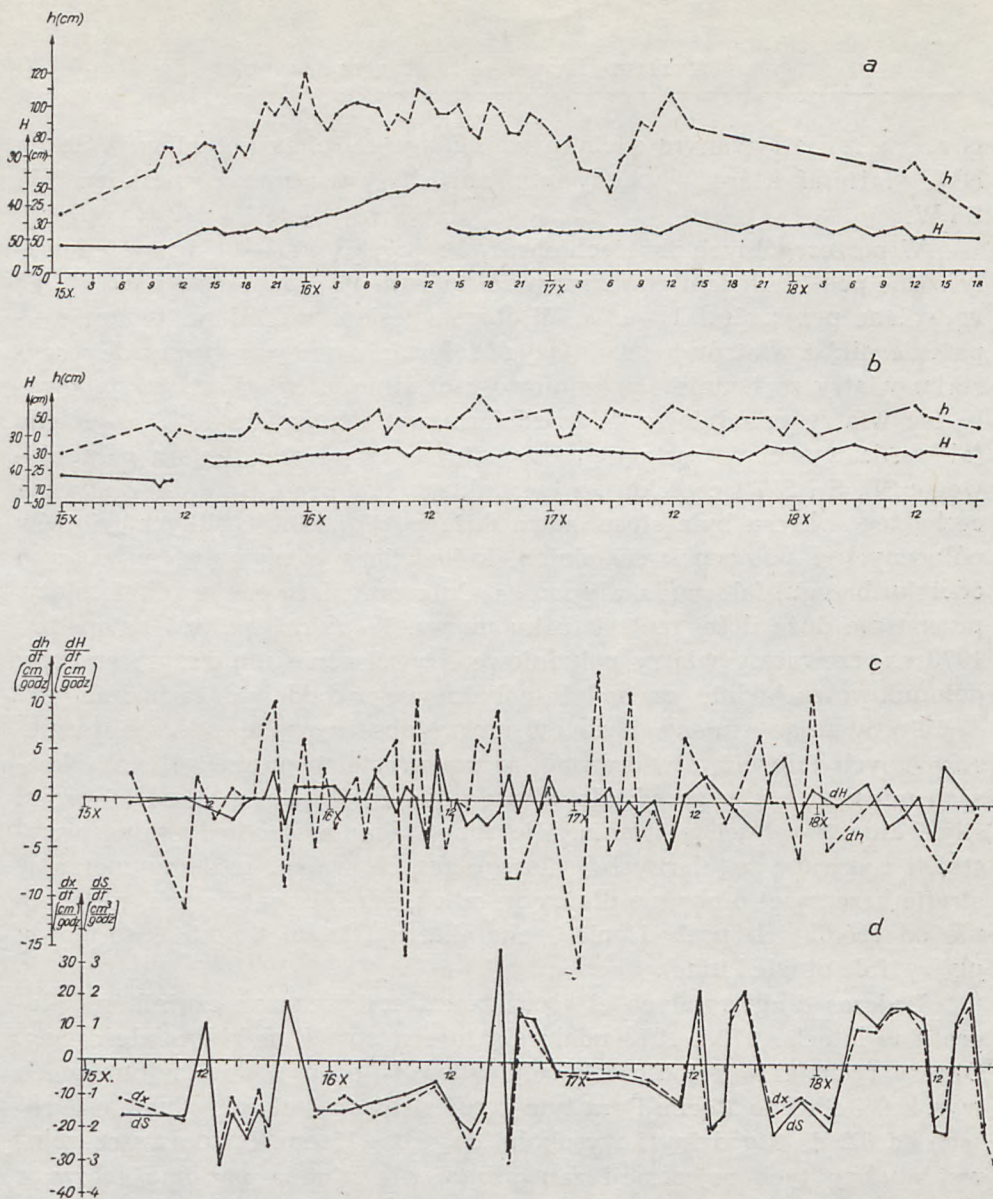
gowa na rozpatrywanym odcinku ma ogólny kierunek przebiegu z SE na NW, wiatrami, które wywołały falowania, były wiatry z kierunków: SW, S i W.

W poszczególnych okresach obserwacyjnych (1971—1973) występowały różne pod względem powtarzalności kierunków i prędkości wiatry oraz wywołane przez nie falowania. W okresie jesiennym 1971 r. (wrzesień—październik) z wiatrów wywołujących falowanie przeważały przede wszystkim wiatry zachodnie i południowo-zachodnie, a częściowo występowały też wiatry południowe. W październiku i listopadzie 1972 r. główne falowania wywołane zostały przez wiatry z kierunków sektora południowego: SE, S i SW i częściowo z kierunku zachodniego. Charakterystyczną cechą tego okresu była stosunkowo duża powtarzalność silnych wiatrów północnych i północno-wschodnich, które nie wywoływały (na naszym odcinku brzegu) falowania, ale zauważalnie zmieniały powierzchnię plaży, przenosząc duże ilości materiału ku morzu. W październiku i listopadzie 1973 r. przeważały wiatry południowe i w znacznie mniejszym stopniu: południowo-zachodnie, zachodnio-południowo-zachodnie i zachodnie.

Porównując zmiany poziomu morza obserwowane podczas zarejestrowanych falowań, stwierdzono, że zmiany te w poszczególnych okresach mieszczą się w przedziale od 2 do 90 cm, w zależności od kierunku siły i długości falowania. Mierzone wahania stanowiły sumę wszystkich rodzajów regularnych i nieregularnych wahań poziomu morza w strefie brzegowej o okresie dłuższym od okresu fal wiatrowych, niezależnie od źródła ich pochodzenia i charakteru (tj. spiętrzenia sztormowe, pływy, fale długie i inne).

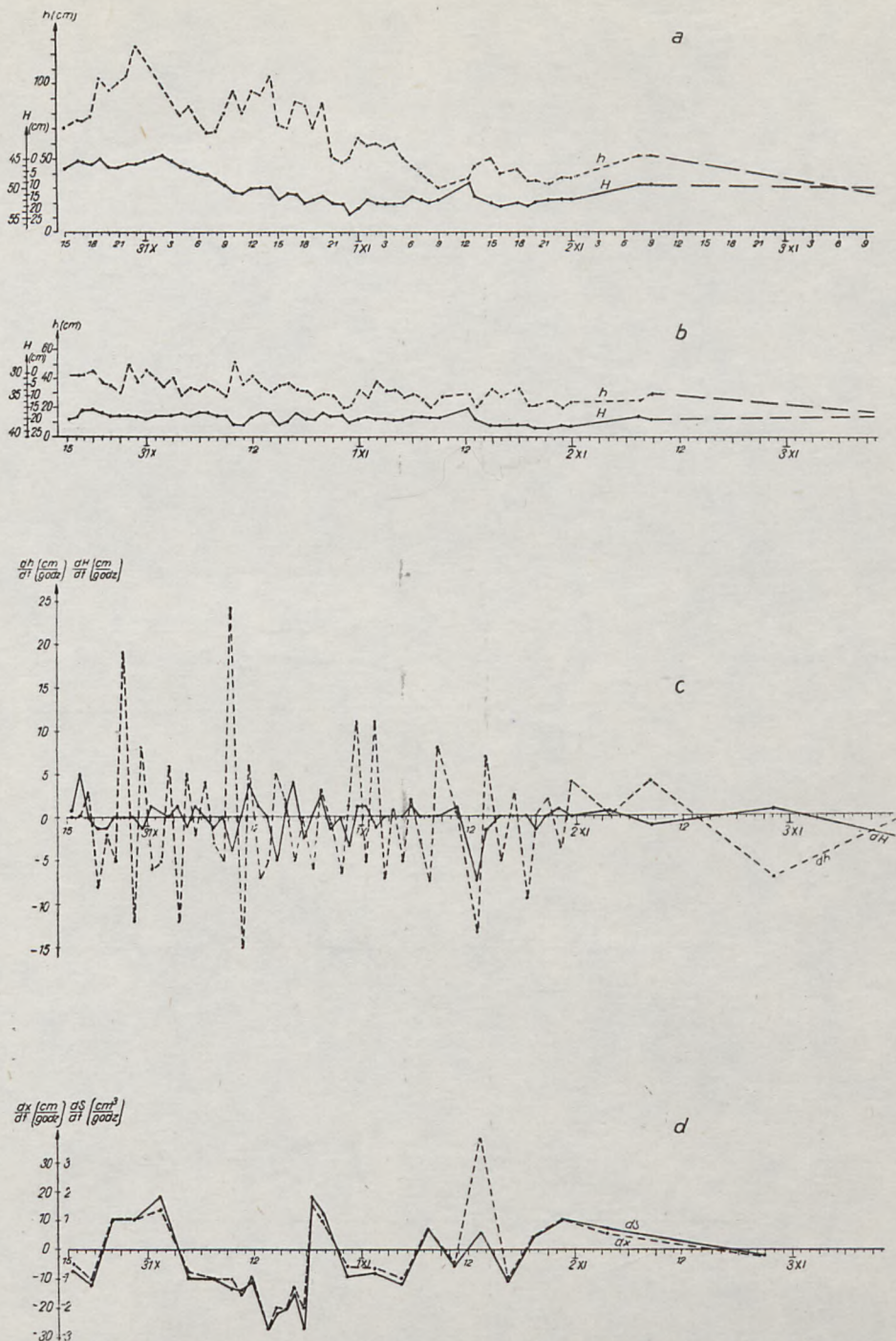
Podczas długotrwałych ciągłych rejestracji wskazań czujników falografu w latach 1972 i 1973 udało się zarejestrować niektóre fale długie. Okresy tych fal w rejonie estakady wynosiły od 0,75 do 6 minut, a ich wysokości od 5 do 25 cm. Poza tym zarejestrowano też fale długie o okresach od 0,2 do 1 godziny i wysokości do około 15 cm. Podczas szczegółowej analizy tych rejestracji zauważono, że wahania poziomu morza z okresami około 1 minuty pojawiają się w określonych charakterystycznych momentach falowania wiatrowego. Momenty takie następują wówczas, gdy po okresie intensywnego wzrostu wysokości fal szybko maleją. Sytuacja taka ma miejsce często w czasie sztormu, szczególnie w okresie przejścia od fazy jego rozwoju do fazy stabilizacji lub ucichania.

Potwierdzenie przedstawionego powyżej wniosku można znaleźć, porównując występowanie zarejestrowanych w 1973 r. maksymalnych wartości takiego rodzaju wahań poziomu morza (15 X — 22—23°, 16 X — 15—16°, 31 X — 0—5°, 12—14°, 6 XI — 17—19° i 7 X — 16—18°) z wykresami parametrów hydrodynamicznych poszczególnych sztormów (wykresy „a” na ryc. 6, 7, 8).



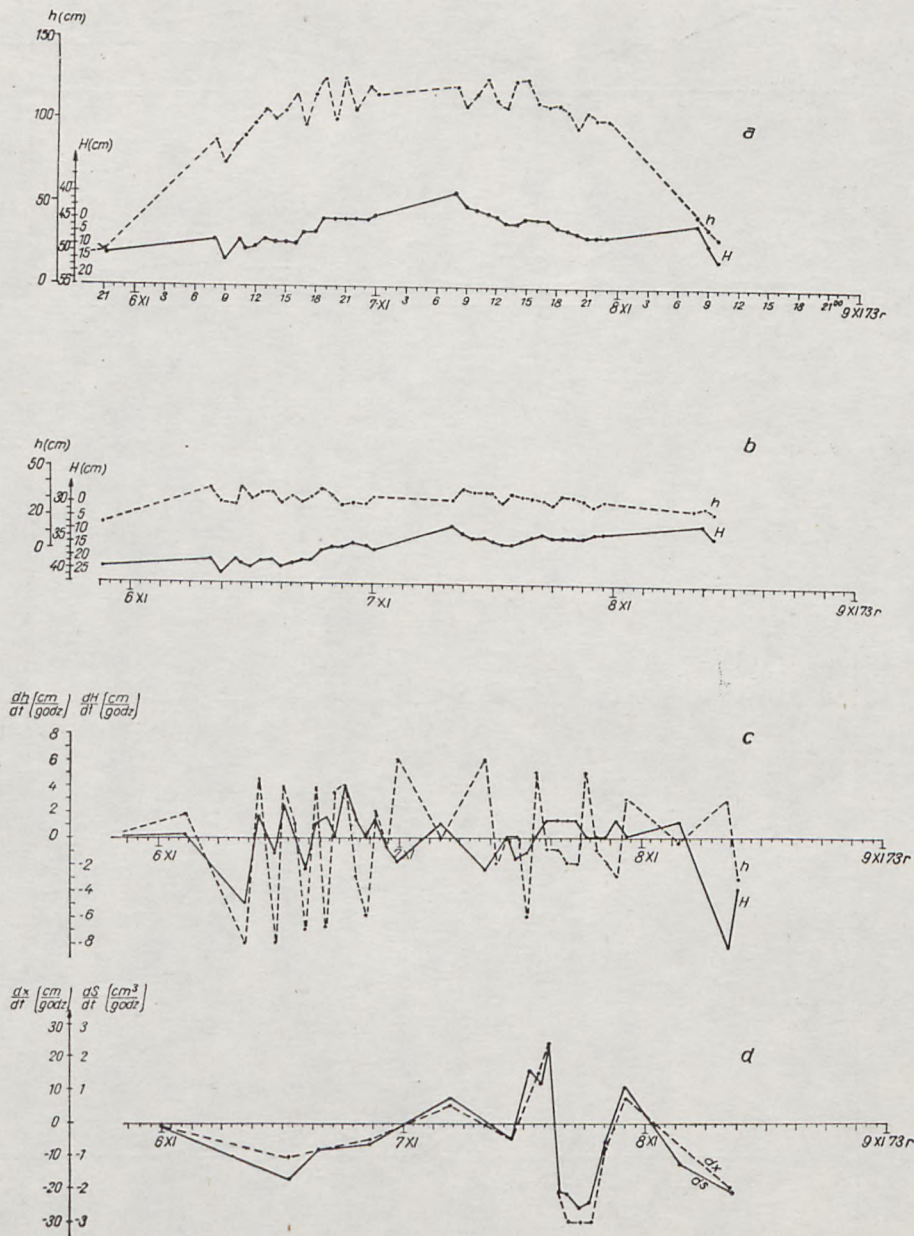
Ryc. 6. Wykresy hydrodynamicznych parametrów sztormu 15–18 X 1973 i zmian linii brzegowej: a — wysokości fal i poziom morza mierzone z dala od brzegu (200 m), b — wysokości fal i poziom morza w pobliżu linii brzegowej (około 10 m), c — pochodne zmian wysokości fal $\left(\frac{dh}{dt}\right)$ i poziomu morza $\left(\frac{dH}{dt}\right)$, d — tempo cofania się i narastania profilu brzegu $\left(\frac{dx}{ds}\right)$ oraz zmian objętości materiału $\left(\frac{ds}{dt}\right)$

Fig. 6. Diagrams of hydrodynamical parameters of a storm from 15th through 18th October 1973 and respective beach changes: a — wave heights and sea levels measured 200 m from shore line, b — wave height and sea levels measured at shore line (about 10 m seawards), c — temporal derivatives of wave heights and sea levels, $\frac{dh}{dt}$ and $\frac{dH}{dt}$, d — beach retreat and accumulation rate, $\left(\frac{dx}{ds}\right)$ and beach material volume changes $\left(\frac{ds}{dt}\right)$



Ryc. 7. Wykresy hydrodynamicznych parametrów sztormu 30.X.—3.XI.1973 i zmian linii brzegowej (oznaczenia jak na ryc. 6)

Fig. 7. Diagrams of hydrodynamical parameters of a storm from 30th October through 3rd November 1973 and respective beach changes (notations as in Fig. 6)



Ryc. 8. Wykresy hydrodynamicznych parametrów sztormu 5—8.XI.1973 i zmian linii brzegowej (oznaczenia jak na ryc. 6)

Fig. 8. Diagrams of hydrodynamical parameters of a storm from 5th through 8th November 1973 and respective beach changes (notations as in Fig. 6)

Tabela 1

Table 1

Parametry fal i wahań poziomu morza podczas sztormu 15—18 X 1973

Wave parameters and sea levels during a storm from 15th through 18th October 1973

Data Day of year	Godzi- na Time of day	Średnie wysokości fal Mean wave height \bar{h} (cm)	Położe- nie poziomu morza Sea level H *	Średnie długości fal Mean wave height $\bar{\lambda}$ (cm)	Pochodne zmian Derivatives		
					długości fal wave length $\frac{\Delta\lambda}{\Delta t}$ $\frac{\text{cm}}{\text{hrs}}$	wysokości fal wave height $\frac{\Delta h}{\Delta t}$ $\frac{\text{cm}}{\text{hrs}}$	położenia poziomu morza sea level $\frac{\Delta H}{\Delta t}$ $\frac{\text{cm}}{\text{hrs}}$
1	2	3	4	5	6	7	8
15 X	0.00	30	41,7	1 400	- 10,9	+ 2,5	-0,46
	9.10	53	43,4	1 300	-225	-11,3	0
	10.30	38	43,4	1 000	+240	+ 6	—
	11.30	44	—	1 240	- 16	- 2	—
	14.00	39	37,4	1 200	- 50	+ 1	-2
	15.00	40	38,2	1 150	+ 50	0	-0,5
	16.00	40	38	1 200	0	0	0
	17.25	40	38	1 200	+298	+ 7,47	0
	18.05	45	38	1 400	-272	+ 9,78	+2,72
	19.00	54	37	1 150	0	- 9	-2,5
	20.00	45	38	1 150	-150	- 1	+1,25
	21.00	44	37,5	1 000	0	+ 6	+1,25
	22.00	50	37	1 000	+200	- 5	+1,25
	23.00	45	36,5	1 200	+150	+ 3	+1,25
16 X	0.00	48	36	1 350	- 80	- 3	+1,25
	1.00	45	35,5	1 270	- 70	0	0
	2.00	45	35,5	1 200	-100	+ 2	0
	3.00	47	35,5	1 100	+ 50	- 4	0
	4.00	43	35,5	1 150	- 50	+ 3	+2,5
	5.00	46	34,5	1 100	+100	+ 4	+1,25
	6.00	50	34	1 200	- 50	+ 6	-1,25
	7.00	56	34,5	1 150	0	-16	+1,25
	8.00	40	34	1 150	+ 50	+10	0
	9.00	50	34	1 200	+ 40	- 4	-5
	10.00	46	36	1 240	-340	+ 4	+5
	11.00	50	34	900	+ 50	- 5	0
	12.00	45	34	950	+ 50	0	0
13.00	45	34	1 000	0	- 1	-2,5	

1	2	3	4	5	6	7	8
	14.00	44	35	1 000	0	+ 6	-1,5
	15.00	50	35,5	1 100	+150	+ 5	-2,5
	16.00	55	36,5	1 150	- 50	+ 9	-1,25
	17.00	64	37	1 100	-120	- 8	+2,5
	18.00	56	36	980	- 30	- 8	-1,25
	19.00	48	36,5	950			+2,5
	20.00	—	35,5	—	} + 6	} + 1,4	-1,25
	21.00	—	36	—			0
	22.00	—	35	—			0
	23.00	—	35	—			0
17 X	0.00	55	35	980	- 30	-17	0
	1.00	38	35	950	+ 50	+ 2	0
	2.00	40	35	1 000	0	+13	0
	3.00	53	35	1 000	0	- 5	+1,25
	4.00	48	34,5	1 000	+200	- 3	-1,25
	5.00	45	35	1 200	-250	+11	0
	6.00	56	35	950	+ 30	- 4	-1,25
	7.00	52	35,5	980	0	- 1	0
	9.00	50	35,5	980	0	- 5	-5
	10.00	45	37,5	980	+ 60	+ 6,5	+0,62
	12.00	58	37	1 100	} - 17,8	} - 2,16	+2,5
	14.00	—	35	—			-0,94
	18.00	45	36,5	—			+ 6,67
	18.45	50	37,5	980	+ 16	0	+3
	20.00	50	36	1 000	0	0	+4,5
	21.20	50	33,5	1 000	- 57	- 5,72	-1,43
	23.05	40	34,5	900	+ 87	+10,88	+1,36
18 X	0.00	50	34	980	0	- 5	
	2.00	40	—	980			-0,31
	4.00	—	34,5	—	} 0	} + 1,8	+1,87
	6.00	—	33	—			-2,5
	8.00	—	35	—			-1,25
	9.00	—	35,5	—			+0,62
	11.00	—	35	—			-3,75
	12.00	58	36,5	980	0	- 7	+3,75
	13.00	51	35	980			
	18.25	44	36	1 100	+ 22,5	- 1,29	-0,46

* H — w jednostkach oscylogramu (1 j. — 2,5 cm).

H — in oscillograph units: 1 unit = 2,5 cm.

Tabela 2

Table 2

Tempo przemieszczania profilu plaży i zmian objętości materiału w strefie napływu podczas sztormu 15—18 X 1973

Rate of beach changes and beach material budget in the swash zone during a storm from 15th through 18th October 1973

Data Day of year	Godzina Time of day	Przemieszczenie profilu plaży Beach motion		Zmiany objętości materiału Beach material budget	
		$\frac{\Delta x}{\Delta t}$	$\frac{cm}{hrs}$	$\frac{\Delta S}{\Delta t}$	$\frac{cm^3}{hrs}$
1	2	3		4	
14 X	23.30				
15 X	8.30		— 11,1	+ 0,36	— 1,58
	11.15		— 18,4	+ 1,18	— 1,70
	12.45		— 6,67	+ 1,06	— 0,87
	13.50		— 27,8	+ 1,05	— 3,15
	15.10		— 11,3	+ 1,08	— 1,64
	16.20		— 21,4	+ 1,28	— 2,28
	17.30	+ 17,1	— 8,55	+ 1,26	— 1,50
	18.40		— 25,6	+ 0,93	— 2,99
	21.00		— 17,2	+ 1,78	— 1,50
	16 X	0.00		— 16,6	+ 0,98
3.00			— 10,0	+ 0,75	— 1,49
6.00			— 16,6	+ 0,72	— 1,19
9.00			— 13,3	+ 0,89	— 1,02
12.00		+ 6,67	— 6,67	+ 0,58	— 0,56
13.10			— 17,1	+ 0,43	— 1,68
14.20		+ 21,3	— 25,7	+ 1,54	— 2,13
16.00		+ 5,98	— 15,0	+ 0,67	— 1,26
17.20			— 11,3	+ 3,38	— 1,19
18.00		+ 14,9	— 29,9	+ 1,49	— 2,68
17 X	19.10	+ 17,1		+ 1,40	— 0,43
	21.00	+ 8,2	— 5,47	+ 1,27	— 0,92
	0.00	+ 3,3	— 3,3	+ 0,28	— 0,41
	3.00	+ 5,0	— 3,3	+ 0,5	— 0,46
	6.00	+ 3,3	— 3,3	+ 0,32	— 0,40

1	2	3		4	
	9.00	+ 5,0	— 5,0	+ 0,55	— 0,61
	12.00		— 11,7	+ 0,28	— 1,25
	13.00	+ 20,0		+ 2,23	
	14.10		— 21,3	+ 1,09	— 2,01
	15.10		— 15,0	+ 1,20	— 1,56
	16.00	+ 12,0		+ 1,63	
	18.00	+ 22,5	— 5,0	+ 2,20	— 0,45
	21.15	+ 9,23	— 15,4	+ 0,97	— 2,8
18 X	0.10	+ 5,14	— 10,3	+ 0,65	— 1,06
	2.20		— 16,1	+ 0,86	— 1,97
	4.10	+ 11,0	— 8,2	+ 1,78	— 0,87
	6.10	+ 10,0		+ 1,18	— 0,34
	8.00	+ 16,4		+ 1,73	— 0,55
	10.00	+ 17,5		+ 1,71	— 0,25
	11.25	+ 10,6	— 7,1	+ 1,35	— 0,59
	12.00	+ 17,2	— 17,2	+ 1,61	— 1,98
	13.30		— 13,3	+ 0,67	— 2,12
	14.20	+ 12,0		+ 1,27	— 0,77
	16.00	+ 18,0		+ 2,23	— 0,30
	17.00	+ 15,0	— 20,0	+ 1,35	— 1,84
	18.00	+ 10,0	— 30,0	+ 1,11	— 4,27

Opisane wahania typu fal długich łącznie z wahaniami poziomu morza spowodowanymi spiętrzeniami sztormowymi w sposób bardzo istotny wpływają na tempo i kierunek procesów litodynamicznych w strefie brzegu morskiego. Dlatego też zjawiskom tym należy poświęcać szczególną uwagę.

Dla dalszej szczegółowej analizy i ilustracji uzyskanych wyników spośród zebranego materiału wybrano pięć falowań sztormowych (10—14 X, 5—11 XI 1972 oraz 15—19 X, 30 X—3 XI, 5—8 XI 1973), dla których uzyskano najbardziej pełny i wiarygodny materiał.

Ponieważ część danych (dotyczy to materiałów zebranych w 1972 r.) opublikowano wcześniej [21], w tabelach 1—6 i na rycinach 6—8 przedstawiono jedynie materiały opracowane na podstawie danych zebranych w 1973 r.

Tabela 3

Table 3

Parametry fal i wahanie poziomu morza podczas sztormu 30 X—3 XI 1973

Wave parameters and sea levels during a storm from 30th October through 3rd November 1973

Data Day of year	Godzina Time of day	Średnie wysokości fal Mean wave height \bar{h} (cm)	Położenie poziomu morza Sea level H *	Średnie długości fal Mean wave height $\bar{\lambda}$ (cm)	Pochodne zmian Derivatives		
					długości fal wave length $\frac{\Delta \lambda}{\Delta t}$ cm hrs	wysokości fal wave height $\frac{\Delta h}{\Delta t}$ cm hrs	położenie poziomu morza sea level $\frac{\Delta H}{\Delta t}$ cm hrs
					6	7	8
30 X	15.00	42	38	850			
	16.30	42	37,5	800	— 3,3	0	+ 0,83
	17.00	42	36,5	850	+ 100	0	+ 5
	18.00	45	36,5	850	0	+ 3	0
	19.00	37	37	760	— 110	— 8	— 1,25
	20.00	35	37,5	760	0	— 2	— 1,25
	21.00	30	37,5	850	+ 90	— 5	0
	22.00	49	37,5	950	+ 100	+ 19	0
	23.00	37	37,5	900	— 50	— 12	0
31 X	0.00	45	38	950	+ 50	+ 8	— 1,25
	1.00	39	37,5	850	— 100	— 6	+ 1,25
	2.00	34	—	900	+ 50	— 5	—
	3.00	40	37,5	800	— 100	+ 6	0
	4.00	28	37	850	+ 50	— 12	+ 1,25
	5.00	33	37,5	720	— 130	+ 5	— 1,25
	6.00	31	37	720	0	— 2	+ 1,25
	7.00	35	37	720	0	+ 4	0
	8.00	32	37,5	800	+ 80	— 3	— 1,25
	9.00	27	37,5	800	0	— 5	0
	10.00	51	39	760	— 40	+ 24	— 3,75
	11.00	36	39	680	— 80	— 15	0
	12.00	42	37,5	680	0	+ 6	+ 3,75
	13.00	35	37	680	0	— 7	+ 1,25
	14.00	30	37	680	0	— 5	0

1	2	3	4	5	6	7	8
	15.00	35	39	680	0	+ 5	- 5
	16.00	37	38,5	760	+ 80	+ 2	+ 1,25
	17.00	32	37	640	- 120	- 5	+ 3,75
	18.00	32	38	720	+ 80	0	- 2,5
	19.00	26	38	640	- 80	- 6	0
	20.00	29	37	720	+ 80	+ 3	+ 2,5
	21.00	28	37,5	640	- 80	- 1	- 1,25
	22.15	20	37,5	640	0	- 6,4	0
	23.00	21	38,5	640	0	+ 1,33	- 3,33
1 XI	0.00	32	38	720	+ 80	+ 11	+ 1,25
	1.00	27	37,5	680	- 40	- 5	+ 1,25
	2.00	38	38	720	+ 40	+ 11	- 1,25
	3.00	31	38	680	- 40	- 7	0
	4.00	32	38	640	- 40	+ 1	0
	5.00	27	38	600	- 40	- 5	0
	6.00	29	37,5	560	- 40	+ 2	+ 1,25
	7.10	26	37,5	560	0	- 2,53	0
	8.00	20	37,5	600	+ 48	- 7,23	0
	9.00	28	37,5	680	+ 80	+ 8	0
	12.35	30	36	560	- 33,5	+ 0,56	+ 1,05
	13.15	21	38	560	0	- 13,4	- 7,47
	15.00	33	39	560	0	+ 6,87	- 1,43
	16.00	28	39	520	- 40	- 5	0
	18.00	33	39	600	+ 40	+ 2,5	0
	19.10	22	39	560	- 34,2	- 9,4	0
	20.00	22	39,5	720	+ 193	0	- 1,5
	21.35	25	39,5	560	- 111	+ 1,9	0
	23.00	20	39	680	+ 84,6	- 3,52	+ 0,88
2 XI	0.00	24	39	720	+ 40	+ 4,0	0
	7.45	25	37,5	640	- 10,3	+ 0,13	+ 0,48
3 XI	9.00	30	38	520	- 96	+ 4,0	- 1
	10.50	17	37,5	600	+ 3,1	- 0,5	+ 0,05
	14.30	16	41	800	+ 54,5	- 0,27	- 2,39

* H — w jednostkach oscylogramu (1j. — 2,5 cm)

H — in oscillograph units: 1 unit = 2.5 cm.

Tabela 4

Table 4

Tempo przemieszczania profilu plaży i zmian objętości materiału w strefie napływu podczas sztormu 30 X—3 XI 1973

Rate of beach changes and beach material budget in the swash zone during a storm from 30th October through 3rd November 1973

Data Day of year	Godzina Time of day	Przemieszczanie profilu plaży Beach motion		Zmiany objętości materiału Beach material budget	
		$\frac{\Delta x}{\Delta t}$	$\frac{cm}{hrs}$	$\frac{\Delta S}{\Delta t}$	$\frac{cm^3}{hrs}$
30 X	14.40				
	16.40	+ 5,0	— 5,0	+ 0,64	— 0,73
	19.00		— 10,7	+ 0,17	— 1,19
	21.00	+ 10,0	— 2,5	+ 1,01	— 0,37
31 X	0.00	+ 10,0	— 10,0	+ 1,04	— 1,23
	3.00	+ 13,3	— 5,0	+ 1,81	— 0,57
	6.00	+ 8,1	— 8,1	+ 0,80	— 0,94
	9.00		— 10,0		— 1,02
	10.00		— 10,0	+ 0,5	— 1,32
	11.00	+ 10,0	— 15,0	+ 1,08	— 1,40
	12.30	+ 20,0	— 10,0	+ 1,95	— 1,12
	14.00	+ 13,3	— 26,7	+ 1,43	— 2,71
	15.00	+ 15,0	— 20,0	+ 1,54	— 2,16
	16.00		— 20,0	+ 1,0	— 2,0
	17.00	+ 10,0	— 15,0	+ 1,35	— 1,37
	18.00		— 20,0	+ 0,58	— 2,68
	19.00	+ 15,0	— 10,0	+ 1,82	— 0,86
	20.30	+ 10,0	— 6,7	+ 1,26	— 0,67
1 XI	0.00	+ 2,86	— 5,72	+ 0,36	— 0,92
	3.00	+ 5,0	— 6,7	+ 0,67	— 0,79
	6.00	+ 5,0	— 10,0	+ 0,58	— 1,15
	9.00	+ 8,3		+ 0,71	— 0,17
	12.00		— 5,0	+ 0,17	— 0,56
	15.00	+ 33,0	— 5,0	+ 0,61	— 0,79
	18.00		— 10,0	+ 0,16	— 1,05
21.00	+ 5,0		+ 0,44	— 0,25	
2 XI	0.00	+ 10,0		+ 1,02	— 0,33
	7.00	+ 5,7		+ 0,75	— 0,11
3 XI	11.10	+ 1,07	— 1,78	+ 0,09	— 0,19

Tabela 5

Table 5

Parametry fal i wahania poziomu morza podczas sztormu 5—8 XI 1973

Wave parameters and sea levels during a storm from 5th through 8 th November 1973

Data Day of year	Godzina Time of day	Średnie wysokości fal Mean wave height \bar{h} (cm)	Położenie poziomu morza Sea level H *	Średnie długości fal Mean wave height $\bar{\lambda}$ (cm)	Pochodne zmian Derivatives		
					długości fal wave length $\frac{\Delta\lambda}{\Delta t}$ cm Δt hrs	wysokości fal wave height $\frac{\Delta h}{\Delta t}$ cm Δt hrs	położenia poziomu morza sea level $\frac{\Delta H}{\Delta t}$ cm Δt hrs
					6	7	8
5 XI	21.00	16	40	600	— 3,6	+ 1,9	+ 0,23
6 XI	8.00	37	39	560	+ 120	— 8	— 5
	9.00	29	41	680	— 20	+ 4,5	+ 1,87
	11.00	38	39,5	640	0	— 8	— 1,25
	12.00	30	40	640	+ 80	+ 4	+ 2,5
	13.00	34	39	720	— 40	+ 1	0
	14.00	35	39	680	+ 40	— 7	— 2,5
	15.00	28	40	720	— 64	+ 4	+ 1
	16.15	33	39,5	640	+ 87	— 4,8	+ 1,51
	17.05	29	39	720	0	+ 3,3	0
	18.00	32	39	720	+ 40	+ 4	+ 3,75
	19.00	36	37,5	760	+ 40	— 3	+ 1,25
	20.00	33	37	800	— 120	— 6	0
	21.00	27	37	680	+ 80	+ 2	+ 1,25
	22.00	29	36,5	760	0	— 0,75	— 0,94
7 XI	23.20	28	37	760	— 119	+ 6	— 1,82
	0.00	32	37,5	680	+ 21,2	— 0,1	+ 1,09
	8.00	31	34	850	— 50	+ 6	— 2,5
	9.00	37	35	800	0	— 2	— 1,25
	10.00	35	35,5	800	0	0	0
	11.15	35	35,5	800	+ 66,6	0	— 1,67
	12.00	35	36	850	— 90	— 6	— 1,25
	13.00	29	36,5	760	+ 40	+ 5	0
	14.00	34	36,5	800	+ 50	— 1	+ 1,25
	15.00	33	36	850	0	— 1	+ 1,25
16.00	32	35,5	850	— 170	— 2	+ 1,25	
17.00	30	35	680				

1	2	3	4	5	6	7	8
	18.00	28	35,5	760	+ 80	- 2	- 1,25
	19.00	33	35,5	850	+ 90	+ 5	0
	20.00	32	35,5	800	- 50	- 1	0
	21.00	30	35,5	720	- 80	- 2	0
	22.00	27	35	680	- 40	- 3	+ 1,25
	23.00	30	35	800	+ 120	+ 3	0
8 XI	8.00	25	31	850	+ 5,5	- 0,5	+ 1,11
	8.45	27	33,5	680	- 227	+ 2,7	- 8,33

* H — w jednostkach oscylogramu (1 j. — 2,5 cm)
 H — in oscilograph units: 1 unit = 2.5 cm.

Tabela 6

Table 6

Tempo przemieszczania profilu plaży i zmian objętości materiału w strefie napływu podczas sztormu 5—8 XI 1973

Rate of beach changes and beach material budget in the swash zone during a storm from 5th through 8th November 1973

Data Day of year	Godzina Time of day	Przemieszczanie profilu plaży Beach motion		Zmiany objętości materiału Beach material budget	
		$\frac{\Delta x}{\Delta t}$	$\frac{cm}{hrs}$	$\frac{\Delta S}{\Delta t}$	$\frac{cm^3}{hrs}$
5 XI	11.10				
6 XI	11.00	+ 0,97	- 0,97	+ 0,21	- 0,10
	14.00		- 10,0	+ 0,63	- 1,67
	17.00		- 8,3	+ 0,25	- 0,82
7 XI	0.00		- 5,7	+ 0,41	- 0,66
	9.00	+ 5,56		+ 0,73	- 0,15
	12.00		- 5,0	+ 0,48	- 0,54
	13.00			+ 1,54	- 0,70
	14.00	+ 15,0		+ 1,17	- 0,98
	15.00	+ 20,0		+ 2,4	
	16.00	+ 10,0	- 20,0	+ 0,62	- 2,10
	17.00	+ 15,0	- 30,0	+ 1,47	- 2,15
	18.00	+ 20,0	- 30,0	+ 2,13	- 2,57
	19.00	+ 10,0	- 30,0	+ 1,39	- 2,50
	21.00	+ 5,0	- 7,5	+ 0,38	- 0,54
	23.00	+ 7,5	- 7,5	+ 1,18	- 0,82
8 XI	8.00	+ 4,45		+ 0,43	- 1,21
	9.00		- 20,0	+ 0,8	- 2,12

2. ZJAWISKO STRETACJI FAL W STREFIE BRZEGOWEJ MORZA I JEGO NASTĘPSTWA

Rozpoczynając analizę uzyskanych danych, zwrócono uwagę na bardzo ciekawe i ważne zjawisko, zauważone podczas opracowywania oscylogramów z zapisami parametrów fal. Jeżeli uważnie przyjrzeć się wykresom „a” i „b” na rycinach 6—8, przedstawiających przebieg zmian parametrów fal z dala od brzegu (w odległości ok. 200 m) i przy samej linii brzegowej (odległość od linii brzegowej ok. 10 m), to stosunkowo łatwo można zauważyć, że wartość wysokości fal załamujących się w pobliżu linii brzegowej znajduje się w pewnym wąskim przedziale. Podwodny skłon brzegowy, transformując przechodzące nad nim fale, odgrywa rolę pewnego mechanizmu regulującego, który przepuszcza do brzegu fale w określonym niewielkim przedziale wysokości, praktycznie niezależnie od ich prędkości początkowej [21]. Szerokość tego przedziału zależy przede wszystkim od kąta nachylenia podwodnej części brzegu i położenia poziomu morza. Należy dodać, że wysokości fal nabiegających do miejsca ostatecznego ich załamania przy brzegu mało różnią się między sobą nie tylko ze względu na załamywanie się dużych fal, ale również dlatego, że wysokość małych fal na płycznach przybrzeżnych znacznie wzrasta. W ten sposób wysokość fal podchodzących do linii brzegowej, dzięki regulującej działalności podwodnego skłonu brzegowego (tj. obniżaniu wysokości dużych fal i zwiększaniu wysokości małych fal), różni się bardzo nieznacznie. Na badanym przez autora odcinku strefy brzegowej średnia wysokość fal w pobliżu linii brzegowej (tj. w odległości ok. 10 m) wynosiła w zależności od wahań poziomu morza (1973 r.) 38 do 62 cm, 20 do 35 cm, 30 do 50 cm, 30 do 40 cm, podczas gdy mierzone w tym czasie wysokości fal z dala od brzegu (przed ich załamaniem) wynosiły od 20 do 250 cm.

Opisane powyżej zjawisko autor proponuje nazwać *stretacją fal*². Zjawisko *stretacji fal* znacznie zmniejsza destruktywną działalność sztormu w strefie przybojowej. Ponieważ wielkość parametrów fal docierających do linii brzegowej zależy od nachylenia podwodnej części brzegu i wahań poziomu morza, należy pamiętać, że parametry te są zmienne w czasie i przestrzeni. Dlatego też dla poznania mechanizmu procesów litodynamicznych przemodelowujących plażę nie należy korzystać nie tylko z danych stacji hydrometeorologicznych położonych z dala od miejsca prowadzonych badań, ale nawet z danych pomiarów parametrów fal prowadzonych z dala od brzegu.

Drugim następstwem *stretacji fal* w strefie brzegowej morza jest *zacieranie różnicy* w charakterze falowania w pobliżu brzegu w trakcie

² z włoskiego: *stretto* — ścisnąć, wyrównać.

różnych faz sztormu. Zarówno w czasie rozwoju falowania, jak i podczas jego ucichania parametry fal pozostają prawie jednakowe. Nawet w czasie różnych sztormów wysokości fal osiagających linię brzegową praktycznie niewiele się różnią między sobą.

Przy opisywaniu następstw rozpatrywanego zjawiska konieczne jest zwrócenie uwagi na to, że związane z nim efekty powinny mieć miejsce jedynie na płytkich odcinkach dna w strefie brzegowej morza tj. tam, gdzie podchodzące do linii brzegowej fale wielokrotnie wytracają swoją energię. Na głębszych odcinkach energia fal sztormowych może docierać do strefy przybojowej praktycznie bez strat. Jednakże akumulacyjnym wybrzeżom piaszczystym, których w głównej mierze dotyczą rozważania autora, najczęściej towarzyszą łagodne nachylenia podwodnej części brzegu.

3. WPŁYW WAHAŃ POZIOMU MORZA I ZMIAN PARAMETRÓW FAL NA FORMOWANIE PROFILU PLAŻY

Porównując wykresy przebiegu głównych parametrów hydrodynamicznych falowań sztormowych (wykresy „a” i „b” na ryc. 6—8) z wykresami zmian linii brzegowej uzyskanymi z pomiarów profili plaży (wykresy „d”, ryc. 6—8), można przeprowadzić szczegółową analizę tych danych. Uważne ich prześledzenie wykazuje, że jeśli za podstawowy parametr przyjmiemy informację dotyczącą wysokości fal (h) mierzonych w pobliżu brzegu, to informacje te są zdecydowanie niewystarczające dla umożliwienia wyjaśnienia nawet najogólniejszych prawidłowości dynamiki profilu plaży. Chodzi tu przede wszystkim o wyjaśnienie takich zagadnień, jak wzrost efektywności procesu przemodelowywania brzegu wraz z rozwojem sztormu i uchwycenie różnic występujących w różnych fazach falowania. Oznacza to, że proces przekształcania profilu plaży i przemieszczania linii brzegowej należy powiązać z innymi wielkościami charakterystycznymi. Wielkością taką jest przede wszystkim położenie poziomu morza (H).

Jednakże, jak wykazała dalsza analiza danych eksperymentalnych, również i ta charakterystyka jest niewystarczająca. Porównanie wykresów „a”, „b” i „d” (rys. 6—8) w pełni potwierdza spostrzeżenie dotyczące braku bezpośredniego związku procesów przekształcania profilu brzegu z takimi hydrodynamicznymi parametrami sztormu, jak wysokość fal i położenie poziomu morza.

Na kolejnych wykresach (wykresy „c” na ryc. 6—8) przedstawiono wyniki opracowania danych doświadczalnych dotyczących parametrów falowań sztormowych zarejestrowanych w 1973 r.³ Po przeanalizowaniu

³ Dane z pomiarów wykonanych w 1972 r. przytoczono w artykule S. Musielaka, B.A. Szulaka, W.S. Tabaczkowa [21].

tego materiału stwierdzono, że dla wyjaśnienia i opisanego oddziaływania falowania na brzeg konieczne jest uwzględnianie i rozpatrywanie nie tylko samych parametrów hydrodynamicznych, ale i ich średnich przyrostów w czasie, tj. $\left(\frac{\Delta h}{\Delta t}\right)$ i przede wszystkim przyrostu położenia poziomu morza w czasie $\left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)$. Szczegółowa analiza wykresów „c” i „d” (ryc. 6—8) wykazała, że prawie każdemu odcinkowi wzrastania $\left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)$ na wykresach „c” odpowiada zaznaczone na wykresach „d” rozmywanie brzegu i odwrotnie, na odcinkach gdzie wartość ta $\left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)$ maleje, na plaży obserwuje się akumulację materiału. Ekstremalne wartości średniego przyrostu $\left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)$ pokrywają się z maksymalnymi i minimalnymi wartościami procesów abrazji i akumulacji materiału.

Odnotowana wyżej zależność najbardziej czytelnie daje się prześledzić w tym przypadku, kiedy przebieg zmian poziomu morza $\left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)$ pokrywa się z przebiegiem zmian wysokości fal $\left(\frac{\Delta h}{\Delta t}\right)$.

Potwierdzeniem opisanych powyżej zależności może być szczegółowa analiza przeprowadzona na przykładzie jednego z falowań sztormowych, zarejestrowanego na przełomie października i listopada 1973 r. (30 X do 3 XI). Opracowane na podstawie obserwacji terenowych materiały uzyskane w czasie tego sztormu przedstawiono na ryc. 7. Rozkład średnich wysokości fal i przebieg położenia poziomu morza w czasie tego sztormu (jego długość wynosiła 110 godzin) pokazane są na wykresach „a” i „b” (ryc. 7). Wysokość fal na podejściu do strefy brzegowej zmieniała się w czasie tego falowania od 0,6 do 2,1 m. W tym czasie średnia wysokość fal podchodzących do strefy ostatniego załamania przy brzegu zmieniała się w bardzo wąskim przedziale, tj. od 0,25 do 0,5 m. Wahania poziomu morza osiągały w pobliżu linii brzegowej około 0,5 m. Jeśli porównać te informacje z danymi dotyczącymi zmian profilu plaży (wykresy „d” ryc. 7), to można zauważyć, jak podkreślano wyżej, że pomiędzy tymi charakterystykami trudno dostrzec bezpośredni ścisły związek. Zauważyć można jedynie ogólną tendencję do rozmywania przy podnoszeniu poziomu morza i do akumulacji przy jego opadaniu.

Jeżeli natomiast przeprowadzić wnikliwą analizę wykresu „c” (ryc. 7) pokazującego przebieg średniego przyrostu poziomu morza $\left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)$ oraz wy-

sokości fal $\left(\frac{\Delta h}{\Delta t}\right)$ i porównać go z wykresem „d” (ryc. 7), to z łatwością daje się prześledzić wyraźna zależność procesów abrazji i akumulacji na plaży od wartości przyrostu $\left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)$. Podobny obraz możemy prześledzić na ryc. 6 i 8.

Obserwowane przy porównywaniu odchylenia od omówionej powyżej tendencji ogólnej spowodowane są przede wszystkim niepełną ilością danych dla niektórych odcinków wykresów. Plaża reaguje bardzo szybko na zmiany omawianych czynników, dostosowując niemal natychmiast swój profil do nowych warunków dynamicznych. W związku z tym nawet krótkookresowe wahania poziomu morza, spowodowane na przykład falami długimi, mogą w istotny sposób wpływać na przebieg procesów litodynamicznych w strefie napływu.

V. Dynamika strefy napływu

1. PROCESY ABRAZYJNO-AKUMULACYJNE W STREFIE NAPŁYWU

Uzyskane w rezultacie opracowania około 500 serii pomiarowych profile wału brzegowego wraz z danymi równocześnie prowadzonej rejestracji parametrów fal i poziomu morza pozwalają na szczegółowe rozpatrzenie przebiegu niektórych procesów litodynamicznych w strefie napływu.

Jednym z podstawowych zagadnień w rozpatrywanych procesach jest sprawa mechanizmu osadzenia i wymywania materiału w tej strefie oraz przebieg procesu abrazji lub akumulacji. Jak wykazały dokonane obserwacje i pomiary, niezależnie od siły falowania w górnej części napływu można zawsze wydzielić odcinek, na którym zachodzi akumulacja materiału. Towarzyszy mu rozmywanie sąsiedniego odcinka, położonego niżej.

Na ryc. 9 przedstawiono zmiany zachodzące podczas sztormu w przekroju wału brzegowego (na odmorskim zboczu plaży). Analiza przebiegu zmian profilu wału brzegowego w różnych fazach sztormu (ryc. 9) wykazała, że w czasie nasilania się sztormu następuje intensywne cofanie się brzegu, którego tempo osiągało wartości dochodzące do 20—30 cm na godzinę (6 X 1972 — 8—11⁰⁰ wynosiło 23,4 cm/godz; 11 X 1972 — 3—6⁰⁰ — 33,3 cm/godz.). Objętość wymywanego materiału na 1 cm frontu wału brzegowego i w 1 cm szerokości strefy napływu osiągała 2—4 cm³/godz. (tab. 2, 4, 6). Równocześnie z rozmywaniem dolnej części profilu wału

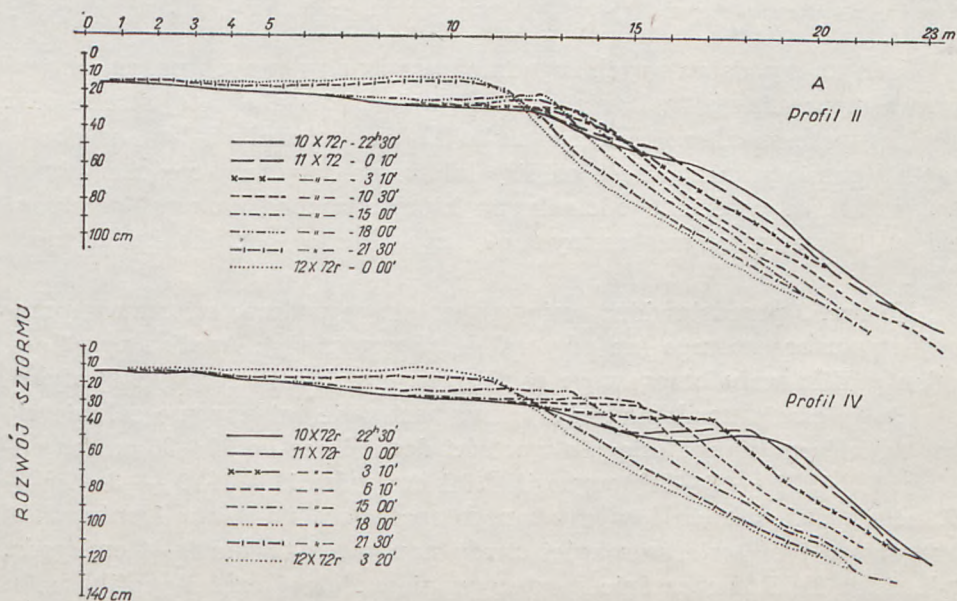
brzegowego pewna ilość materiału jest odkładana w górnej, poziomej części tego profilu (ryc. 9).

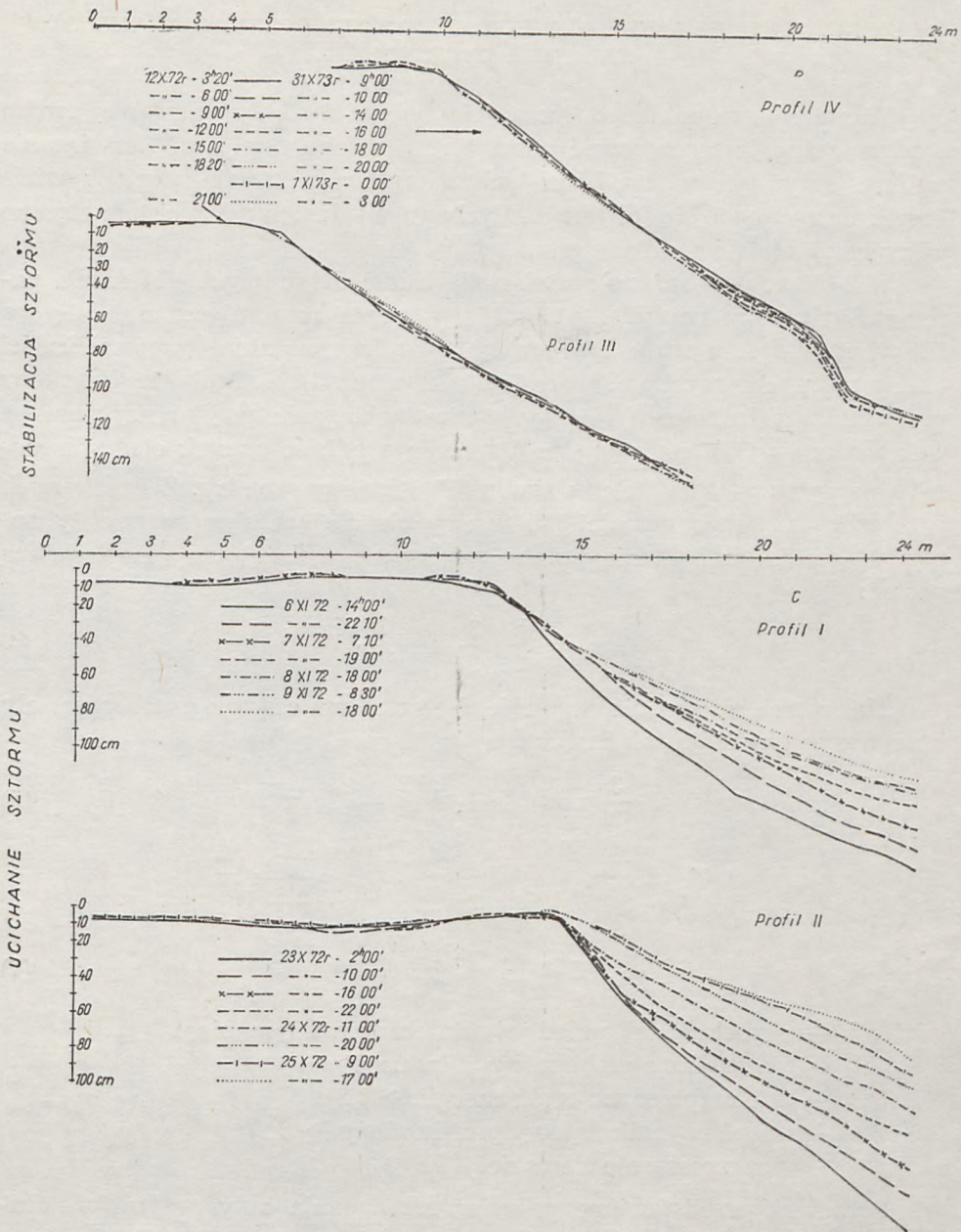
W fazie stabilizacji sztormu profil plaży praktycznie nie zmienia się (ryc. 9). Po niewielkim rozmyciu i wyłagodzeniu tego profilu następuje jego stabilizacja utrzymująca się nieraz przez długi okres, nawet do kilku dni.

W fazie ucichania falowania na morskim skłonie plaży zachodzi intensywny proces akumulacji materiału. Narastanie wału brzegowego osiąga 15 do 20 cm/godz., a objętość akumulowanego materiału w 1 cm szerokości strefy napływu nie przekracza 1,2 do 2,4 cm³/godz. (tab. 2, 4, 6).

Przytoczone dane ilościowe stanowią maksymalne wartości analizowanych procesów, charakterystyczne dla silnych sztormów. Przy zwykłych falowaniach i sztormach o niewielkiej sile, jak widać to z materiałów przedstawionych w tabelach 2, 4, 6, wartości te są kilkakrotnie mniejsze.

Przeprowadzono też próby dokładnego określenia ilości materiału, osiadającego z pojedynczego potoku napływu, drogą bezpośrednich pomiarów. Próby te jednak nie dały zadowalających wyników. Nie udało się bowiem oddzielić osiadającego materiału od materiału odłożonego uprzednio na plaży. W przybliżonych pomiarach objętości wypadającego z potoku napływu osadu uzyskano, że na 1 cm rozciągłości „krawędzi” każdego pojedynczego potoku napływu osiada średnio około 50 mm³ materiału piaszczystego. Oczywiście wartość ta będzie, na równi z innymi czynnikami, zależec też i od grubości materiału.





Ryc. 9. Abrazja i akumulacja materiału w strefie napływu w różnych fazach sztormu: A — abrazja plaży w fazie rozwoju sztormu, B — równowaga dynamiczna profilu plaży w fazie stabilizacji falowania, C — akumulacja materiału w fazie ucichania sztormu

Fig. 9. Accretion and abrasion in the swash zone during consecutive storm stages: A — beach abrasion during development of storm, B — dynamical beach equilibrium during storm stabilization, C — accretion during storm setdown

2. ZALEŻNOŚCI PARAMETRÓW POTOKÓW NAPŁYWU OD PARAMETRÓW ZAŁAMUJĄCYCH SIĘ FAL

W szeregu zagadnień dotyczących dynamiki strefy brzegowej morza bardzo ważna jest znajomość parametrów potoku napływu. Rozwiązanie zadania dotyczącego określenia tych parametrów w zależności od wielkości załamujących się fal jest niesłychanie trudne. Trudności te związane są z nieciągłością warunków granicznych.

W 1973 r. przybliżone rozwiązanie zadań dotyczących określenia parametrów potoku napływu utworzonego przez załamującą się falę na filtrującym zboczu wału brzegowego, z wykorzystaniem współzależności energetycznych, zaproponowane zostało przez B.A. Szulaka. Uzyskane przez niego zależności określają granice nabiegania potoku napływu na wał brzegowy (x_d), maksymalną i średnią prędkość cząstek cieczy w potoku napływu $v_3(t)$, \bar{v}_3 , okres ruchu (T) i inne parametry. Z uzyskanych przez tego autora zależności [28] wzory określające skrajne punkty napływu (granice nabiegania potoku napływu na plażę) mają następującą postać:

$$x_d \approx \frac{h}{2} \left(\frac{3}{2} \kappa \frac{\lambda}{aH_3} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

Maksymalne i średnie prędkości i czas ruchu cząstek na zboczu wału brzegowego określają zależności:

$$v_3(t) \approx \left(\frac{3}{2} \kappa ag^2 h^2 \lambda H_3^{-1} \right)^{\frac{1}{4}} - [2gax(t)]^{\frac{1}{2}} \quad (5)$$

$$\bar{v}_3 \approx \frac{1}{2} v_3(x_0) \approx \frac{1}{2} \left(\frac{3}{2} \kappa ag^2 h^2 \lambda H_3^{-1} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (6)$$

$$T \approx \left(\frac{3}{2} \frac{\kappa h^2 \lambda}{a^3 g^2 H_3} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (7)$$

gdzie: h — wysokość fali przed jej ostatecznym załamaniem

H_3 — początkowa głębokość potoku napływu

κ — nie rozproszona część energii ($\approx 0,2$)

a — współczynnik kątowy profilu plaży ($\approx 0,2$)

g — przyspieszenie ziemskie.

Ponieważ przedstawione powyżej rozwiązania były przybliżone, interesujące jest porównanie, na ile są one zgodne z obserwacjami eksperymentalnymi.

W tabelach 7 i 8 przedstawiono wyniki pomiarów niektórych parametrów napływów i zasięgu ich nabiegania wzdłuż jednego z profili odcinka eksperymentalnego. Informacje te uzyskano za pomocą rejestracji automatycznej i uzupełniono je niektórymi obserwacjami wizualnymi

Tabela 7
Table 7

Niektóre parametry fal i potoków napływu (4—11 XI 1972)
Some parameters of waves and swash (4th through 11th November 1972)

Data Day of year	Godzina Time of day	Średnie parametry fal w pobliżu linii brzegowej (ok. 10 m) Mean wave parameters at shore line (10 m seawards)			Niektóre maksymalne i średnie parametry potoków napływu Maximum and mean parameters of swash					
		wysokość height \bar{h} (cm)	okres pe- riod $\bar{\tau}$ (sec)	długość len- gth $\bar{\lambda}$ (cm)	głębokość potoku w fazie początkowej swash depth in the initial phase		okresy trwania napływu i spływu duration of alternating swash phases		zasięgi nabiegania na plażę swash reach on beach	
					H_{3max} (cm)	\bar{H}_3 (cm)	$\tau_z max$ (sec)	$\bar{\tau}_z$ (sec)	$x_d max$ (m)	\bar{x}_d (m)
4 XI	18.00	30	—	—	56	41	10	8,5	3	1,5
5 XI	3.10	—	—	—	—	—	12	8,5	6	3
	6.15	40	2,5	750	52	30	9,5	5,5	5	2,5
	10.10	35	2,5	750	64	41	8	6,5	4	2,5
	13.15	45	3,2	1 100	60	41	14	6,5	4	2,5
	17.00	37	2,2	600	62	47	7,5	5	4	2
6 XI	22.00	30	2,2	600	45	34	—	—	—	—
	0.38	26	2,4	710	34	25	—	—	—	—
	9.15	32	2,7	850	56	37	—	—	—	—
	14.00	50	3,3	1 175	68	48	16	10,5	8	4,5
	18.30	37	2,4	710	60	34	12	7,5	6	3,5
7 XI	22.15	40	2,9	975	56	41	—	—	—	—
	2.00	48	3,3	1 175	64	34	—	—	—	—
	5.00	40	3,2	1 100	56	38	17	7	5	2,5
	8.00	40	2,8	950	48	34	11,5	7	4	2,5
	11.15	35	2,5	750	38	21	—	—	—	—
8 XI	15.25	30	2,3	675	—	—	8	3,5	3	1
	19.30	30	2,9	975	15	10	11,5	3	2	1
	8.40	16	1,8	500	24	13	—	—	—	—
	14.00	40	2,6	800	—	—	—	—	—	—
	18.30	40	2,9	975	30	21	10,5	5,5	5	2
9 XI	22.00	50	3,9	1 375	38	27	11,5	5	4	2,5
	0.30	55	3,1	1 100	40	30	11	6,5	5	3,5
	4.00	50	2,8	1 350	52	41	9	6,5	5	2,5
	8.20	40	3,4	1 200	—	—	—	—	—	—
	15.10	19	2,7	850	38	25	8	4,5	2	1
10 XI	18.00	45	3,3	1 175	25	15	7,5	4	2	1
	22.15	37	3,6	1 275	—	—	—	—	—	—
	12.30	14	2,8	950	13	10	—	—	—	—
	11 XI	16.30	30	3,0	1 000	60	39	10,5	6	5

Tabela 8

Table 8

Eksperymentalne dane niektórych parametrów fal i potoków napływu
(zgrupowane według zbliżonych wartości \bar{h} i $\bar{\lambda}$)

Experimental data of waves and swash flows (grouped in classes of approximate
values of \bar{h} and $\bar{\lambda}$)

Grupa Group	Parametry fal Wave parameters			Parametry potoków napływu Swash parameters	
	wyso- kość height \bar{h} (cm)	długość length $\bar{\lambda}$ (cm)	okres pe- riod $\bar{\tau}$ (sec)	głębokość w fazie począt- kowej initial depth \bar{H}_s (cm)	zasięg nabie- gania na plażę reach on beach \bar{x}_d (cm)
I	45	1100	3,2	41	250
	50	1175	3,3	48	450
	48	1175	3,3	34	—
	40	1100	3,2	38	250
	55	1100	3,1	30	350
	40	1200	3,4	45	—
	45	1175	3,3	15	100
	37	1275	3,6	12	—
	30	1000	3,0	39	350
II	50	1175	3,3	48	450
	48	1175	3,3	34	—
	50	1375	3,9	27	250
	55	1100	3,1	30	350
	50	1350	3,8	41	250
III	40	750	2,5	30	250
	45	1100	3,2	41	250
	37	600	2,2	47	200
	37	710	2,4	34	350
	40	975	2,2	41	—
	40	1100	3,2	38	250
	40	950	2,8	34	250
	40	975	2,9	21	200
	40	800	2,6	17	—
	40	1200	3,4	30	—
IV	45	1175	3,3	15	100
	35	750	2,5	41	250
	30	600	2,2	34	—
	32	850	2,7	37	—
	35	750	2,5	21	—
	30	675	2,3	16	100
	30	975	2,9	10	100
	30	1000	3,0	39	350

(dane dotyczące zasięgu nabiegania napływów). Materiały te zestawiono z danymi dotyczącymi parametrów fal przed ich ostatecznym załamaniem przy brzegu i wykorzystano dla sprawdzenia podanych powyżej wzorów.

Ponieważ we wzorach tych występuje niewiadoma κ , przeprowadzenie bezpośredniego eksperymentalnego ich sprawdzenia jest bardzo trudne. Jednakże trudność tę można obejść, porównując między sobą zależności cząstkowe od wysokości fal i ich długości. W tym celu dane z tabeli 7 zostały pogrupowane według bliskich wartości wysokości fal i odpowiednio — długości fal (tab. 8).

Zgodnie ze wzorem zależności x_d od h , którą dla naszych celów wygodniej jest zapisać w następującej postaci:

$$x_d = \frac{1}{2} \left(\frac{3}{2} \frac{\kappa \lambda}{aH_3} \right)^{\frac{1}{2}} h = \sigma_1 \cdot h \quad (8)$$

gdzie:

$$\sigma_1 = \frac{1}{2} \left(\frac{3}{2} \frac{\kappa \lambda}{aH_3} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (9)$$

x_d rośnie liniowo z wysokością fal i dąży do 0 razem z h . Wykorzystując ostatni warunek, możemy na podstawie danych eksperymentalnych wykreślić prostą, dla której σ_1 wynosi około 6,25, podczas gdy ze wzorów teoretycznych dla wybranej umownie wartości $\kappa = 0,2$ ($a = \operatorname{tg} \alpha \approx 0,2$), uzyskujemy $\sigma_{1\text{teor.}}$ równe 3,2.

Dla funkcji $x_d = f(\lambda)$ wzór teoretyczny daje zależność paraboliczną:

$$x_d = \frac{1}{2} h \left(\frac{3}{2} \frac{\kappa}{aH_3} \right)^{\frac{1}{2}} \sqrt{\lambda} = \sigma_2 \cdot \sqrt{\lambda} \quad (10)$$

gdzie:

$$\sigma_2 = \frac{1}{2} h \left(\frac{3}{2} \frac{\kappa}{aH_3} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (11)$$

Ponieważ dane eksperymentalne są niewystarczające dla dokładnego określenia sprawdzanej zależności, parametr σ_2 może być wyznaczony ze średnich punktów dla $\bar{h} = 50, 40$ i 30 cm (tab. 8). Dla pierwszej grupy $\bar{h} \approx 50$ cm $\sigma_2 \approx 9,8$; dla $\bar{h} \approx 40$ cm $\sigma_2 \approx 8,2$ oraz dla $h \approx 30$ cm $\sigma_2 \approx 6,5$, gdy tymczasem wyliczenia ze wzoru dają dla tych samych wartości κ : $\sigma_{2\text{teor.}} \approx 5,6$; $\sigma_{2\text{teor.}} \approx 4,1$ i $\sigma_{2\text{teor.}} \approx 3,5$ (odpowiednio dla $h = 50, 40, 30$ cm).

Wzory (9) i (11) różnią się tylko jedną wielkością, tj. we wzorze (9) występuje pierwiastek kwadratowy z λ , a we wzorze (11) wysokość fali. Jeżeli dobierzemy takie grupy danych, w których liczbowe wartości pierwiastka z długości fal są zbliżone do liczbowych wartości wysokości fali, to dla nich σ powinny być również zbliżone.

W tabeli 8_I λ jest rzędu 110 cm, a pierwiastek z λ wynosi ≈ 33 . W tablicy 8_{IV} średnia wysokość fali ≈ 32 . Dla obu tych tabel σ_1 i σ_2 powinny być odpowiednio zgodne. Potwierdziły to przeprowadzone obliczenia:

$$\sigma_{1\text{eksp.}} = 6,25 \quad \sigma_{2\text{eksp.}} = 6,5$$

podczas gdy wartości obliczone ze wzorów wyniosły:

$$\sigma_{1\text{teor.}} = 3,2 \quad \sigma_{2\text{teor.}} = 3,5.$$

Błąd związany z niedokładnym określeniem wartości α mógł przejawiać się tylko w różnicy pomiędzy $\sigma_{1\text{teor.}} - \sigma_{1\text{eksp.}}$ i odpowiednio $\sigma_{2\text{teor.}} - \sigma_{2\text{eksp.}}$, ale na wartość $\sigma_{\text{eksp.}}$ wybranych dwóch grup danych nie mógł mieć wpływu.

W ten sposób z faktu zbieżności $\sigma_{1\text{eksp.}}$ i $\sigma_{2\text{eksp.}}$ wynika wniosek, że teoretyczna zależność x_d od λ i h prawidłowo oddaje rzeczywiste zależności ($x_d \sim h$ i $x_d \sim \sqrt{\lambda}$).

VI. Główne zależności i związki ilościowe niektórych parametrów hydrodynamicznych i procesów litodynamicznych w strefie przyboju

Przeprowadzona analiza materiału przedstawionego w tabelach 1—6 wykazała, że głównymi czynnikami określającymi intensywność i kierunek procesów litodynamicznych w strefie przyboju jest przede wszystkim tempo zmian poziomu morza przy brzegu, a częściowo również (do pewnego określonego przedziału) prędkość zmian parametrów fal (tj. ich wysokości i długości).

W dalszej części pracy przedstawiona zostanie próba przejścia od analizy zależności czysto jakościowych do ustalenia związków ilościowych badanych procesów.

1. ZWIĄZKI ILOŚCIOWE POMIĘDZY ZMIANAMI POZIOMU MORZA A PRĘDKOŚCIĄ PRZEKSZTAŁCANIA PROFILU WAŁU BRZEGOWEGO

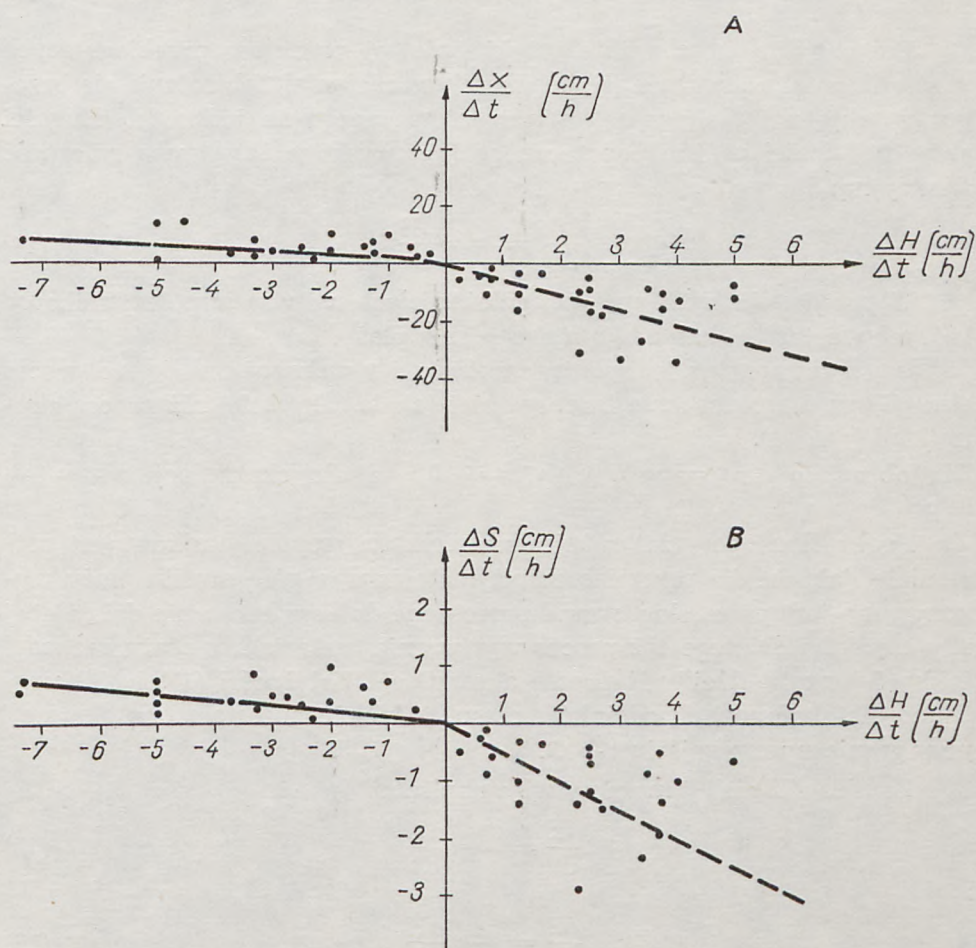
Aby uzyskać ilościową ocenę wpływu czynników hydrodynamicznych na intensywność procesów litodynamicznych przebiegających w strefie oddziaływania potoku przyboju, konieczne jest sporządzenie wykresu zależności prędkości przemieszczania się linii brzegowej⁴ $\frac{\Delta x}{\Delta t}$ od zmian poziomu morza w czasie

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} = f\left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right) \quad (12)$$

⁴ Chodzi tu nie o geometryczne przesunięcie punktu przecięcia linii napływu z profilem skłonu brzegowego, ale o wielkość akumulacji lub abrazji materiału.

Wykres taki dla określonych odcinków czasowych wykonano na podstawie danych zestawionych w tabelach 1—6 oddzielnie dla dodatnich i ujemnych wartości $\frac{\Delta H}{\Delta t}$. Wykorzystano też dane zamieszczone we wcześniejszej pracy autora [21].

Rezultaty analizy tych danych przedstawiono na wykresach „A” i „B” na ryc. 10. Jak widać z tych wykresów, w danych pomiarowych uzyskanych podczas badań terenowych obserwujemy dość znaczny rozrzut. Jest on spowodowany zarówno czynnikami natury czysto statystycznej, tj. rozrzutem parametrów fal i nakładaniem się różnego rodzaju wahań



Ryc. 10. Wykres zależności zmian linii brzegowej (A) i objętości przemieszczanego materiału (B) jako funkcji w czasie od zmian poziomu morza

Fig. 10. Shore line changes (A) and volume of transported material (B) versus temporal changes in sea water level

poziomu morza, jak i nie uwzględnionym wpływem pozostałych parametrów falowania (tj. maksymalnych parametrów fal i ich pochodnych). Dlatego też przedstawione dane nie pozwalają mówić o ustaleniu ścisłej zależności funkcyjnej. Natomiast dla aproksymacji poszukiwanego związku funkcją liniową (dla danego przedziału zmienności) dane te były wystarczające.

Okazało się, że zarówno dla procesu akumulacji, jak i dla procesu abrazji funkcja (12) w przybliżeniu liniowym może być przedstawiona następującą zależnością:

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} = -\mu \frac{\Delta H}{\Delta t} \quad (13)$$

Przechodząc od charakterystyki liniowej procesów przebiegających w strefie potoku przyboju (tj. prędkości „narastania” lub cofania się brzegu) do objętości materiału (ΔS) przemieszczanego na jednostkę długości aktywnej części profilu poprzecznego (3), uzyskano taką samą zależność funkcyjną:

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = -v \frac{\Delta H}{\Delta t} \quad (14)$$

W przedstawionych powyżej zależnościach μ i v są współczynnikami, których wartości zależą od kąta nachylenia plaży.

Uzyskane wartości współczynników μ i v wskazują na to, że proces abrazji przebiega znacznie intensywniej (około 5-krotnie) niż proces akumulacji (ryc. 10).

Dla abrazji $\mu \equiv \mu^- \approx 5$; $v \equiv v^- \approx 0,5$, a dla akumulacji $\mu \equiv \mu^+ \approx 1$; $v \equiv v^+ \approx 0,1$.

Podkreślona powyżej różnica w wielkości współczynników jest zrozumiała, jako że dla przemieszczenia materiału w górę profilu plaży wykonywana jest praca skierowana przeciwnie do asymetrycznie działającej siły ciężkości. Dlatego też proces wynoszenia materiału z plaży zachodzi jakby 5-krotnie „lżej” niż proces akumulacji. Zależności (13) i (14) uzyskano dla skończonych odcinków czasu, jednakże pozostają one słuszne i przy granicznym przejściu $t \rightarrow 0$.

Zamiast (13) i (14) możemy więc napisać:

$$\frac{dx}{dt} = -\mu \frac{dH}{dt} \quad (15)$$

i

$$\frac{dS}{dt} = -v \frac{dH}{dt} \quad (16)$$

Ponieważ wyrażenia te powinny być słuszne tylko przy zachowaniu warunku stałości pozostałych parametrów, należy je zaopatrzyć w odpowiednie indeksy i zapisać w następującej postaci:

$$\left. \frac{\partial x}{\partial t} \right|_{h, \lambda, \dots} = -\mu \frac{dH}{dt} \quad (17)$$

oraz

$$\left. \frac{\partial S}{\partial t} \right|_{h, \lambda, \dots} = -v \frac{dH}{dt} \quad (18)$$

Przebieg funkcji (13) przedstawiony na ryc. 10 „A” jest identyczny z przebiegiem funkcji (14) na ryc. 10 „B”. Pozwala to na połączenie i uogólnienie uzyskanych wyników badań, które przedstawiono w dalszej części pracy.

2. ZWIĄZKI ILOŚCIOWE POMIĘDZY ZMIANAMI PARAMETRÓW FAL A PRĘDKOŚCIĄ PRZEMIESZCZANIA PROFILU PŁAŻY

W niniejszej części pracy rozpatrzone zostaną zależności przekształcania profilu plaży od prędkości zmian wysokości i długości fal.

Aby możliwe było wykrycie istnienia tych zależności, konieczne jest wykorzystanie tylko tych danych (tab. 1—6), dla których wielkości pozostałych pochodnych są nieznaczne. Wykresy wykonane na podstawie takich danych przedstawiono na ryc. 11 i 12.

Wykresy „A” i „B” (ryc. 11) wykazują, że mimo znacznego rozrzutu punktów między $\frac{\Delta h}{\Delta t}$ a $\frac{\Delta x}{\Delta t}$, jak również między $\frac{\Delta h}{\Delta t}$ a $\frac{\Delta S}{\Delta t}$ daje się zauważyć zależność analogiczną do tej, jaką ustalono dla funkcji (12):

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} = -\varepsilon \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (19)$$

oraz

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = -\eta \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (20)$$

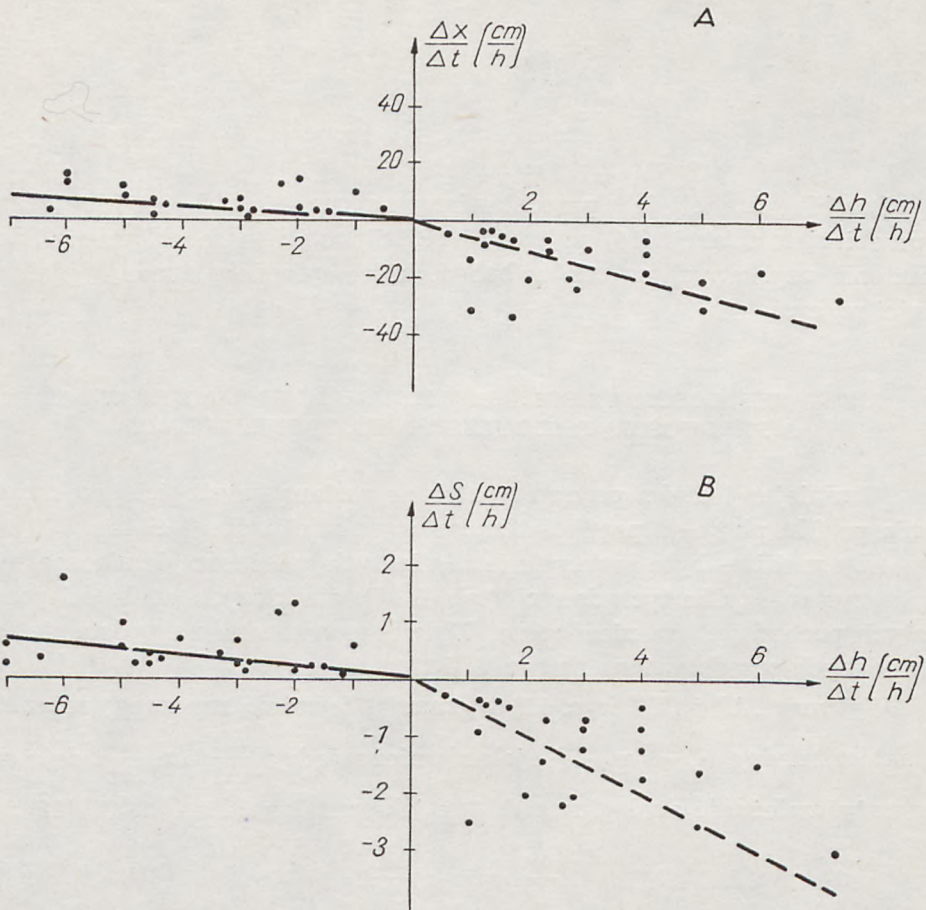
i analogicznie jak w (17) i (18):

$$\left. \frac{\partial x}{\partial t} \right|_{H, \lambda, \dots} = -\varepsilon \frac{dh}{dt} \quad (21)$$

$$\left. \frac{\partial S}{\partial t} \right|_{H, \lambda, \dots} = -\eta \frac{dh}{dt} \quad (22)$$

Występujące w tych zależnościach współczynniki ε i η są bardzo bliskie współczynnikom μ i v ($\varepsilon^+ = \infty 1, 2$; $\varepsilon^- = \infty 5$; $\eta \infty v$).

Wykresy „A” i „B” (ryc. 12) wykazały, że zależności, jakie ustalono dla funkcji (12), występują również pomiędzy $\frac{\Delta \lambda}{\Delta t}$ a $\frac{\Delta x}{\Delta t}$ oraz odpowiednio pomiędzy $\frac{\Delta \lambda}{\Delta t}$ a $\frac{\Delta S}{\Delta t}$.



Ryc. 11. Wykres zależności zmian linii brzegowej (A) i objętości przemieszczonego materiału (B) jako funkcji w czasie od zmian wysokości fal

Fig. 11. Shore line changes (A) and volume of transported material (B) versus temporal changes in wave heights

Zależności te można napisać w następującej postaci:

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} = -\chi \frac{\Delta \lambda}{\Delta t} \quad (23)$$

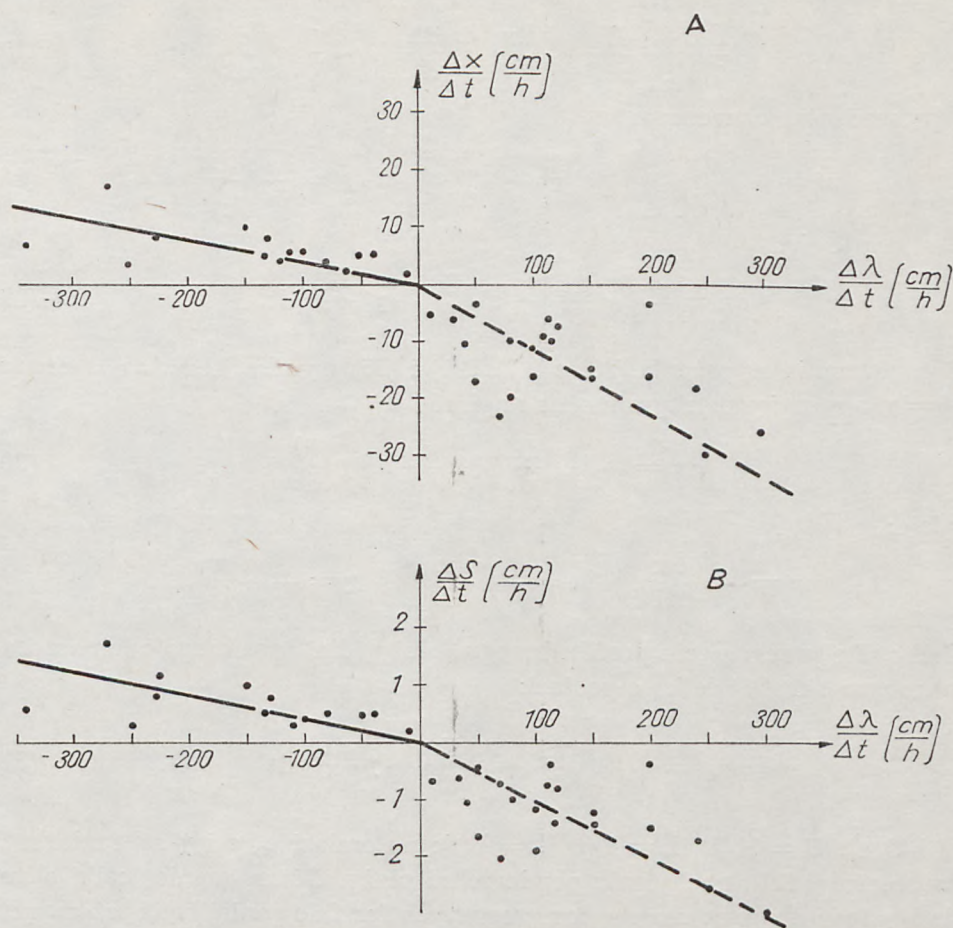
i

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = -\psi \frac{\Delta \lambda}{\Delta t} \quad (24)$$

oraz analogicznie jak w (17) i (18):

$$\left| \frac{\partial x}{\partial t} \right|_{H, h, \dots} = -\chi \frac{d\lambda}{dt} \quad (25)$$

$$\left| \frac{\partial S}{\partial t} \right|_{H, h, \dots} = -\psi \frac{d\lambda}{dt} \quad (26)$$



Ryc. 12. Wykres zależności zmian linii brzegowej (A) i objętości przemieszczanego materiału (B) jako funkcji w czasie od zmian długości fal

Fig. 12. Shore line changes (A) and volume of transported material (B) versus temporal changes in wave lengths

Uzyskane wartości współczynników χ i ψ potwierdzają wspomniany wcześniej bardziej efektywny przebieg procesu abrazji niż procesu akumulacji. Dla abrazji $\chi^- \approx 0,11$, a dla akumulacji $\chi^+ \approx 0,04$ ($\psi \equiv \psi^- \approx 0,01$; $\psi \equiv \psi^+ \approx 0,004$).

3. OGÓLNE ZALEŻNOŚCI PROCESÓW PRZEKSZTAŁCANIA BRZEGU W STREFIE NAPŁYWU OD PARAMETRÓW HYDRODYNAMICZNYCH SZTORMU

Przedstawione w poprzednich rozdziałach wyniki pozwalają na określenie pełnej zależności wielkości dx i dS od zmian poziomu morza i parametrów fal (h i λ):

$$dx = \left(\left| \frac{\partial x}{\partial H} \right|_{h,\lambda} \frac{dH}{dt} + \left| \frac{\partial x}{\partial h} \right|_{H,\lambda} \frac{dh}{dt} + \left| \frac{\partial x}{\partial \lambda} \right|_{H,h} \frac{d\lambda}{dt} \right) dt \quad (27)$$

wprowadzając oznaczenia

$$\mu' = - \left| \frac{\partial x}{\partial H} \right|_{h,\lambda} \quad \varepsilon' = - \left| \frac{\partial x}{\partial h} \right|_{H,\lambda} \quad \chi' = - \left| \frac{\partial x}{\partial \lambda} \right|_{H,h} \quad (28)$$

otrzymuje się:

$$dx = - \left(\mu' \frac{dH}{dt} + \varepsilon' \frac{dh}{dt} + \chi' \frac{d\lambda}{dt} \right) dt \quad (29)$$

Z porównania wyrażenia (28) z (17), (21) i (25) wynika, że: $\mu' = \mu$, $\varepsilon' = \varepsilon$, $\chi' = \chi$, a w związku z tym można napisać

$$dx = - \left(\mu \frac{dH}{dt} + \varepsilon \frac{dh}{dt} + \chi \frac{d\lambda}{dt} \right) dt \quad (30)$$

gdzie:

$$\mu = - \left| \frac{\partial x}{\partial H} \right|_{h,\lambda} \quad \varepsilon = - \left| \frac{\partial x}{\partial h} \right|_{H,\lambda} \quad \chi = - \left| \frac{\partial x}{\partial \lambda} \right|_{H,h}$$

Całkowite przesunięcie profilu brzegu (plaży) dla dowolnego odcinka czasu można określić całką o postaci:

$$x = x_0 - \int_0^t \left(\mu \frac{dH}{dt} + \varepsilon \frac{dh}{dt} + \chi \frac{d\lambda}{dt} \right) dt \quad (31)$$

w której: $H = H(t)$, $h = h(t)$, $\lambda = \lambda(t)$; natomiast μ , ε i χ są funkcjami parametrów fal i nachylenia powierzchni plaży. Górną granicę całki określa się bądź długością poszczególnych faz falowania, bądź też czasem obserwacji.

Analogicznie do wzoru (31) uzyskano wyrażenie dla wielkości objętości przemieszczanego materiału. Dla dowolnego odcinka czasu ma ono postać:

$$S = S_0 - \int_0^t \left(v \frac{dH}{dt} + \eta \frac{dh}{dt} + \psi \frac{d\lambda}{dt} \right) dt \quad (32)$$

Ustalono powyżej zależności, którymi aproksymowane są poszczególne zmiany $\frac{dx}{dt}$, jak i $\frac{dS}{dt}$ od prędkości zmian poziomu morza i parametrów fal $\frac{dh}{dt}$ oraz $\frac{d\lambda}{dt}$ wskazują, że intensywność procesów litodynamicznych (abrazja, akumulacja), przebiegających w strefie oddziaływania potoków przyboju, określana jest zasięgiem napływów, tj. wysokością ich nabiegania na brzeg.

Uzyskane i przedstawione powyżej zależności ilościowe mają zupełnie prosty sens fizyczny. Pokazują one, że profil plaży przemieszcza się w ślad za zmianami poziomu morza, na którym „pracują” fale, a parametry fal odgrywają w pewnym sensie „drugorzędną” rolę.

Konieczne jest odnotowanie jeszcze jednego ważnego rezultatu przeprowadzonych badań, które wykazały, że poziom morza zmienia się wolniej niż następuje przemodelowywanie profilu plaży. Tylko w przypadku bardzo szybkich zmian parametrów sztormu (kiedy pochodne $\frac{dH}{dt}$, $\frac{dh}{dt}$ i $\frac{d\lambda}{dt}$ są bardzo duże — wg ich wartości absolutnych) współczynniki μ , ν , ϵ , η , χ i ψ nie mogą pozostawać wielkościami stałymi, a profil plaży nie będzie nadążał z przekształcaniem się. Właśnie dlatego przy szybkim ucichaniu sztormu plaża nie zawsze nadąża narosnąć do poprzednich rozmiarów.

W zakończeniu należy podkreślić, że w przypadku ogólnym, tzn. przy dowolnej wartości kąta nachylenia dna i rozmiarów ziarn, powinna przejawić się również silna zależność nie tylko od pochodnych $\frac{dH}{dt}$, $\frac{dh}{dt}$, $\frac{d\lambda}{dt}$, ale i od samych wielkości h i λ , poprzez które określana jest zdolność transportowa potoku napływu i wielkość osadzanego lub rozmywanego materiału [28, 29].

VII. Zakończenie i wnioski

Podsumowując przedstawione w pracy wyniki badań terenowych, należy podkreślić, że głównym niedociągnięciem większości dotychczasowych prac rozpatrujących procesy litodynamiczne w strefie brzegowej morza jest niedostateczne uwzględnianie (lub nieuwzględnianie w ogóle) wpływu wahań poziomu morza, choć w wielu pracach słusznie podkreśla się ważne znaczenie tego czynnika.

Główną przesłanką metodyczną w wykonanych badaniach było przeprowadzenie obserwacji kompleksowych, obejmujących poza pomiarami profilu wału brzegowego i przylegającej do niego części dna morskiego obserwacje parametrów fal, napływów i położenia poziomu morza w różnych fazach falowań sztormowych. Równoczesne pomiary wszystkich wymienionych powyżej czynników były możliwe dzięki odpowiednio dobranej metodyce badań i ciągłej rejestracji głównych parametrów hydrodynamicznych. Przyjęty system rejestracji pozwolił również na uzyskanie informacji o parametrach fal długich występujących podczas falowań sztormowych.

Rejon, w którym prowadzono badania, jest bardzo interesujący. Z jednej strony, specyficzny skład materiału osadowego (piasek detrytyczny)

zmusza do ostrożnego podejścia przy uogólnianiu wyników badań na inne typy wybrzeży. Z drugiej strony brak znacznieszego wzdłużbrzegowego przemieszczania osadów w tym rejonie pozwala sądzić, że główne procesy litodynamiczne określane są tu poprzecznym w stosunku do brzegu przemieszczaniem materiału. Fakt ten znacznie ułatwia interpretację uzyskanych danych i nabiera szczególnego znaczenia, jeśli uwzględnić, że największe rozpowszechnienie na wybrzeżach Oceanu Światowego mają formy akumulacyjne, utworzone przy poprzecznym przemieszczaniu materiału [15].

Przeprowadzone badania i analiza uzyskanych informacji pozwala na wyciągnięcie następujących wniosków:

1. Podwodny skłon brzegowy, transformując przechodzące nad nim fale, odgrywa rolę pewnego mechanizmu regulującego, który przepuszcza do brzegu fale w bardzo niewielkim przedziale wysokości, praktycznie niezależnie od ich wielkości początkowych. Równocześnie wysokość małych fal na płyciznach przybrzeżnych znacznie wzrasta. Parametry fal nabiegających do miejsca ich ostatecznego załamania, dzięki regulującej działalności podwodnego skłonu brzegowego, mieszczą się w bardzo wąskim przedziale. Jego wielkość zależy w pierwszej kolejności od nachylenia dna i położenia poziomu morza. Opisane powyżej zjawisko autor proponuje nazwać *stretacją fal*.
2. Następstwem zjawiska *stretacji fal* jest zacieranie się różnicy w charakterze falowania pomiędzy różnymi fazami sztormu, a nawet pomiędzy różnymi sztormami. Parametry fal (h, λ) w pobliżu linii brzegowej pozostają prawie jednakowe, zarówno podczas nasilania się sztormu, jak i w czasie jego ucichania. Dlatego też dla poznania mechanizmu procesów litodynamicznych w strefie napływu nie należy korzystać z danych stacji hydrometeorologicznych położonych z dala od miejsca badań, a nawet z pomiarów parametrów fal przeprowadzanych z dala od linii brzegowej.
3. Nie zauważono bezpośredniego ścisłego związku pomiędzy procesami przekształcania profilu wału brzegowego z takimi parametrami, jak wysokość fal i poziom morza.
4. Dla wyjaśnienia i opisanie efektów oddziaływania falowania sztormowego w strefie potoku przyboju konieczne jest uwzględnienie nie tylko hydrodynamicznych parametrów falowań, ale przede wszystkim ich średnich przyrostów w czasie, tj. przyrostu wysokości i długości fal $\left(\frac{\Delta h}{\Delta t} \text{ i } \frac{\Delta \lambda}{\Delta t} \right)$, a w szczególności przyrostu poziomu morza $\left(\frac{\Delta H}{\Delta t} \right)$.
5. Dodatnim wartościom przyrostu $\frac{\Delta H}{\Delta t}$ odpowiada abrazja wału brzegowego, ujemnym — akumulacja. Wniosek ten dotyczy również w pe-

wnym zawężonym zakresie średnich przyrostów $\frac{\Delta h}{\Delta t}$ i $\frac{\Delta \lambda}{\Delta t}$. Odnotowana powyżej zależność najbardziej czytelnie daje się prześledzić w tym przypadku, gdy ilorazy różnicowe zmian poziomu morza w czasie $\left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)$ i zmian wysokości fal $\left(\frac{\Delta h}{\Delta t}\right)$ mają jednakowe znaki. Przy znakach skierowanych przeciwnie, proces przekształcania wału brzegowego (abrazja lub akumulacja) określany jest przede wszystkim wartością przyrostu $\frac{\Delta H}{\Delta t}$.

6. Ustalony ilościowy związek pomiędzy prędkością cofania się lub narastania profilu wału brzegowego $\left(\frac{\Delta x}{\Delta t}\right)$ i średnim przyrostem w czasie hydrodynamicznych parametrów sztormu (zmiany poziomu morza i parametrów fal) ma postać następującą:

$$x = x_0 - \int_0^t \left(\mu \frac{dH}{dt} + \varepsilon \frac{dh}{dt} + \chi \frac{d\lambda}{dt} \right) dt$$

gdzie: μ , ε , χ — współczynniki zależne w szczególności od kąta nachylenia profilu brzegowego.

$$\mu = - \left| \frac{\partial x}{\partial H} \right|_{h,\lambda} \quad \varepsilon = - \left| \frac{\partial x}{\partial h} \right|_{H,\lambda} \quad \chi = - \left| \frac{\partial x}{\partial \lambda} \right|_{H,h}$$

7. Podobną zależność funkcyjną, jak przedstawiona powyżej, uzyskano również dla objętości materiału przemieszczanego w aktywnej części profilu plaży $\left(\frac{dS}{dt}\right)$:

$$S = S_0 - \int_0^t \left(\nu \frac{dH}{dt} + \eta \frac{dh}{dt} + \psi \frac{d\lambda}{dt} \right) dt$$

8. Proces cofania się profilu przebiega znacznie intensywniej (mniej więcej 5-krotnie) niż proces akumulacji. Uzyskano następujące wartości poszczególnych współczynników:

— dla procesu abrazji — $\mu^- = \infty 5$; $\nu^- = \infty 0,5$;

$\varepsilon^- \approx \mu^-$; $\eta^- \approx \nu^-$; $\chi^- = \infty 0,11$; $\psi^- = \infty 0,01$

— dla procesu akumulacji — $\mu^+ = \infty 1$; $\nu^+ = \infty 0,1$;

$\varepsilon^+ = \infty 1,2$; $\eta^+ \approx \nu^+$; $\chi^+ = \infty 0,04$; $\psi^+ = \infty 0,004$.

9. Przedstawione powyżej zależności ilościowe wykazują, że profil wału brzegowego przemieszcza się w ślad za zmianami poziomu morza na którym „pracują” fale. Zmiany wysokości i długości fal na płyciznach przybrzeżnych odgrywają drugorzędą rolę.

10. Występowanie ustalonych proporcji powinno mieć miejsce tylko w przypadku niezbyt szybkich zmian parametrów sztormu. Jeśli rozpatrywane pochodne są bardzo duże (wg ich wielkości absolutnych), to współczynniki μ , ν , ε , η , χ , ψ nie mogą pozostawać stałymi.
11. Mimo że praca przeprowadzona była w warunkach dość specyficznego reżimu, to jednak wykracza ona poza ramy badań czysto regionalnych.

W niniejszej pracy dokonano pierwszej próby uzyskania związków ilościowych pomiędzy hydrodynamicznymi parametrami falowań sztormowych i procesami litodynamicznymi przebiegającymi w strefie przyboju. Poruszono w niej zaledwie część problemów, jednakże uzyskane rezultaty mogą służyć za podstawę dla kontynuacji dalszych badań.

STANISŁAW MUSIELAK

University of Gdańsk
Department of Oceanography — Gdańsk

LITTORAL PROCESSES IN THE SWASH ZONE

Summary

The results of investigations of coastal processes conducted by the writer in the surf zone on one of the western Crimea coast accretion sections in the years 1971 to 1973, are generalized.

The major objective of the investigations was to elucidate the dynamics of the accretion and abrasion processes in the swash zone and to discriminate the chief hydrodynamical factors responsible for the rate, as well as trend of these processes. Electronic apparatus was used in the tests to automatically record parameters of waves, setups, and sea levels. Wave parameters were measured with wire probes. To pick up parameters of setups, special gauges developed by the writer were used to record the range of swash and its propagation celerity on the beach.

In addition, continuous measurements and records of the position of berm and its variation were conducted round-the-clock at stationary datum points.

The investigations performed and the analysis of the data obtained have shown that a major shortcoming of most studies of coastal processes accomplished hitherto lies in the underestimation of sea level variations.

By transforming waves the bottom slope plays the role of a certain controlling factor which passes shoreward waves of very narrow height interval, practically independent of initial heights. At the same time, the height of small-amplitude waves increases considerably on inshore flats. Owing to the controlling action of the bottom slope, the parameters of the waves propagating to the location of their ultimate breaking are contained in very narrow intervals.

The length of this interval depends primarily on the sea bed inclination and on sea level. It is proposed that the phenomenon of wave filtering described herein be referred to as wave „strettation” (after the St. word).

The wave strettation phenomenon lessens the differences between wave conditions in various storm stages and even in various storms. Wave parameters (h , λ) at the shore line become almost identical during storm rise and storm fall. Therefore in order to learn the coastal processes in the swash zone it is recommended not to use the data from the measuring stations located far from the region of investigations and from shore line.

Analysis of the information collected during the investigations has made it possible to expose the lack of direct relationship between the processes of berm transformation and such parameters as wave height and sea level. It turns out that in order to elucidate and describe the action of storm waves in the swash zone it is necessary to account not only for hydrodynamical parameters of waves, but also the mean temporal increments of the latter, i. e. increasing wave heights and wavelengths, $\frac{\Delta h}{\Delta t}$ and $\frac{\Delta \lambda}{\Delta t}$, particularly — sea level variation $\frac{\Delta H}{\Delta t}$.

A positive increase in $\frac{\Delta H}{\Delta t}$ corresponds to berm abrasion, while a negative one is coupled with accretion. The same is true for mean ratios $\frac{\Delta h}{\Delta t}$ and $\frac{\Delta \lambda}{\Delta t}$ over a certain narrow range. Also given in the study is the quantitative relationship between berm advancement or retreat $\frac{\Delta x}{\Delta t}$ and mean temporal growth of wave parameters and sea levels, its form being as follows

$$X = X_0 - \int_0^t \left(\mu \frac{dH}{dt} + \varepsilon \frac{dh}{dt} + \chi \frac{d\lambda}{dt} \right) dt$$

in which

μ, ε, χ — dimensionless coefficients depending particularly on sea bottom slope.

$$\mu = - \left. \frac{\partial x}{\partial H} \right|_{h,\lambda} \quad \varepsilon = - \left. \frac{\partial x}{\partial h} \right|_{H,\lambda} \quad \chi = - \left. \frac{\partial x}{\partial \lambda} \right|_{H,h}$$

A similar functional relationship has also been obtained for the quantity of the material transported in the active section of the beach $\frac{dS}{dt}$:

$$S = S_0 - \int_0^t \left(\nu \frac{dH}{dt} + \eta \frac{dh}{dt} + \psi \frac{d\lambda}{dt} \right) dt$$

It was found that the beach retreat process (abrasion) proceeds much more intensively (about 5 times faster) than the accretion process.

The quantitative relationships depicted above indicate that the berm profile takes place in the wake of sea level changes with waves superimposed thereon. Changes in wave heights and wave lengths on inshore flats play a secondary role.

It should be noted that constant proportions can be maintained only for relatively slow changes in storm parameters. If the derivatives considered are very great (as to their absolute values), the coefficients $\mu, \varepsilon, \chi, \nu, \eta,$ and ψ may not be constant.

This study contains the first attempt to determine quantitative relationships between hydrodynamical parameters of storm waves and littoral processes in the swash zone. Only a few important problems have been considered herein, but the results obtained show that the relationships found are not only of local importance and can be used in further studies. These can also be utilized in essential practical applications, such as coastal forecasts and other areas of human activities in the coastal zone.

WYKAZ OZNACZEŃ

LIST OF NOTATIONS

- H — położenie poziomu morza
sea depth
- H_3 — głębokość w początkowej fazie napływu
initial swash depth
- T — okres ruchu napływu
swash period
- S — objętość przemieszczanego materiału na jednostkę długości aktywnej części profilu plaży
volume of transported material along a unit length of active beach

- x — poziome przesunięcie profilu plaży
 horizontal displacement of beach line
 x_d — granica nabiegania napływu na plażę
 landward swash limit
 v_3 — prędkość cząstek cieczy w napływie
 speed of water particles in swash
 a — współczynnik kątowy profilu plaży
 angular coefficient of beach profile
 g — przyspieszenie ziemskie
 acceleration due to gravity
 t — czas
 time
 h — wysokość fali
 wave height
 λ — długość fali
 wave length
 τ — okres fali
 wave period
 κ — nierozproszona część energii
 undissipated portion of energy
 α — kąt nachylenia profilu skłonu brzegowego
 bottom slope
 $\mu, \varepsilon, \zeta, \nu, \eta, \psi$ — współczynniki bezwymiarowe, zależne od kąta α i parametrów fal
 dimensionless coefficients, dependent on angle and wave parameters.

LITERATURA

REFERENCES

1. Dołotow J.S., Szadrin I.F., Jurkiewicz M.G., *O dynamice bieriegowego skłona złożennego rakuszczyznym materiałem*, [w:] *Nowyje issl. bierieg. proc.*, Moskwa 1971.
2. *Dinamika potoka zapleska i litodinamika plażej litowskiego bieriega baltijskiego moria* (W. Gudelis, W. Kirlys, R. Stauskajte, S. Jankiewiczute-Moczakene), [w:] *Razwitiye morskich bierieg. w uslowijach kolebat. dwiżenij ziem. kory.*, Tallin 1966.
3. *Estakada dla izuczenija processow w kontaktnych zonach mielkowodija biespri-liwnogo moria* (W.W. Longinow, I.F. Szadrin, J.S. Dolotow, N.A. Ajbulatow, O.A. Kuzniecowa), [w:] *Nowyje issl. bierieg. proces.*, Moskwa 1971.
4. Ingle J.C., *The Movement of Beach Sand*, New York 1966.
5. Kaplin P.A., Nikiforow L.G., Szadrin I.F., *Znaczenije popieriecznogo pieriemieszczanija nanosow w obrazowanii bieriegowych akumulatiwnych form*, [w:] *Kompl. issl. prirody okieana*, wyp. 2, MGU, Moskwa 1971.
6. King C.A.M., *Beaches and Coast*, London 1959.
7. Kirlys W., *Wlijanije asymetrii skorostiej potoka zapleska na formirowanije plażewego skłona w uslowijach otmielogo pieszczanogo morskogo bieriega*, Trudy AN Lit. SSR, t. VI, 1964.
8. Kirlys W., *K woprosu o popieriecznom pieriemieszczanii nanosow w potokie*

- zapleska na plaże otmielogo pieszczanego morskiego bieriega, Trudy AN Lit. SSR, ser. B, t. 3(42), 1965.
9. Kirlyš W., *K woprosu o kratkowremiennych izmienienijach popieriecznogo profila morskiego plaża i kontura bieriegowej linii w usłowijach otmielogo pieszczanego bieriega*, Trudy AN Lit. SSR, ser. B, t. 1, 1967.
 10. Komar P.D., *The Mechanics of Sand Transport on Beaches*, J. Geophys. Res., vol. 76, No 3, 1971.
 11. Larras J., *Cours d'Hydraulique maritime*, Paris 1961.
 12. Leontiew O.K., *Pieriestrojka profila akumulatiwnogo bieriega pri poniżenii urownia moria*, Dokl. AN SSSR, t. 66, 1949.
 13. Leontiew O.K., *Gieomorfologija morskich bieriegow i dna*, Moskwa 1955.
 14. Leontiew O.K., *Osnowy gieomorfologii morskich bieriegow*, Moskwa 1961.
 15. Leontiew O.K., Nikiforow L.G., *O przicinach planietarnogo rosprastranienija bieriegowych barow*, Okieanologija, nr 4, Moskwa 1965.
 16. Longinow W.W., *Niekotoryje dannyje o režimie pribojnogo potoka na pieszczanom plaże otmielogo bieriega*, Trudy Okiean. Kom. AN SSSR, t. 8, 1961.
 17. Longinow W.W., *Dinamika bieriegowej zony bezpriliwnych moriej*, Moskwa 1963.
 18. Longinow W.W., *Oczerki litodinamiki okieana*, Moskwa 1973.
 19. Longinow W.W., Leontiew O.K., *K woprosu o dinamikie profila pieszczanego plaża*, Trudy Inst. Okiean. AN SSSR, t. 6, 1951.
 20. Musielak S., *Issledowanija litodynamiczeskich processow w zonie pribojnogo zapleska*, MGU, Moskwa 1974.
 21. Musielak S., Szulak B.A., Tabaczko W.S., *Z badań nad mechanizmem powstawania akumulacyjnego brzegu morskiego*, Oceanologia, nr 4, KBM PAN, Gdańsk 1975.
 22. Onoszko J., *Dinamika profilu brzegu piaszczystego pod wpływem działania fal o kierunku prostopadłym do linii brzegowej w świetle badań laboratoryjnych*, Rozprawy Hydrotechn., z. 17, IBW PAN, Gdańsk 1965.
 23. Rudowski S., *Mikrofilmy strefy brzegowej Bałtyku w Polsce*, Acta Geol. Pol., vol XII, Warszawa 1962, z. 14.
 24. Saffjanow G.A., *Dinamika bieriegowej zony moriej*, MGU, Moskwa 1973.
 25. Shepard F.P., *Submarine Geology*, New York 1963.
 26. Speranskij N.S., *Niekotoryje czerty kinematiki pribojnogo potoka*, Okieanologija, wyp. 5, t. 12, Moskwa 1972.
 27. Szadrin I.F., *Dieformacija wysot i pieriodow woln w pribrieżnoj zonie moria*, [w:] Proc. razw. i miet. issl. pribrież. zony moria, Moskwa 1972.
 28. Szulak B.A., *Ocena parametrów napływu fali na sklon brzegowy po jej zatamaniu*, Oceanologia, nr 8, KBM PAN, Gdańsk 1978.
 29. Szulak B.A., *Z badań nad oddziaływaniem fal na płaski brzeg akumulacyjny*, Oceanologia, nr 8, KBM PAN, Gdańsk 1978.
 30. Szulak B.A., Boldyriew, W.L., *K woprosu o processach formirowanija bieriegowego wala*, Okieanologija, t. VI, wyp. 1, Moskwa 1966.
 31. Williams W.W., *Coastal Changes*, London 1960.
 32. Zenkowicz W.P., *Dinamika i morfologija morskich bieriegow*, t. 1: *Wolnowyje processy*, Moskwa 1946.
 33. Zenkowicz W.P., *Morfologija i dinamika sowietskich bieriegow Czornogo Moria*, t. 2: *Siewiero-zapadnaja czast*, AN SSSR, Moskwa 1960.
 34. Zenkowicz W.P., *Osnowy uczenija o razwitii morskich bieriegow*, AN SSSR, Moskwa 1962.