

STANISŁAW MUSIELAK,
JURIJ D. SZUJSKIJ

WSPÓŁCZESNE WAHANIA POZIOMU MORZA I DYNAMIKA BRZEGÓW MORSKICH

1. WSTĘP

Współczesny rozwój brzegów morskich budzi duże zainteresowanie praktyczne. Optymalny rozwój szeregu gałęzi gospodarki narodowej na brzegach morskich wymaga rozeznania procesów zachodzących w strefie przybrzeżno-morskiej. Konieczna jest znajomość przyczyn i następstw tych procesów oraz organizacji systemów brzegowych a także celowości ingerencji człowieka w środowisko i jej możliwe następstwa.

W literaturze współczesnej często spotyka się dane o cofaniu się linii brzegowej różnych mórz i oceanów. Zgodnie z oceną E. Birda (1981), około 60% linii brzegowych form akumulacyjnych podlega współczesnym procesom erozji. Obliczenia J. Gribbina (1984) wykazują, że rozmywanych jest około 70% brzegów piaszczystych Oceanu Światowego, a tylko 10% (z ich ogólnej długości) — narasta. Do podobnego wniosku doszedł również R. Paskoff (1984). Dysponował on materiałami, zgodnie z którymi około 65% form akumulacyjnych na brzegach morskich podlega rozmywaniu, a na nie więcej niż 10% tych form obserwuje się akumulację (w tej liczbie znajdują się również brzegi deltowe). Pozostałe brzegi są dynamicznie stabilne w okresie co najmniej ostatnich 100 lat.

Wyjaśnienie przyczyn cofania brzegów jest konieczne dla opracowania projektów umocnień brzegowych, dla optymalnej eksploatacji portów morskich, kanałów żeglugowych, dla zagospodarowania rekreacyjnego, ochrony obszarów przybrzeżnych i in. Obecnie wypowiedane są różne punkty widzenia dotyczące przyczyn tak dużego rozpowszechnienia cofających się brzegów morskich. Jest to zjawisko o zasięgu globalnym. Zwykle wyjaśnia się je tzw. zasadą Bruuna czy też „prawem Zenkowicza–Bruuna” lub „ogólnym prawem erozji brzegowej Schwartz’a”. Uwzględniając nowsze, cytowane i własne wyniki badań, autorzy przedstawiają w niniejszej pracy również swój punkt widzenia dotyczący przyczyn tak powszechnego (globalnego) cofania się brzegów morskich.

2. ZARYS PROBLEMU

Przytoczymy kilka przykładów regionalnych, zebranych podczas badań prowadzonych między innymi przez autorów niniejszej pracy. Na brzegach morza Azowskiego cofa się około 70% brzegów akumulacyjnych, na Morzu Czarnym — około 65%, na Morzu Bałtyckim — 55%, na Morzu Białym — 75%, na Morzu Ochockim — 83%, na Morzu Czukockim około 68%. Podobne dane przytaczane są dla wielu odcinków linii brzegowej różnych mórz w pracach W. P. Zenkowicza (1962), F. Sheparda i I. Wanlesa (1971), G. A. Safjanowa (1978), J. Gibba (1978), K. Koike (1975), R. Paskoffa (1981) i wielu innych.

Cofają się również i brzegi abrazyjne (klify różnych typów). Zgodnie z punktem widzenia uczonych radzieckich (Zenkowicz, 1961; Leontjew, 1961; Safjanow, 1978; Szujskij, 1979), rozpowszechnienie tzw. klifów „aktywnych” cechuje astrefowość (azonalność). Występują one na znacznej długości linii brzegowej Oceanu Światowego, w różnych szerokościach geograficznych, z pewną przewagą w strefach subtropikalnych i polarnej północnej (Nikiforow, 1977). Ogólna długość linii brzegowej Oceanu Światowego wynosi 777 tys. km (Leontjew, Nikiforow, Safjanow, 1975), a długość cofających się brzegów abrazyjnych — 394,6 tys. km, lub 51% ogólnej długości linii brzegowej (Szujskij, 1979).

Długość linii brzegowej wszystkich typów akumulacyjnych brzegów Oceanu Światowego wynosi 252,4 tys. km, lub 32% ogólnej długości wszystkich brzegów. Z nich 67%, tj. 169,1 tys. km podlega ciągłemu rozmywaniu. Łącznie z brzegami abrazyjnymi, cofanie się linii brzegowej obserwuje się wzdłuż 563,7 tys. km wybrzeży, co stanowi około 73% długości linii brzegowej Oceanu Światowego. Można też przyjąć, że narastającymi i stabilnymi jest prawdopodobnie zaledwie 25% ogólnej długości brzegów morskich.

Ustalona prawidłowość jest prawidłowością natury ogólnej (globalnej), można ją prześledzić we wszystkich morzach i oceanach, w różnych warunkach fizyczno-geograficznych. W związku z tym powinien istnieć równie powszechny czynnik — przyczyna powszechnego i długotrwałego cofania się linii brzegowej zarówno na odcinkach występowania abrazyjnych jak i akumulacyjnych typów brzegów.

Wyjaśnianie tej przyczyny rozpoczęło się już na początku naszego stulecia w pracach W. Davisa, D. Johnsona i in. Rozwijali oni koncepcję powstawania brzegów zanurzanych i wynurzanych.

Zgodnie z tą koncepcją, na brzegach wynurzanych rozwijają się formy akumulacyjne, na brzegach zanurzanych — formy abrazyjne. Analizy tego poglądu dokonał jeszcze w początkach lat czterdziestych W. P. Zenkowicz. Wykazał on jego dyskusyjność, a w szeregu przypadków — nawet bezpodstawność. Tym niemniej jeszcze i dziś w literaturze, szczególnie geologicznej, często spotyka się sformułowania mówiące o tym, że brzegi akumulacyjne narastają dlatego, że znajdują się w obszarach wynurzanych, a cofają się dlatego, że znajdują się w obszarach zanurzania lądu przybrzeżnego.

Porównanie tych wniosków z wieloletnimi badaniami stacjonarnymi oraz

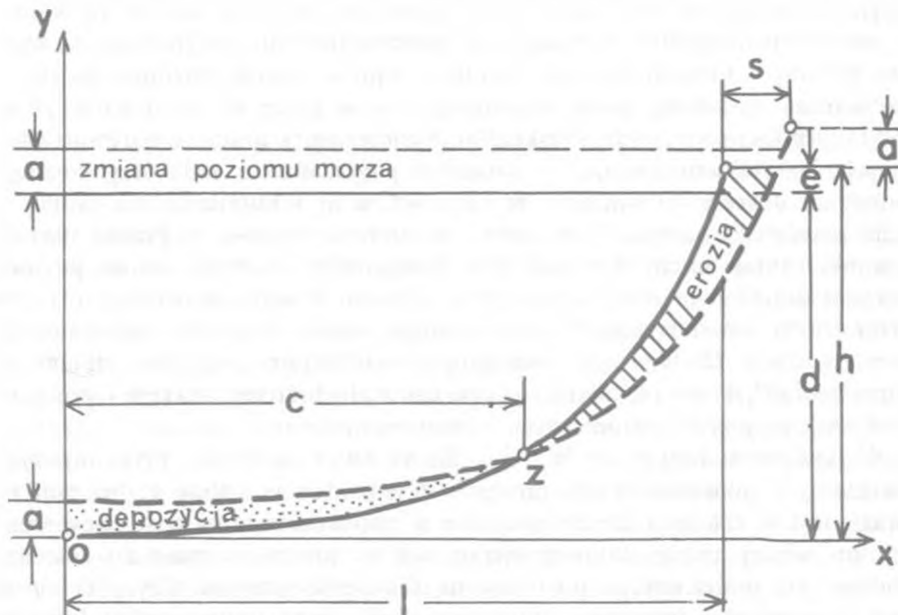
danymi dotyczącymi obserwacji zmian położenia poziomu morza uzyskanymi za pomocą mareografów w różnych warunkach fizyczno–geograficznych, wykazało złożony i niejednoznaczny charakter wpływu wahan poziomu morza na współczesną dynamikę strefy brzegowej. Już w pracy O. K. Leontjewa (1961) przytacza się wiele przykładów występowania brzegów zarówno abrazyjnych, jak i akumulacyjnych w obszarach pogrążania się lądu przybrzeżnego. Autor ten doszedł do wniosku, że pionowe ruchy tektoniczne nie tworzą jakichś zasadniczo nowych form rzeźby w strefie brzegowej, z jakimś określonym ukierunkowaniem dynamiki linii brzegowych. Podczas wahan poziomu morza o określonym znaku i prędkości, w strefie brzegowej tworzą się falowe formy rzeźby powstające na tle sumarycznego wpływu czynników tektonicznych i eustatycznych. Dlatego autor ten proponował termin: „względne zmiany poziomu morza”, które określane są jako suma algebraiczna znaków i prędkości działania „przyczyn” tektonicznych i eustatycznych.

W fundamentalnej pracy W. P. Zenkowicza (1962) przekonywająco pokazano, że ukierunkowanie procesów brzegowych w stronę akumulacji lub abrazyji jest w znacznej mierze związane z zasobami osadów w strefie brzegowej. Im więcej energii falowej wytraca się na przemieszczanie i odkładanie osadów, tym mniej energii pozostaje na niszczenie brzegów. Czynniki nie falowe (biogeniczne, termiczne, antropogeniczne i inne) mogą nasilać lub osłabiać wielkość i zasięg deformacji strefy brzegowej. Ta prawidłowość działa na przestrzeni całego okresu rozwoju współczesnych brzegów.

W książce L. G. Nikiforowa (1977) przedstawiono materiały dotyczące badań struktur geomorfologicznych na brzegach morskich. Autor ten stwierdza, że podczas transgresji holocenijskiej Oceanu Światowego, w obszar oddziaływania falowego dostają się zarówno pogrążone jak i wynoszone ku górze struktury tektoniczne o różnej powierzchni, zbudowane z różnych skał. Zgodnie z danymi tegoż autora, ogólne ukierunkowanie współczesnego rozwoju brzegów uzależnione jest też od stromości pierwotnej stoków. Jeśli były to stosunkowo strome stoki wyniesionych struktur tektonicznych, to w holocenie tworzyły się na nich brzegi abrazyjne, jeśli stoki te były stosunkowo łagodne — rozwijały się na nich formy akumulacyjne, pod warunkiem jednak występowania wystarczająco dużej ilości materiału osadowego. Schemat ten został potwierdzony przez L. G. Nikiforowa i innych autorów w badaniach modelowych i laboratoryjnych.

Rozpatrzone powyżej prace pozwalają dojść do wniosku, że abrazyjna lub akumulacyjna droga rozwoju strefy brzegowej jest historycznie niejako „z góry przesądzona”. W efekcie wytwarza się określone tło, na którym zachodzą bardziej krótkotrwałe procesy, wywoływane przez odpowiednio krótko działające czynniki. „Względne wahania poziomu” działają bardzo powoli. Pod względem skali są one niewspółmierne z szybkimi krótkookresowymi czynnikami falowymi. Zdaniem radzieckich badaczy strefy brzegowej, względne wahania poziomu morza są długookresowym tłem w stosunku do krótkookresowych procesów falowych. Występują w nich różne poziomy organizacje przyrodniczych systemów (układów) sprzężeń zwrotnych (Musielak, 1988).

W 1962 roku P. Bruun przedstawił główne założenia hipotezy, która została nazwana przez M. Schwartz'a (1967) „zasadą Bruuna”. Założenia



Rys. 1. Efekt Bruuna - przesunięcie profilu plaży z towarzyszącą mu erozją brzegu oraz akumulacją osadu

a – podniesienie poziomu morza, z lewej strony u dołu rysunku - warstwa odłożonych osadów;
 l – horyzontalna rozciągłość profilu; h – wysokość profilu; d – głębokość na granicy odmorskiej;
 e – wysokość nadwodnej części plaży ($h=d+e$); c – pozioma odległość pomiędzy punktem przejścia od erozji do akumulacji i morską granicą profilu; s – wynikowe przesunięcie krzywej profilu przy podniesieniu poziomu morza o wielkość a

te w uproszczeniu sprowadzić można do następujących sformułowań:

1. zmiana poziomu morza prowadzi do przebudowy poprzecznego profilu brzegu i stoku podwodnego, dążącej do przywrócenia profilu wyjściowego;
2. podniesienie poziomu morza wywołuje przesunięcie profilu brzegu i zbocza podwodnego w stronę lądu (rys. 1);
3. ilość osadów wymywanych z górnej części profilu poprzecznego jest równa objętości osadów, które odkładane są w dolnej części stoku danego profilu;
4. podniesienie dna przybrzeżnego jest równe podniesieniu poziomu morza;
5. związek między podniesieniem poziomu morza a i cofaniem się poprzecznego profilu zbocza podwodnego s wyraża się wzorem Bruuna:

$$a = \frac{hs}{l} \quad (1)$$

gdzie:

l – długość profilu poprzecznego (w poziomie);

h – wysokość profilu, tj. suma głębokości d (w odległości od linii wody l) i na wysokości nadwodnej części plaży e ($h=d+e$), zgodnie z rys. 1.

Poza M. Schwartzem (1967), jakościowej i ilościowej analizy hipotezy P. Bruuna dokonywali różni autorzy. Rozpatrywanej koncepcji poświęca

się na tyle dużo uwagi, że w listopadzie 1979 r. w Newport (stan Rhode Island, USA) zorganizowano specjalne sympozjum Komisji Badań Brzegów przy Międzynarodowej Unii Geograficznej. Dotyczyło ono efektów i perspektyw badań „zasady Bruuna”. Na tym sympozjum wystąpił sam autor „zasady” (Bruun, 1980) z uściśleniem zalecanych ograniczeń stosowania jego wzoru. Bardziej szczegółowa analiza została przeprowadzona przez P. Bruuna nieco później (Bruun, 1983). W materiałach wspomnianego sympozjum i licznych publikacjach podkreśla się, że właśnie podnoszenie poziomu Oceanu Światowego w obecnych czasach jest główną przyczyną współczesnego globalnego (powszechnego) cofania się brzegów morskich.

Ważne miejsce przyznawane jest również czynnikowi antropogenicznemu. Czynniki antropogeniczne wzmacniają „efekt Bruuna” i dlatego w ostatnich dziesięciokrotnościach lat tempo cofania się linii brzegowej nieustannie rośnie.

3. GŁÓWNE PRZYCZYNY COFANIA SIĘ BRZEGÓW

Ukazało się dużo prac, głównie w języku angielskim, w których autorzy uznają za czynnik wiodący, a niekiedy nawet za jedyną przyczynę rozmywania brzegów, współczesne podnoszenie poziomu mórz (np. Selwood, Coe, 1963; Dolan i in., 1978; Allison, 1980; El-Wakeel i in., 1980).

W pracy P. Bruuna (1983) przytacza się dane o względnym podniesieniu poziomu oceanu na atlantyckim wybrzeżu USA o 0,4 – 9,05 mm na rok (średnio za okres wieloletni), na północnym wybrzeżu Morza Adriatyckiego o 2,44 – 6,10 mm na rok i inne. Jednakże są to prędkości stosunkowo duże. W rzeczywistości, najczęściej spotyka się prędkości znacznie mniejsze.

Zgodnie z wynikami badań przeprowadzonych na ponad 60% brzegów Oceanu Światowego, opartych na obserwacjach mareograficznych w ponad 1500 punktach, okazało się, że w ostatnich 250 – 300 latach poziom nieustannie rośnie ze średnią prędkością około 1 mm na rok. Począwszy od dziesiętych–dwudziestych lat XX wieku nastąpiło szczególnie znaczne podwyższenie poziomu Oceanu Światowego, które do 1980 r. wyniosło ponad 10 cm (Klige, 1981). Najintensywniejsze podniesienie poziomu (w sumie około 3 mm na rok) odnotowano w latach 1924 – 1948. Po latach czterdziestych prędkość podnoszenia poziomu morza nieco zmalała i w pierwszej połowie lat 80-tych wyniosła około 1,4 – 1,5 mm na rok. Wartości te są kilkakrotnie mniejsze niż dane wykorzystywane przez zwolenników hipotezy Bruuna.

Ponadto, podniesieniu poziomu morza, i to dość znacznemu, towarzyszyło często narastanie linii brzegowej. Analiza dynamiki brzegów w różnych regionach wykazała, że przy podobnych lub jednakowych prędkościach względnego podnoszenia poziomu, brzeg może zarówno narastać jak i cofać się. Na przykład, w Zatoce Zebrianskiej brzegi Morza Czarnego narastają, choć obok 10 – 15 km na NE — cofają się. W obu przypadkach tempo względnego podnoszenia się poziomu morza wynosi 2 mm na rok (Shujsky, Schwartz, 1981). Analogiczny obraz obserwowany jest przy dystalnych zakończeniach kos Tendrowskiej, Kinbruskiej, Bakalskiej na kosach Helskiej i Kuronskiej (Morze Bałtyckie), we wschodnich sektorach Wysp Fryzyjskich (Morze Północne) i w wielu innych przypadkach.

Odnośnie do brzegów abrazyjnych należy stwierdzić, że historyczne „uwarunkowanie” ich cofania się nie budzi wątpliwości (Zenkowicz, 1962; Nikiforow, 1977; Paskoff, 1981; Rosa, 1984). W Zatoce James (Kanada) występuje najdłuższy w świecie (ponad 1700 km) płaski, podnoszący się brzeg (podniesienie o 1 m w ciągu 100 lat). Wydawałoby się, że tutaj powinny występować powszechnie brzegi akumulacyjne (narastające). W rzeczywistości, na wybrzeżu tym ponad 35% długości linii brzegowych, szczególnie zbudowanych z piasków połodowcowych i aluwialnych, oraz glin zwałowych, cofa się w wyniku rozwoju klifów aktywnych i benczy. Ponadto brzegi te rozwijają się w warunkach małych energii falowych (Martini i in., 1980).

Na wybrzeżu stanu Wirginia (USA) linia brzegowa 12 wysp barierowych cofa się w stronę lądu z prędkością od 0,5 do 15,6 m na rok (w ciągu lat 1852 – 1974). Średnie tempo cofania brzegów wynosi tu 5,6 m na rok (Leatherman i in., 1982).

Na północy tego regionu tempo względnego podnoszenia się poziomu Oceanu Atlantyckiego wynosi 2 – 3 mm na rok, zaś prędkość cofania brzegów jest minimalna. Jednocześnie na południu tego regionu, tempo podnoszenia poziomu morza jest równe 1,0 – 1,2 mm na rok, a linia brzegowa cofa się z największymi prędkościami. Brak określonego związku prędkości cofania się brzegów ze znakiem i prędkością współczesnych względnych zmian poziomu morza obserwował na wybrzeżach mórz Beringa, Ochockiego i Japońskiego E. I. Arcziko (1980). Podobne przykłady można mnożyć, ograniczymy się jednak do jednego regionu, w którym przez dłuższy okres czasu prowadzone są coroczne obserwacje współczesnego tempa abrazji i wahań poziomu morza.

Chodzi tu o mierzęję limanu Burnas na Morzu Czarnym. Zdjęcia tej piaszczystej mierzei prowadzone są od 1968 roku. Dane wartości rocznych cofania się linii brzegowej zostały naniesione na wykres (rys. 2), na którym zaznaczono również roczne wartości położenia poziomu według obserwacji rejestrowanych na mareografie.

Na rys. 2 można zaobserwować, że przy podnoszeniu poziomu (średnio w ciągu 16 lat o 1,9 mm na rok) tempo cofania się brzegu maleje z 4,9 m na rok do 1,4 m na rok (średnio za okres 16 lat — 3,1 m na rok). W tym więc przypadku podnoszeniu poziomu towarzyszyło zmniejszanie się prędkości erozji brzegowej.

Na innej mierzei Morza Czarnego prędkość względnego podnoszenia poziomu wynosiła 2,1 mm na rok za lata 1928 – 1984, przy czym w ostatnich 15 latach były one poniżej średniej (około 1,4 mm na rok). Dla tej mierzei wykonano porównanie map z lat 1932, 1946, 1981. W okresie 1932 – 1981 mierzeja cofnęła się o 180 m, tj. 3,6 m na rok. W latach 1932 – 1946 wartość cofania się brzegów mierzei wyniosła 60 m, a jego tempo — 4,3 m na rok. Za to w okresie 1946 – 1981, prędkości były mniejsze, wyniosły one 3,4 m na rok, przy czym w latach 1969 – 1982 linia brzegowa cofała się z prędkością 2,8 m na rok. Jak można zauważyć, również na tej mierzei na tle względnego podnoszenia się poziomu Morza Czarnego wystąpiło zmniejszenie prędkości abrazji.

W obu przytoczonych przykładach mierzeje limanów „sprzężone” są



Rys.2 Nałożone wykresy zmian średnich rocznych wartości cofania się mierzei (W_m m/rok) i poziomu morza (V_y cm) za okres 1968–1984 w rejonie przylądka Burnas na Morzu Czarnym

z aktywnymi klifami. Linia brzegowa tych form, zarówno akumulacyjnych jak i abrazyjnych, miała taki sam przebieg. Cofanie się klifów pociągało za sobą również cofanie się brzegów sąsiednich form akumulacyjnych. Zjawisko takie jest typowe dla wszystkich mórz w różnych strefach klimatycznych i przy różnej wielkości energii falowej. Sprzężone, wspólne cofanie się brzegów form abrazyjnych i akumulacyjnych W.P. Zenkowicz (1962) nazywa parami abrazyjno-akumulacyjnymi. Sprzężenie to uważał za główną przyczynę cofania się linii brzegowej form akumulacyjnych. Analiza dużej liczby przykładów potwierdza, że W.P. Zenkowicz miał wiele racji, gdyż cofanie się form akumulacyjnych na brzegach wyrównanych zachodzi w tych przypadkach, kiedy są one sprzężone z klifami zbudowanymi ze skał mało odpornych. Klify te podlegają szybkiemu niszczeniu przez fale sztormowe.

Zgodnie z opracowaną klasyfikacją skał pod względem stopnia odporności na abrazyję (Szujkij, Simieonowa, 1976), skałami mało odpornymi są głównie skały osadowe: słabo scementowane ilaste, piaszczyste, zwirowo-otoczkowe (z domieszką cząstek mułowych) pochodzenia deluwialnego, aluwialnego, colicznego, lodowcowego, jeziornego, przybrzeżno-morskiego i inne. Do nich zalicza się też najłabsze wapień, piaskowce, argillity, łupki, kredę, margle i inne. Jeśli natomiast formy akumulacyjne występują w sąsiedztwie klifów zbudowanych z granitów, bazaltów, kwarcytów, gnejsów i innych skał litych, to formy te są dynamicznie stabilne.

Liczne formy akumulacyjne w zatokach i zalewach zasilane są głównie przez materiał osadowy wynoszony przez rzeki lub ciekł okresowe. Dlatego ich dynamika związana jest głównie ze zmiennością zasilania w materiał osadowy. W okresach podwyższonego dopływu materiału osadowego formy akumulacyjne w zatokach narastają, w okresach małych dopływów — są one dynamicznie stabilne lub cofają się. Jako przykład mogą tu służyć zatokowe wybrzeża Morza Japońskiego w granicach ZSRR (zatoki: Rynda, Rudna, Olga, Walentin i inne), Oceanu Spokojnego we wschodniej części Półwyspu Kamczatka (zatoki: Achomten, Boczewinska, Zirowaja, Okrągła i inne), Morza

Beringa między przylądkami Olutorski i Nawarin (zatoki: Ekspedycji, Anastazji, Diezniewa i inne) oraz wiele innych rejonów. Wymienione wyżej przykłady odnoszą się do obszarów o różnym tempie i kierunku względnych zmian poziomu morza. Zgodnie z badaniami W. P. Zenkowicza i in. (1967), na brzegach Morza Japońskiego poziom wody ulega względnemu obniżaniu, na brzegach Oceanu Spokojnego — podnoszeniu, na brzegach Morza Beringa jest on względnie stabilny. W przytoczonych przykładach współczesna dynamika brzegów jest ściśle związana z reżimem zasilania ich w materiał osadowy.

W przykładach podawanych przez P. Bruuna i jego następców, po dokładniejszej ich analizie, również zauważalny jest związek rozwoju brzegów z wielkością ich zasilania w materiał osadowy. Według danych J. Glaesera (1978) planetarne rozpowszechnienie wysp barierowych w rejonach o różnych kierunkach ruchów tektonicznych i eustatycznych, uzależnione jest głównie od dwóch zasadniczych czynników:

- 1 – od zasilania w materiał osadowy i
- 2 – od nachyleń zbocza podwodnego.

Podaje on jako charakterystyczny przykład wybrzeża atlantyckie USA.

Za jeden z najważniejszych czynników cofania się brzegów wysp barierowych na wschodnich i południowych wybrzeżach USA, R. Dolan i jego współautorzy (1978), uważają spadek dopływu materiału osadowego, dostarczanego przez liczne rzeki.

T. Walton (1978) za główną przyczynę erozji brzegowej w stanie Floryda (USA) uznaje względne podnoszenie poziomu oceanu o 1,2 – 9,2 mm na rok. Dla powstrzymania tego negatywnego zjawiska proponuje on nasycenie strefy brzegowej materiałem osadowym i utworzenie dostatecznie dużych sztucznych plaż.

Wymienieni wyżej autorzy, wprost lub pośrednio, za główną przyczynę cofania się brzegów akumulacyjnych uznają deficyt budujących plażę materiałów osadowych. Na tę przyczynę wskazują również J. Gribbin (1984), R. Paskoff (1981, 1984), J. Szujский i M. Schwartz (1983) i inni.

Szczególnie zauważalny jest wpływ dopływu materiału osadowego na dynamikę linii brzegowych w obszarach ujść rzecznych. Wieloletnie badania W. N. Michajłowa i innych (1981) doprowadziły do sformułowania następującego głównego wniosku: fizyczna istota tworzenia i zmian odmorskiego skraju delty i dna na odcinku przyujściowym rzek zamyka się w zasadzie w zmianach bilansu rzeczno-morskiego materiału osadowego na tym odcinku. W charakterze czynników określających uwzględnia on średni roczny rozchód materiału osadowego i średni roczny potok energii falowej liczony dla istniejących nachyleń dna strefy przybrzeżnej. Tak więc, na obszarach ujść rzecznych W. N. Michajłow i jego współautorzy napotkali te same przyczyny współczesnej dynamiki brzegów, które wymienione są w pracach W. P. Zenkowicza (1962), L. G. Nikiforowa (1977), G. A. Safjanowa (1978). J. Gribbin (1984) na podstawie analizy licznych przykładów dochodzi do wniosku, że globalne rozmywanie brzegów związane jest nie z jedną, a z kilkoma przyczynami jednocześnie. I ani jedna z przyczyn nie jest tą główną, określającą (zmiany klimatu, poziomu morza, ilości opadów atmosferycznych, reżimu falowego, zasilania w materiał osadowy

i inne).

Wielu autorów wskazuje na ważne znaczenie reżimu falowego. Krótkookresowe deformacje linii brzegowych mogą mieć miejsce podczas nasilania lub osłabiania sztormów na tym lub innym odcinku strefy brzegowej. Powyżej przytaczano już przykłady z Morza Czarnego, gdzie w latach trzydziestych prędkość cofania się barier piaszczystych była wyższa niż w latach siedemdziesiątych XX w. Podobne zjawiska dają się prześledzić również i w dłuższych odcinkach czasowych.

Na południowym wybrzeżu Greifswalder-Bodden (Morze Bałtyckie, NRD) w rejonie Freesendorfu pomiary instrumentalne strefy brzegowej prowadzone były już od 1694 roku, a prace pomiarowe prowadzono co 20 – 30 lat. W minionym okresie prawie 300 lat brzegi, zbudowane z glin morenowych i osadów fluwiogłajalnych, a także towarzyszące im formy akumulacyjne cofały się ze średnią prędkością od 0,55 do 0,73 m na rok (Gomolka, 1971). Cofanie to było nierównomierne — raz szybsze, raz wolniejsze, w zależności od zwiększania się lub zmniejszania powtarzalności i długotrwałości sztormów. W okresach nasilenia sztormów prędkości abrazji osiągały 1,5 – 2,0 m na rok, w okresach względnego spokoju — brzegi w ogóle nie cofały się. Rejon Freesendorfu znajduje się w obszarze względnego podnoszenia się poziomu Morza Bałtyckiego. Ilość piaszczystego i grubszego materiału osadowego dostarczanego z różnych źródeł wynosi tu 3 – 5 m³/m na rok.

Drugi rejon, o podobnie długim ciągu obserwacji, znajduje się w warunkach względnego obniżania się poziomu Morza Bałtyckiego, również w NRD, w północno-zachodniej części wyspy Rugia i na północy wyspy Hiddensee. Niezależnie od obniżania poziomu brzegi w tych rejonach cofają się prawie z taką samą prędkością, jak w rejonie Freesendorfu — do 0,77 m na rok (Gurwell, Jäger, 1983). W latach 1695–1874 linia brzegowa cofała się o 0,21 m na rok, w latach 1874–1929 — o 0,35 m na rok, w latach 1929–1970 — o 0,17 m na rok, a w latach 1970–1978 — o 1,2 m na rok. Wahania te autorzy wiążą z wahaniami reżimu wiatrowego i falowego. Dostarczanie frakcji materiału osadowego budujących plażę wynosi tam 2 – 5 m³/m na rok.

W przytoczonych powyżej przykładach dla brzegów mórz Bałtyckiego i Czarnego podkreślano znaczny wpływ reżimu falowego na zmiany tempa cofania linii brzegowej w warunkach względnego podnoszenia się i obniżania poziomu morza, przy ogólnym deficycie materiału osadowego.

Jeden z autorów niniejszego artykułu przeprowadził badania brzegów 10 mórz Związku Radzieckiego, i w oparciu o literaturę — mórz Północnego oraz Śródziemnego. Na podstawie tych badań, specjalnie opracowaną metodą (Shuisky, Schwartz, 1983) obliczony został bilans materiału osadowego budującego plażę (frakcje powyżej 0,1 mm) dostarczanego do strefy brzegowej mórz ZSRR. Pozwoliło to uzyskać dane o zasobach przybrzeżno-morskiego materiału osadowego na brzegach akumulacyjnych niektórych mórz (poza rejonami ujść rzecznych).

Jednakże nie wszystkie cząstki osadowe, dostarczane do strefy brzegowej z różnych źródeł (abrazja klifów i benczów, dopływ rzeczny, materiały dostarczane colicznie, biogenicznie, chemogenicznie i w procesach wulkanicznych

oraz innych), uczestniczą w zasilaniu falowych form akumulacyjnych strefy brzegowej. Frakcje zawieszone (drobniejsze od 0,1 mm) są przede wszystkim wynoszone przez falowanie, pływy, spiętrzenie wiatrowe i inne prądy w odkryte morze. Wszystkie osady, i zawieszono i wleczone, mogą być wynoszone w obszary głębokowodne dna kanionami podwodnymi, przez lód morski, a w procesach eolicznych — również w stronę lądu. Dlatego dla falowych form akumulacyjnych pozostaje niedużo materiału osadowego. Na przykład, uwzględniając cały dostarczany i tracony materiał osadowy, formy akumulacyjne strefy brzegowej północnej i zachodniej części Morza Czarnego uzyskują najczęściej zaledwie 4 – 5 m³ na metr na rok frakcji powyżej 0,1 mm, we wschodniej części Morza Bałtyckiego — około 3–4 m³/m na rok, a we wschodniej części Morza Azowskiego — 2–3 m³/m na rok. Jest to bardzo mało, jako że stabilne narastanie linii brzegowej falowych form akumulacyjnych w warunkach wymienionych rejonów występuje wówczas, gdy z różnych źródeł dostarczane jest od 20 do 50 m³/m na rok materiału osadowego. Właśnie takie wysokie zasilanie odnotowywane jest w niektórych sektorach północno-zachodniej części Morza Ochockiego, na wyspie Kołgucjewa na Morzu Barentsa, w szeregu zatokach Morza Japońskiego i in., a formy akumulacyjne narastają tu niezależnie od względnego podnoszenia się lub obniżania poziomu morza.

Dokonano próby orientacyjnego określenia ilości frakcji budujących plażę i zasilających rozmywane brzegi Oceanu Światowego (Szujski, 1986). Frakcje wleczone (powyżej 0,1 mm) stanowią około 5% ogólnej ilości materiału wynoszonego przez rzeki (17,3 mld t na rok). Źródła abrazyjne dostarczają 4,3 mld t na rok frakcji powyżej 0,1 mm. Z pozostałych źródeł dostarczanych jest około 0,8 mld t materiału osadowego na rok. W sumie równa się to około 6 mld t na rok lub 3,5 mld m³ na rok.

Jak wspomniano wyżej, długość cofających się brzegów morskich osiąga 563 tys. km. W konsekwencji, średnia wielkość zasilania materiałem pochodzącym z abrazyj wynosi 10 – 11 ton na metr na rok (tj. 6 – 7 m³/m rok). Uzyskana średnia wartość jest kilkakrotnie mniejsza od tej, która jest niezbędna dla stabilizacji lub narastania brzegów akumulacyjnych. Z powyższego faktu można wyciągnąć wniosek, że właśnie deficyt osadów jest jedną z głównych przyczyn cofania się linii brzegowych współczesnych form akumulacyjnych. Tam gdzie występuje dostateczna ilość osadów (20 – 50 m³/m rok i więcej), obserwuje się narastanie brzegu lub też są to brzegi dynamicznie stabilne, jak na przykład ma to miejsce w deltach dużych rzek, na odcinkach „rozładowania” wzdłużbrzegowych potoków rumowiska, przy intensywnym dostarczaniu materiału osadowego ze stoku podwodnego oraz przy znacznych wyrzutach materiału podczas wybuchów wulkanicznych.

4. ANALIZA WYNIKÓW

Powstaje pytanie czy dostarczana z różnych źródeł na plażę ilość materiału osadowego jest wystarczająca (średnio 6 – 7 m³/m rok), dla zneutralizowania podwyższania się poziomu Oceanu Światowego. Aby odpowiedzieć na to pytanie przypomnijmy, że w rejonach występowania większości form akumula-

cyjnych poziom basenów wodnych podnosi się ze średnią prędkością 1–2 mm/rok (Klige, 1981). Szerokość stoku podwodnego, w granicach którego zachodzi abrazyjne cofanie profilu poprzecznego brzegu w stronę lądu, wynosi zwykle 1–2 km (do głębokości 10–15 m, a wg P. Bruuna, 1983 — nie więcej jak 20–21 m). Dla zachowania niezmiennych głębokości neutralizacja zmian spowodowanych podniesieniem poziomu oceanu z wymienioną wyżej prędkością wymaga, aby strefa brzegowa była zasilana od 1 do 4 m³/m/rok w materiał o frakcji grubszej od 0,1 mm (1–2 km • 1–2 mm). Jest to wartość 1,5–7,0 razy mniejsza niż ilość materiału dostarczana do strefy brzegowej z różnych źródeł. Tak więc mówiąc najogólniej, do strefy brzegowej z cofającymi się liniami brzegowymi trafia wystarczająco duża ilość osadów do tego, aby zrekompensować zmiany spowodowane podnoszeniem się poziomu oceanu jako czynnika cofania się linii brzegowych.

Dlatego w rzeczywistości cofanie się brzegów określane jest stosunkiem między wielkością podnoszenia się poziomu morza i zasilania w tworzące plaże frakcje osadów w obrębie form akumulacyjnych. Można tu wydzielić dwa skrajne przypadki:

a) do strefy brzegowej dostarczana jest maksymalnie możliwa ilość materiału osadowego, a poziom morza wykazuje względne obniżanie się z maksymalnie możliwymi prędkościami — linie brzegowe „narastają” z niewielkimi prędkościami;

b) do strefy brzegowej prawie nie dostarczane są budujące plaże osady i względne podniesienie poziomu następuje z prędkościami maksymalnymi — linia brzegowa cofa się z największą prędkością.

Takie przypadki występują w przyrodzie wówczas, kiedy sprzyja temu reżim falowy i nachylenie stoku podwodnego.

Przytoczone powyżej dane badań terenowych i schematy logiczne oraz obliczenia analityczne, pozwalają wyciągnąć wniosek, że „zasada Bruuna” jest jednym z przypadków szczególnych, całokształt których w zróżnicowanej naturze prowadzi do procesu globalnego cofania się około 75% linii brzegowych Oceanu Światowego.

Dlaczego jednak ten szczególny przypadek, ta hipoteza, była ogłoszona jako „zasada”, „prawo erozji brzegowej”.

Jak wiadomo opracowaniu „zasady Bruuna” towarzyszyło przyjęcie określonych ograniczeń i założeń (Bruun, 1962, 1980; Schwartz, 1867; Allison, 1980 i in.). Zostały one przedstawione również w naszej pracy (powyżej). Jeśli te założenia i ograniczenia odpowiadają warunkom rzeczywiście spotykanym w naturze, to są one słuszne. W przeciwnym przypadku nie mają one sensu. Wypowiemy swój stosunek do tych założeń.

Założenie 1. Analizując dokładniej ten warunek, szczególnie dla długich odcinków czasu, stwierdzić należy, że przebudowa profilu poprzecznego brzegu zachodząca pod wpływem podniesienia poziomu morza, nie zawsze zmierza do odtworzenia pierwotnego profilu brzegu. Wiąże się to ze wzrostem głębokości w strefie brzegowej, ze zmianami zarysu linii brzegowej oraz ze zmianą charakteru zasilania, a także ze zmianami właściwości fizycznych osadów, z których budowana jest forma akumulacyjna.

Założenie 2. W warunkach naturalnych podniesienie poziomu morza

najczęściej powoduje przesunięcie profilu brzegu i podwodnego stoku brzegowego w stronę lądu, jednak nie zawsze ma to miejsce.

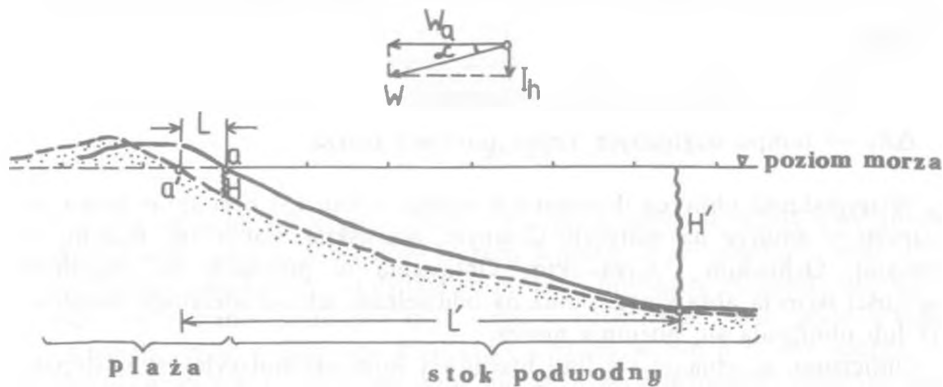
Założenie 3. Objętość osadów wymywanych z górnej części profilu poprzecznego (poniżej punktu z na rys. 1), nie może być równa objętości osadów, które gromadzą się w dolnej części profilu poprzecznego danego stoku (poniżej punktu z). Przeczyłoby to teorii „linii neutralnej Cornaglia” w warunkach tworzenia się osadów o różnym składzie granulometrycznym powyżej i poniżej punktu z. Ponadto przy brzegach morskich zachodzi również wzdłuż-brzegowe przemieszczanie materiału osadowego i rozmywanie górnej części profilu zasilane ten rodzaj transportu litoralnego, w wyniku czego w niektórych rejonach następuje akumulacja materiału i narastanie brzegu. Część osadów odkłada się w lagunach, limanach i zalewach na odlądowej stronie barier.

Założenie 4. Podnoszenie się przybrzeżnego dna ma różny charakter. Przy wypiętrzających pionowych ruchach tektonicznych z jednoczesnym podnoszeniem się poziomu morza o jednakowych prędkościach, względne położenie poziomu morza będzie stabilne. W tym przypadku „prawo Bruuna” traci sens. Jeśli podnoszenie przybrzeżnego dna następuje w wyniku akumulacji osadów, jak pokazano to na rys. 1, to równość e i a nie może zaistnieć z dwóch powodów. Po pierwsze, prędkość sedymentacji 3–9 mm/rok zdarza się w lagunach, limanach, fiordach i to nie wszędzie, a jedynie w rejonach o podwyższonym zasilaniu w materiał niesiony ze splywem rzeczny. Dla wyrównanych otwartych brzegów morskich takie przypadki nie są spotykane. Po drugie, powierzchnia dna powyżej punktu z jest zawsze mniejsza, niż poniżej tego punktu, co wynika z mniejszej stromości powierzchni dna przybrzeżnego. Ponadto, część materiału osadowego, wymywanego z profilu powyżej punktu z wnoszona jest w postaci zawiesiny do głębokowodnych obszarów morza. Dlatego też, jaka by nie była miąższość warstwy rozmywanej w górnej części profilu, miąższość warstwy akumulowanej w jego dolnej części jest zawsze mniejsza.

Założenie 5. Wzór P. Bruuna (1) ma charakter formalny, ponieważ nie uwzględnia wielu procesów przybrzeżno-morskich, występujących w warunkach naturalnych.

Przytoczona powyżej analiza założeń „zasady Bruuna” i ich realnej przydatności jeszcze raz wykazała, że hipoteza ta może wyjaśnić tylko jeden ze szczególnych przypadków cofania się brzegów akumulacyjnych, przy czym taki przypadek szczególny prawdopodobnie nie jest zbyt szeroko rozpowszechniony.

W warunkach naturalnych, w krótkich odcinkach czasu poprzeczny profil stoku podwodnego cofa się nierównomiernie, różne odcinki profilu cofają się z różnymi prędkościami. Nierównomierność ta zależy przede wszystkim od istniejącego nachylenia stoku podwodnego. Jeden z autorów niniejszego artykułu zaproponował klasyfikację mechanizmów cofania się profilu stoku podwodnego w zależności od stromości stoków (Szujskij, 1982). Za dłuższe okresy czasu, krzywe profilu brzegu niezależnie od ich stromości, przemieszczają się w stronę lądu, zgodnie ze schematem pokazanym na rys. 3. Jest to sumaryczny efekt podnoszenia się poziomu morza i wcięcia abrazyjnego fal morskich w powierzchnię stoku podwodnego, które prowadzi do cofania się linii brzegowej. Na ile pogłębi się stok podwodny, na tyle w końcowym rezultacie cofnie się linia



Rys. 3 Schemat rozwoju podwodnego profilu brzegu.

L – odległość o którą cofnęła się linia brzożowa od punktu a' w ciągu krótkiego okresu czasu;
 L' – odległość o którą cofnęła się linia brzożowa w ciągu długiego odcinka czasu; H – wielkość, o którą wzrosła głębokość za okres cofania się linii brzożowej na odległość L od punktu a ; H' – głębokość po zewnętrznej stronie stoku podwodnego. Pozostałe objaśnienia w tekście

brzożowa.

Prawidłowość ta była szczegółowo przedstawiona w monografiach O. K. Leontjewa (1961), W. P. Zenkowicza (1962), G. A. Safjanowa (1978) i innych autorów. Wnioski wynikające z tych prac i nasze doświadczenia badawcze wykazały, że przy deficycie osadów, podwodny stok brzożowy cofa się (a w ślad za nim i linia brzożowa), Niezależnie nawet od znaku względnych długookresowych wahań poziomu morza.

Wzajemny związek rozwoju stoku podwodnego i brzożu pozwolił J. D. Szujskiemu (1982) zaproponować metodę obliczania tempa abrazyj podwodnej. Jeśli podwodny stok stał się głębszy o wartość H za stosunkowo krótki odcinek czasu (lata lub dziesiątki lat), to nastąpiło to dlatego, że linia brzożowa cofnęła się na odległość L za ten okres. W dłuższych odcinkach czasowych, mierzonych długością „wypracowania” profilu całego stoku podwodnego, linia brzożowa z położenia wyjściowego cofała się o wartość L' i głębokość wzrosła odpowiednio o wartość H' (rys. 3).

Równocześnie cofanie się linii brzożowej z prędkością W_a i zwiększenie głębokości z prędkością I_h można określić jako wcięcie abrazyjne o wartości W :

$$W = W_a \cdot \cos(\alpha) \quad (2)$$

W następstwie czasu cofania się brzożu jest równy okresowi czasu abrazyjnego pogłębienia skłonu podwodnego. Ponieważ te procesy rozwijają się pod wpływem wszystkich działających w strefie brzożowej czynników, to krzywa poprzecznego profilu brzożu opisuje końcowy rezultat ich wpływu. Wniosek ten pozwolił na zaproponowanie wzoru dla określenia abrazyj dennej (Szujskij, 1982):

$$I_h = (W_a \cdot i_n) \pm \Delta K_y \quad (3)$$

gdzie:

$i_n = \frac{H}{L}$ — nachylenie stoku podwodnego;

ΔK_y — tempo względnych zmian poziomu morza.

Wiarygodność obliczeń dokonanych według wzoru (3) była sprawdzona pomiarami w naturze na morzach: Czarnym, Azowskim, Bałtyckim, Białym, Japońskim, Ochockim i Czukockim. Obliczenia te pozwoliły na określenie wielkości wcięcia abrazyjnego, oraz na oddzielenie ich od wielkości podnoszenia lub obniżania się poziomu morza.

Obliczono, że cofaniu się linii brzegowej form akumulacyjnych, następującemu z przeciętnymi prędkościami (tj. najczęściej 2 – 4 m/rok), towarzyszy tempo abrazyj dennej osiągające na badanych morzach prędkość rzędu pierwszych kilku centymetrów na rok. W tych przypadkach zachowany jest warunek, kiedy I_n jest większe od ΔK_y . W przypadku kiedy $I_n < \Delta K_y$ i powierzchnia plaży jest łagodnie nachylona, cofanie linii brzegowej określane jest przez względne podniesienie poziomu morza.

Wpływ różnokresowych wahań poziomu morza na proces przekształcenia profilu brzegu był przedmiotem wieloletnich obserwacji i badań prowadzonych przez drugiego z autorów na kilku poligonach stacjonarnych u wybrzeży mórz Kaspijskiego, Czarnego i Bałtyku (Musielak i in., 1975, Musielak, 1978, 1980). Badania te pozwoliły na ustalenie zależności przemieszczania się profilu brzegu od krótkookresowych zmian położenia poziomu morza, które mają następującą postać:

$$x = x_0 - \int_0^t (\mu \frac{dH}{dt}) dt \quad (4)$$

gdzie:

x — przesunięcie profilu brzegu,

x_0 — wyjściowe położenie profilu,

t — czas,

$\frac{dH}{dt}$ — zmiana położenia poziomu morza (dH) w czasie (dt),

μ — współczynnik empiryczny, uzależniony od kąta nachylenia brzegu (cotangens kąta) i składu granulometrycznego materiału budującego brzeg.

Badania te pozwoliły na wyjawienie złożonej struktury krótkookresowych wahań poziomu morza w jego strefie brzegowej (Massel, Musielak, 1980) oraz ich wpływu na procesy erozyjno-akumulacyjne przebiegające w strefie brzegowej (Musielaak, 1978, 1980).

Istotnymi elementami składowymi wspomnianych wahań są nie tylko spiętrzenia sztormowe ale również sejsze, fale baryczne i fale krawędziowe, które powodują przemieszczanie głównych stref dynamicznych i barier hydrodynamicznych, powstałych w wyniku oddziaływania rozwijających się w morskiej strefie brzegowej procesów falowych. Ponieważ wahania poziomu morza mają różną częstotliwość w czasie i różny zasięg przestrzenny, ich wpływ na prze-

kształcanie profilu brzegu i jego wewnętrzną strukturę przejawia się w tworzeniu różnorodnych systemów cyrkulacyjnych, mających zróżnicowany zasięg przestrzenno-czasowy (Musielak, 1980).

5. WNIOSKI

Przytoczone w niniejszej pracy dane i przeprowadzona dyskusja uzyskanych wyników badań, zmuszają do nowej oceny wpływu współczesnych wahań poziomu Oceanu Światowego na dynamikę brzegów morskich. Pokazują one ważną rolę dostarczania materiału osadowego i nachylenia stoku podwodnego oraz specyfiki reżimu falowego działającego na tle wahan poziomu morza.

Wpływ „względnych wahań poziomu morza” (tzw. wiekowych) związany jest przede wszystkim z neotektoniką danego obszaru. Wahania te mają przede wszystkim wpływ na kształtowanie ogólnego zarysu linii brzegowej, tj. powstawania zatok morskich i części lądu wysuniętych w morze. Nie mają one natomiast bezpośredniego wpływu na morfodynamiczne przekształcanie profilu brzegu, a wpływają jedynie na intensyfikację oddziaływania innych czynników i procesów. Tworzenie się i rozwój poszczególnych typów brzegu (abrazyjnych, akumulacyjnych) nie jest od nich uzależnione. Z kolei, krótkookresowe zmiany położenia poziomu morza, związane z wahaniami sezonowymi oraz wahaniami wewnątrzstormowymi mają bezpośredni wpływ na tworzenie zarysu linii wody i tworzenie różnej generacji komórek cyrkulacyjnych, festonów plazowych, a także na powstawanie określonej struktury form akumulacyjnych (warstwowanie plaży itd.).

Brzegi morskie rozwijają się z jednej strony pod wpływem zmieniającego się poziomu morza, przemieszczającego strefy oddziaływania głównych czynników hydrodynamicznych (falowanie, prądy), z drugiej strony rozwój ich uzależniony jest od budowy geologicznej oraz od nachylenia stoku podwodnego, wyjściowego zarysu linii brzegowej, ilości energii fal, a także od zasobów materiału osadowego i wpływu budowli hydrotechnicznych (wpływ czynnika antropogenicznego).

Cofanie się współczesnych linii brzegowych Oceanu Światowego następuje więc pod wpływem nie jednego, a wielu czynników. W różnych warunkach fizyczno-geograficznych jakiś jeden czynnik może być wiodącym, ale nie jedynie możliwym. Analizując przebieg rozpatrywanych procesów w ciągu długiego okresu czasu zauważamy, że ten lub inny czynnik może być głównym lub drugorzędym, a jego rola może zmieniać się w poszczególnych krótszych odcinkach czasu.

Przedstawione w tej pracy materiały pokazują też twórczy wpływ hipotezy P. Bruuna na aktywizację badań procesów zachodzących w strefie przybrzeżno-morskiej, na rozwiązanie ważnego problemu geograficznego — wyjaśnienia przyczyn globalnego rozpowszechnienia procesów cofania się brzegów Oceanu Światowego.

LITERATURA

1. Allison H. 1980. *Enigma of Bruun's formula in shore erosion*. In: Proc. Bruun Symp. Newport. R. 1. Nov. 1979.
2. Arczikov J. I. 1980. *Tendencji razwitija bieregow dalniewostocznych morzej*. W: Klimomorfogenez i regionalnyj geogr.prognoz. Wladywostok. DWNC AN SSSR. s. 111 – 118.
3. Bird E. C. F. 1981. *Recent changes on the World's sandy shorelines*. In: Coastal dynamics and scient.sittes. Mat. 24 IGC Ed. E. Bird and K. Katsui. Tokyo. p. 5 – 30.
4. Bruun P. 1962. *Sea level rise as a cause of shore erosion*. Proc. Amer. Soc. Civil Eng. Journ. Water. Harb. Div. 88. p. 117 – 130.
5. Bruun P. 1980. *The „bruun rule” — discussion on boundary condition*. In: Proc. Bruun Symp. Newport. R. 1. Nov. 1979. IGC. p. 79 – 83.
6. Bruun P. 1983. *Review of the conditions for uses of Bruun Rule of erosion*. In: Coastal Eng. 7. p. 77 – 89.
7. Dolan R., Hayden B., Heywood J. 1978. *A new photogrammetric method for determining shoreline erosion*. in: Coastal Eng. 2. No 1. p. 21 – 39.
8. El-Wakeel S.K., El-Sayed M. Kh., Malmoud B. 1980. *The evolution of Aleksandria beaches: a preliminary study*. In: Thalassia Jugosl. 16. No 1. p. 1 – 8.
9. Gibb J. G. 1978. *Rates of coastal erosion and accretion in New Zealand*. In: N. Z. Journ. Mar. and Freshwater Res. 12. No 4. p. 429 – 458.
10. Glaeser J. D. 1978. *Global distribution of barrier islands in terms of tectonic setting*. In: J.Geol. 86. No 3. p. 283 – 297.
11. Gomolka A. 1971. *Der Uferrückgang bei Fresendorf*. In: Wiss. Z.E.M. Arndt Univ. Greifswald. Math.-naturwiss. R. 20. No 1 – 2. s. 19 – 25.
12. Gribbin J. 1984. *The World's beaches are vanishing*. In: New Sci. 102. No 1409. p. 30 – 32.
13. Gurwell B. R., Jäger B. 1983. *Küstenveränderung und Küstenschutz, dargestellt am Beispiel des Abschnittes Dranske (Rügen)*. In: Petermanns Geogr. Mitt. No 1. s. 15 – 24.
14. Klige R. K. 1981. *Oценка sowremiennych wertikalnych dwizenij bieregow po izmieneniju urownia okeana*. Nauka. s. 11 – 17.
15. Koike K. 1975. *Preliminary notes on recent changes of sandy shorelines in Japan*. In: Rep. 23 Int. Geog. Cong. p. 11.
16. Leatherman S. P., Rise T. E., Goldsmith V. 1982. *Virginia barrier island configuration: a reappraisal*. In: Science. 215. No 4530. p. 285 – 287.
17. Leontjev O. K. 1961. *Osnovy geomorfologii morskich bieregov*. Moskva. Izd. Mosk. Univ. ss. 418.
18. Leontjev O. K., Nikiforov L. G., Safjanov G. A. 1975. *Geomorfologia morskich bieregov*. Moskva. Izd. Mosk. Univ. ss. 336.
19. Martini I. P., Cowell D. W., Wickware G. M. 1980. *Geomorfology of southwestern James Bay: a low energy, emergent coast*. In:

- Rap. Geol. Surv. Canada. 80, p. 293.
20. Massel S., Musielak S. 1980. *Long-period oscillation in surf zone*. In: Rozprawy Hydrot. vol. 41. p. 79 – 85.
 21. Michajłov W. N., Iwanov A. N., Lutikov A. W., Połonskij W. F. 1981. *Morskoj kraj delt kak rezultat wzaimodiejstvija reki i morja*. W: Bieregowaja zona morja. Moskva. Izd.Nauka. s. 26 – 32.
 22. Musielak S. 1978. *Procesy litodynamiczne w strefie przyboju*. „Oceanologia” Nr 8. s. 5 – 56.
 23. Musielak S. 1980. *Impact of basic hydrodynamical factors on beach dynamics*. „Rozprawy Hydrot.”. vol. 41. p. 159.
 24. Musielak S. 1988. *Morfolitodinamika bieregovoj zony bezprilivnovo morja (na primiere bieregov PNR)*. Aftoref.diss. na step.dokt.geogr.nauk. Izd.Mosk.Univ. Moskva. ss. 38.
 25. Musielak S., Szulak B. A., Tabaczkov V. S. 1975. *From studies on the processes of formation of accumulative sea-shore beaches*. „Oceanologia” Nr 4. s. 153 – 165.
 26. Nikiforov L. G. 1977. *Strukturnaja geomorfologia morskich pobierezij*. Moskva. Izd. Mosk. Univ. ss. 175.
 27. Paskoff R. 1981. *L'Erosion dec côtes*. Paris. ss. 128.
 28. Paskoff R. 1984. *Erosion et protection des plages: une nouvelle approche*. In: L'Hydraul. et la maîtr. du litt. 7. p. 71 – 7.
 29. Rosa B. 1984. *Rozwój brzegu i jego odcinki akumulacyjne*. W: *Pobrzeże Pomorskie*. Ossolineum. s. 67 – 120.
 30. Safjanov G. A. 1978. *Bieregowaja zona okeana w XX veke*. Izn. Musl. Moskva. ss. 263.
 31. Schwartz M. L. 1967. *The Bruun theory on the sea level rise as a cause of shore erosion*. Jour.Geol. 75. p. 79 – 92.
 32. Selwood E. B., Coe K. 1963. *Large-scale terminal curvature affecting the cliffs west of Castletown-Berehaven*. In: Proc. Geol. Assoc. 74. No 4. p. 461 – 465.
 33. Shepard F. P., Wanless I. E. 1971. *Our changing coastline*. N.-Y. McGraw Hill Book Co. pp. 579.
 34. Shuiskuy Y. D. and Schwartz M. L. 1981. *Dynamics and morphology of barrier beaches of Black Sea coast limans*. In: Shore and Beaches. 49. No 3. p. 45 – 50.
 35. Shuisky Y. D., Schwartz M. L. 1983. *Basic principles of sediment budget study in the coastal zone*. In: Shore and Beaches. 51. No 1. p. 34 – 40.
 36. Szujuskij J. D. 1979. *O roli processov abrazji v pitanii obłomocnym materijalom Mirovovo okeana*. W: „Oceanologija” 19. No 1. Moskva. s. 117 – 121.
 37. Szujuskij J. D. 1982. *Abrazja podwodnovo sklona v vostočnoj czast Baltijskovo morja*. „Baltica” 7. Vilnius. s. 223.
 38. Szujuskij J. D. 1986. *Problemy issledovanija balansa nanosov v bieregovoj zonie morej*. Gidromet. Leningrad. ss. 240.
 39. Szujuskij J. D., Simeonova G. A. 1976. *O vlijanii geologičeskovo strojenija morskich bieregov na processy abrazji*. W: Dokl. Bolg. AN Sofija. 29. No 2. s. 241 – 243.