Wybrane aspekty hydro- i morfodynamiki brzegu południowego Bałtyku w świetle zjawisk klimatycznych

Dr hab. inż. Rafał Ostrowski, prof. dr hab. inż. Zbigniew Pruszak Instytut Budownictwa Wodnego PAN w Gdańsku

Procesy i zjawiska fizyczne występujące w granicach danego akwenu morskiego charakteryzują się przyczynowo-skutkowym łańcuchem zdarzeń, w którym dwoma jego pierwszymi częściami jest dynamika globalnych zjawisk i anomalii klimatycznych (skale oceanów czy kontynentów) oraz warunki meteorologiczne wybranego obszaru morskiego (układy baryczne, wiatr, lokalne zaburzenia klimatu). Następnym ogniwem takiego łańcucha jest hydrodynamika, a w jej ramach: wahania poziomu morza, falowanie i prądy. Końcowym ogniwem jest morfodynamika powiązana z geodynamicznymi cechami brzegu. Procesy fizyczne tworzące ostatnie ogniwo mają mniejsze skale, począwszy od wymiarów średnich i lokalnych rzędu $10^2 \div 10^4$ m, a skończywszy na bardzo małych związanych z punktowym wzajemnym oddziaływaniem ruchu wody i dna morskiego. Schemat takiego łańcucha zdarzeń przedstawiono na rys. 1.

Najbardziej dynamiczną część akwenu morskiego stanowi strefa brzegowa. Podchodzące od strony głębokiego morza falowanie ulega złożonej transformacji polegającej na zmianie szeregu parametrów ruchu falowego. Wynika to z faktu, że wskutek zmiany (zmniejszania się) głębokości w trakcie podchodzenia fali do brzegu, pomimo zachowania energii falowania, następuje jej wzrost w odniesieniu do jednostki sfalowanej powierzchni morza. Objawia się to wzrostem wysokości fali, co prowadzi do utraty stabilności i załamania profilu fali. Dyssypacja energii fali wiąże się z generowaniem różnych przepływów wody – prądów pochodzenia falowego. Ilość i forma dyssypacji energii na danej głębokości wynika z ciągłego dążenia do równowagi pomiędzy parametrami fali (skumulowaną w tym miejscu jej energią) a lokalną głębokością wody pozwalającą na stabilny ruch falowy.

Energia ruchu falowego od pewnej głębokości zaczyna aktywnie oddziaływać na dno, generując ruch zalegających na nim osadów skutkujący zmianami batymetrycznymi i tworzeniem się różnych form dennych. Proces ten charakteryzuje się ciągłą zmiennością wzajemnych oddziaływań ruchu wody – dno mor-



Rys. 1. Schemat przyczynowo-skutkowego łańcucha zdarzeń fizycznych w akwenie morskim

skie, przy jednoczesnej dużej losowości występujących zjawisk. Współzależność zjawisk hydrodynamicznych i morfodynamicznych w znacznym stopniu zależy od czynników antropogenicznych, tj. budowli hydrotechnicznych położonych w różnej odległości od brzegu, a ponadto od lokalnych cech środowiskowych, takich jak geomorfologia czy przykładowo występowanie ujść rzecznych. W tym złożonym systemie fizycznym istotna jest geometria strefy brzegowej, tj. obecność rew i ich liczba, występowanie płytkich obszarów piaszczystych (ławic) lub obniżeń dna, czy też kształt linii brzegowej z różnymi elementami morfologicznymi rodzaju festonów, zatoczek, itp.

Zwykle przyjmuje się, że batymetrycznie zmienna część dna morskiego znajduje się w obszarze od linii brzegowej do pewnego granicznego punktu profilu poprzecznego brzegu. Głębokość w tym punkcie (tzw. głębokość zamknięcia) dla każdego rodzaju brzegu jest zazwyczaj różna, gdyż zależy ona nie tylko od intensywności występujących w tym obszarze zjawisk hydrodynamicznych, ale również od charakterystyki osadów tworzących dno morskie i od morfologii dna, przejawiającej się głównie obecnością (lub brakiem) rew. Wytracanie energii fali głębokowodnej w całym obszarze "aktywnego dna" w mniej lub bardziej gwałtowny sposób trwa aż do momentu nabiegania fali na skłon plażowy.

Wyniki badań prowadzonych w różnych obszarach wielorewowej strefy brzegowej południowego Bałtyku wskazują, że najczęściej w tych obszarach występuje łagodnie nachylone dno. Brzegi te klasyfikuje się jako dyssypacyjne (rozpraszające energię falową), które w odróżnieniu od brzegów refleksywnych (odbijających energię falową), charakteryzują się występowaniem wielokrotnego załamywania się fali i stopniową dyssypacją energii falowej.

Prezentowana praca poprzez bardzo syntetyczne spojrzenie i ocenę dynamiki strefy brzegowej, opartą głównie na badaniach wcześniej już publikowanych przez autorów, ma na celu przedstawienie w prosty sposób zmienności wybranych elementów hydro- i morfodynamiki strefy brzegowej, w tym głównie wielorewowej, z wykorzystaniem splotu przyczynowo-skutkowego. Wykonuje się to w kontekście obserwowanych obecnie zmian i anomalii klimatycznych mających różne skale przestrzennoczasowe. Rozważania opierają się na badaniach prowadzonych od wielu lat w rejonie Morskiego Laboratorium Brzegowego (MLB) IBW PAN w Lubiatowie. Ze względu na lokalizację oraz panujące tam warunki meteo-hydro-morfodynamiczne, wyniki badań z MLB Lubiatowo można uznać za reprezentatywne dla większości brzegów południowego Bałtyku.

GLOBALNE ZJAWISKA KLIMATYCZNE

Przyjmuje się, że główną siłą sprawczą erozyjno-akumulacyjnych procesów brzegowych jest falowanie oraz zmienność poziomu wody. Oba te procesy w rejonie południowego Bałtyku zależą od warunków anemobarycznych. Dodatkowym okresowym czynnikiem powodującym wahania poziomu wody mogą być wlewy wód oceanicznych z Morza Północnego przez Cieśniny Duńskie. Istotnym, a w niektórych przypadkach nawet kluczowym sprawcą różnych anomalii pogodowych występujących w rejonie południowego Bałtyku, stają się w ostatniej dekadzie wzmożone zaburzenia w Oscylacji Północnego Atlan-

tyku (North Atlantic Oscillation) określane symbolem NAO. Oscylacje te są wynikiem zmian w różnicach ciśnień atmosferycznych pomiędzy północnymi rejonami Atlantyku i Arktyki a podzwrotnikowymi obszarami Oceanu Atlantyckiego, a dokładniej pomiędzy dwoma guasi-stacjonarnymi atlantyckimi układami barycznymi, tj. Wyżem Azorskim i Niżem Islandzkim. Różnice te są mierzone niestabilnym wskaźnikiem (indeksem) NAO. Zachwianie okresowej równowagi pomiędzy Wyżem Azorskim i Niżem Islandzkim skutkuje wielkoskalowymi zmianami atmosferycznymi w obszarze Północnego Atlantyku, które sięgają także rejonu Bałtyku. Dodatnia wartość wskaźnika NAO (NAO > 0) oznacza, że ciśnienie w Wyżu Azorskim rośnie, a w Niżu Islandzkim maleje. Odwrotną sytuację symbolizuje ujemna wartość tego wskaźnika (NAO < 0). Najczęściej średnioroczny indeks NAO oscyluje w przedziale od -2 do +2. W dłuższych skalach czasowych nie zaobserwowano dotad wyraźnej okresowej zmienności wskaźnika NAO, chociaż można, na podstawie starszych obserwacji, mówić o pewnej guasi-ośmioletniej jego cykliczności [5]. Zaburzenia wskaźnika NAO w ostatnich latach najwyraźniej objawiają się wysokimi wartościami wskaźnika NAO w okresie zimy. Przykładem tego są dwie ostatnie zimy, w tym szczególnie zima 2014/2015, kiedy wartość NAO prawie nigdy nie spadła poniżej zera (rys. 2). Wynikiem tego było wystąpienie ostrych epizodów zimowych z dużymi minusowymi temperaturami i śnieżycami wzdłuż wschodniego wybrzeża Ameryki Północnej, a brak zimy w Europie Zachodniej i w Polsce, z dodatnimi temperaturami bijącymi rekordy w historii pomiarów.

Podsumowując, przyjmuje się, że dodatni wskaźnik NAO jest wynikiem powstawania zachodniej cyrkulacji z różnymi jej anomaliami kierującymi ciepłe i wilgotne powietrze nad Europę Zachodnią i dalej – w rejon Bałtyku. Odwrotnie, wystąpienie ujemnej wartości tego wskaźnika oznacza napływ zimnych mas powietrza z północy i wschodu. Innymi słowy, dodatnia wartość indeksu NAO w okresie zimowym to napływ ciepłego oraz wilgotnego powietrza atlantyckiego nad Europę (łagodna zima i liczne wędrujące z zachodu na wschód układy niżowe) przy jednoczesnym występowaniu zimnego i bardziej suchego powietrza nad Kanadą oraz północno-wschodnimi obszarami USA. Globalne cyrkulacje powietrza w rejonie Północnego Atlantyku (szczególnie zimą) to także wynik zderzenia u wschodnich wybrzeży USA ciepłych prądów oceanicznych płynących od strony południowej Oceanu z zimnym powietrzem przemieszczającym się znad rejonów podbiegunowych. Ta wzajemna interakcja pomiędzy atmosferą i oceanem powoduje w ostatnich okresach zimowych cyrkulację strefową objawiającą się między innymi generacją w zachodnich rejonach Atlantyku pogłębionych układów niżowych, które przemieszczają się na wschód i dochodzą do Europy. Jeśli w tym okresie w sąsiedztwie niżów pojawi się układ wyżowy, to wskutek dużego zagęszczenia izobar nastąpi silny skok ciśnień generujący zjawiska sztormowe przechodzące nawet w zjawiska ekstremalne, rodzaju huraganów.

Zjawisko NAO i jego zmienność ma duży wpływ na procesy brzegowe występujące w obszarach Południowego Bałtyku. Podwyższenie wskaźnika NAO w okresie zimowym powoduje z reguły intensyfikację sztormów, a także, wskutek podwyższonej temperatury powietrza i wody, brak zlodzenia strefy brzegowej, które normalnie w okresie zimy tworzy naturalną ochronę brzegu przed erozją podczas silniejszego falowania.

Na zjawiska związane ze zmiennością NAO może, już w formie znacznie łagodniejszej, nakładać sie w rejonie Morza Bałtyckiego zespół zjawisk klimatycznych o nazwie *El Niño (La Nina* i *El Viejo)* określanych wspólnym terminem ENSO (*EL Niño Southern Oscillation*). Zjawiska *El Niño* są generowane okresowo (3 ÷ 6 lat) w równikowych i podzwrotnikowych rejonach Pacyfiku i mają skale globalne [9]. Stąd mogą pojawiać się wielkoskalowe perturbacje różnych elementów środowiska morskiego i zmienności klimatyczne obserwowane w innych, bardzo odległych, akwenach morskich na półkuli północnej. Efekty zjawiska ENSO w rejonach kuli ziemskiej oddalonych od Pacyfiku (jeżeli występują) są wyraźne słabsze niż w obszarze ich bezpośredniej generacji.

Wyniki obserwacji i badań potwierdzają znaczny wpływ zjawiska ENSO przede wszystkim na temperaturę światową, w tym szczególnie w rejonie Pacyfiku i Oceanu Indyjskiego. W tym rejonie ma to miejsce bez przesunięcia w funkcji czasu.



Rys. 2. Oscylacje indeksu NAO w okresie zima-wiosna 2014/2015

Uwzględniając przesunięcie czasowe (opóźnienie, które sięgać może nawet kilku miesięcy) pomiędzy zjawiskiem *El Niño* generowanym na Pacyfiku w stosunku do jego efektów w innych regionach świata, można stwierdzić, że ograniczone skutki zjawiska ENSO docierają nawet do granic Polski. Jeśli już pojawią się, to raczej mniej wpływają bezpośrednio na zjawiska morskie, a bardziej na obszary lądowe, np. w postaci wzrostu intensywności opadów lub występowania dłuższych okresów suszy.

LOKALNE ZJAWISKA METEOROLOGICZNE

Parametry wiatru zarejestrowane w MLB Lubiatowo w okresie 15.12.2014 – 14.04.2015, tj. w tym samym czasie, w jakim na rys. 2 przedstawiono przebieg zjawiska NAO, obrazuje rys. 3. Z porównania obu rysunków widać, że najsilniejsze wiatry pojawiają się w okresie występowania dużych wartości wskaźnika NAO osiągającego wartości bliskie +2. W bezpośrednim porównaniu należy uwzględnić pewne zmienne przesunięcie czasowe pomiędzy chwilą powstania wysokiego wskaźnika NAO na Atlantyku a generacją silnych wiatrów dochodzących w porywach do 15 ÷ 30 m/s w obszarze południowego Bałtyku. Podsumowując, potwierdza się w okresie zimowo-wczesnowiosennym wyraźna korelacja pomiędzy dużymi (dodatnimi) wartościami NAO a występowaniem okresów sztormowych w rejonie południowego Bałtyku.

Z analizy parametrów wiatru zarejestrowanych w MLB Lubiatowo w okresie 15.12.2014 – 14.04.2015 wynika również, że najsilniejsze wiatry występowały z sektora W-N, np. w dniach 2-3 i 10-11 stycznia 2015 (w obu terminach kierunek W), 7 i 8 lutego 2015 (kierunek W przechodzący w N) oraz 30 marca 2015 (kierunek w przybliżeniu W). Jednak występowały również sytuacje, w których silny wiatr wiał z innych kierunków, np. w dniach 15-16 lutego 2015 (kierunek E przechodzący w SE) lub 18-19 lutego 2015 (kierunek SW).

CHARAKTERYSTYKI HYDROLOGICZNE

Charakterystyczny roczny cykl cyrkulacji atmosferycznej występujący u wybrzeży południowego Bałtyku powoduje, że w okresie wiosennym i wczesnoletnim najczęściej następuje obniżanie się poziomu morza (częste wiatry z sektora odbrzegowego), natomiast w okresie jesienno-zimowym obserwuje się jego wzrost. W konsekwencji niższy średni poziom wody (poziom, na którym występuje ruch falowy) wiosną i latem sprzyja w tym okresie procesom stabilizacji brzegu, a nawet zjawisku akumulacji. Zagrożenia silniejszej erozji brzegu (plaży i wydm) pojawiają się w okresie jesienno-zimowym, kiedy występują najsilniejsze wiatry, a jednocześnie, ze względu na dodatnie temperatury w ostatnich latach, brak zalodzenia w sąsiedztwie linii brzegowej. Przeważające w tym okresie wiatry z kierunków północno-zachodnich wywołują wlewy do Bałtyku wód z Morza Północnego, które dodatkowo mogą podnosić średni poziom morza w obszarze południowego Bałtyku. Przy średnim poziomie morza równym 500 cm (zero wodowskazu w układzie Amsterdam) zakres długookresowych, średnio-miesięcznych oscylacji poziomu wody w morzu jest nieduży i zmienia się od 512 cm w grudniu do 490 cm w maju [3].



Krótkookresowe zmiany poziomu morza są związane ze spiętrzeniami wiatrowymi. W trakcie silnych wiatrów dobrzegowych ekstremalne spiętrzenia sztormowe mogą dochodzić do wartości $\Delta h \approx 1,5$ m, a w sytuacji kiedy towarzyszą im wlewy wód z Morza Północnego nawet do 200 cm ponad poziom średni [13]. W warunkach takich okresowa dyssypacja energii fali i jej dynamiczne oddziaływanie na dno może następować w bezpośrednim sąsiedztwie wydmy i powodować jej silną erozję. Z drugiej strony, w przypadku dłuższych i silniejszych wiatrów odlądowych są obserwowane okresowe ekstremalne, wskutek odpychania wody od brzegu, obniżenia poziomu wody w badanym obszarze morza dochodzące do $\Delta h \approx -100$ cm.

Wyraźnie większe i bardziej dynamiczne, w odróżnieniu od długookresowych, są krótkookresowe wahania poziomu morza utożsamiane ze sztormami i one decydują o morfodynamice brzegu. Szczegółowe wartości wahania poziomu morza są związane z kształtem i ekspozycją brzegu. W przypadku brzegów zatokowych wskutek zbiegania się mas wody poziomy wody w trakcie sztormu mogą być wyższe. W prowadzeniu pomiarów wahań poziomów wody należy także wziąć pod uwagę usytuowanie mareografu. Nie powinno być zaskoczeniem, że pomiary w portach lub wydzielonych, osłoniętych akwenach wodnych są wartościami bardziej statycznymi i wyraźnie niższymi od uzyskiwanych w warunkach otwartego brzegu morskiego. W tych drugich warunkach wahania poziomu morza nie są izolowane przez duże konstrukcje inżynierskie lub osłaniający je brzeg od falowo-prądowych ruchów wody dodatkowo generujących zjawisko zmiany średniego poziomu morza (set-up i set-down). Dochodzą do tego efekty związane z występowaniem na otwartych obszarach wodnych fal podgrawitacyjnych/krawędziowych czy możliwości zaburzeń ruchu wody wskutek elementów morfologicznych. Krótkie i fragmentaryczne jednoczesne pomiary wahań poziomu morza w trzech różnych lokalizacjach (Łeba, Lubiatowo, Gdańsk - Port Północny) pokazują, że różnice mogą

dochodzić nawet do kilkudziesięciu centymetrów [14]. Analizując jednoczesne wskazania kilku mareografów, należy uwzględnić lokalne różnice w charakterystykach wiatru (prędkości, kierunku) oraz geometrii brzegu. Wahaniom poziomu morza towarzyszy falowanie i związana z nim energia, która podlega stopniowej dyssypacji w obszarze strefy brzegowej.

Wysokość głębokowodnej fali znacznej (H_s) mierzona w strefie brzegowej często przekracza wartość 1 m. Notowane w ciągu ostatnich lat maksymalne wysokości fali znacznej (H_s)_{max} dochodzą do 5 m, a fali maksymalnej H_{max} przekraczają nawet 7 m. Okresy fali średniej T_{sr} wahają sie od około 3 do 7,5 s, przy czym na ogół przeważa falowanie wiatrowe o okresach z przedziału 4 ÷ 5 s. Okres fali znacznej T_s w trakcie silnego sztormu może przekraczać wartość 9 s. Przy wietrze z kierunków odmorskich przeważają sytuacje, w których falowanie podchodzi do brzegu z sektorów zachodnich i północno-zachodnich. Przykładowy kilkumiesięczny ciągły zapis wysokości fali głębokowodnej z MLB Lubiatowo w okresie zimowym 2014/2015 przedstawiono na rys. 4.

Jak już wspomniano, podczas transformacji i załamywania się fal wysokość fali i związana z nią energia maleje stopniowo. Uśredniona (obejmująca różne wysokości fali mierzone wskaźnikiem H_{ms}), względna ilość głębokowodnej energii fali dochodzącej w bliskie sąsiedztwo brzegu (głębokości $h \approx 0,5$ m) zmniejsza się o około 60% [13]. Oznacza to, że w przeciętnych warunkach większa część głębokowodnej energii fali rozprasza się w procesie jej transformacji nad profilem wielorewowym, a tylko około 40% dochodzi do okolic linii brzegowej. Uwzględniając ten fakt, otrzymuje się, że średnioroczna ilość całkowitej energii fali głębokowodnej, która dociera w bezpośrednie sąsiedztwo linii brzegowej, wynosi około $E = 0,37 \cdot 10^5$ J/m [13]. Należy jednocześnie dodać, że w przypadku dużego falowania (sztormu) znacznie więcej niż 60% głębokowodnej energii fali będzie ulegać dyssypacji nad rewami i tylko relatywnie nie-



Rys. 4. Wysokość fali pomierzona za pomocą boi falowej w MLB Lubiatowo na głębokości h = 18 m w okresie zimowym 2014/2015

wielka jej ilość, rzędu 20% i mniej, będzie osiągać okolice linii brzegowej. Natomiast przy małych wysokościach fali głębokowodnej fale będą przechodzić bez większej utraty energii nad rewami i dochodzić w bliskie sąsiedztwo brzegu.

Obok podstawowych struktur falowych rodzaju fal wiatrowych w strefie brzegowej w bliskim sąsiedztwie linii brzegowej jednocześnie mogą istnieć specyficzne ruchy falowe określane jako fale podgrawitacyjne. W ich skład wchodzą fale krawędziowe (*edge waves*) oraz inne quasi-rytmiczne zaburzenia ruchu wody hipotetycznie wiązane z procesami samoregulacji brzegu. Wszystkie te hydrodynamiczne struktury nie tylko nie wykluczają się, ale wręcz przeciwnie, mogą powodować wzajemne wzmacnianie i przyspieszanie przykładowo zjawiska formowania się rytmicznych form brzegowych. Istnienie fal krawędziowych w strefie płytkowodnej można przyjąć za kluczowy mechanizm wzajemnego wzbudzania i wzmacniania się rytmicznych struktur hydrodynamicznych z morfologicznymi [10, 12].

Z analiz widm falowych mierzonych w sąsiedztwie brzegu otrzymano, w warunkach południowego Bałtyku, istnienie dwóch wyraźnych niskoczęstotliwościowych pików energii falowania o okresach $T_k \approx 100 \div 120$ s i $T_k \approx 30 \div 40$ s [10, 11]. Wartości te zidentyfikowano jako okresy progresywnych wzdłużbrzegowych fal krawędziowych związanych odpowiednio z modami n = 2 oraz n = 9. Wykorzystując równanie dyspersji dla fal krawędziowych

$$L_k = \frac{g}{2\pi} T_k^2 (2n+1) \tan \beta \tag{1}$$

otrzymuje się, że fale o okresach $T_k \approx 100 \div 120$ s związane z modą n = 2 mają długość około 1500 ÷ 1700 m, a fale o okresach $T_k \sim 30 \div 40$ s i modzie n = 9 mają długość około 400 ÷ 450 m.

Kontynuację badań dotyczących fal krawędziowych stanowią pomiary prowadzone obecnie w MLB Lubiatowo. Są one wykonywane na czterech sondach pomiarowych umieszczonych w strefie przybrzeżnej, na głębokościach od 0,8 do 1,5 m. Wyniki tych pomiarów umożliwią bardziej precyzyjną i mniej arbitralną identyfikację długości fal krawędziowych, co z kolei pozwoli na proste określenie liczb modalnych związanych z tymi falami.

CHARAKTERYSTYKI MORFOLOGICZNE

W zależności od zakresu wahań poziomu morza oraz ilości energii ruchu falowego dochodzącej do brzegu następuje jego odpowiedź. W kierunku wzdłużbrzegowym wyraża się to w postaci zmienności linii brzegowej wraz z całym systemem elementów morfologicznych, a w kierunku poprzecznym do brzegu poprzez przebudowę płytkowodnego i nadwodnego profilu brzegu (łącznie z rewami).

Wśród licznych form linii brzegowej jest obserwowane występowanie charakterystycznych, wyraźnie zarysowanych występów (*cusp horns*) oraz łagodnych zatoczek (*cusp bays*) [12]. W naturze, wzdłużbrzegowe wymiary pojedynczych zafalowań linii brzegowej mogą zmieniać się od kilku do wielu setek metrów. Znajomość zarówno rozmiarów, jak zakresu ich zmienności, jest ważnym elementem inżynierii brzegów. Istniejące koncepcje i hipotezy w większości wiążą powstawanie tych morfologicznych cech bądź z występowaniem fal podgrawitacyjnych (fale krawędziowe), bądź z procesami tzw. samoregulacji brzegu (*self-organizing processes*). Dość hipotetycznie definiowany proces samoregulacji brzegu, w tym kontekście, określa się jako wzajemne dynamiczne oddziaływanie morfologicznych elementów brzegowych z wzdłużbrzegowo zmiennymi strukturami i zaburzeniami falowo-prądowymi. Zaburzenia te mają przestrzennie zmienną intensywność i mogą zależeć od lokalnych charakterystyk brzegu, co może tłumaczyć odcinkowe tylko występowanie rytmicznych form brzegowych.

Jak wykazują obserwacje wzdłużbrzegowych zafalowań linii brzegowej południowego Bałtyku, istnieje stosunkowo duża liczba różnoskalowych form brzegowych przy jednoczesnej małej ich stabilności. Generalnie, w warunkach Bałtyku są one znacznie słabiej zarysowane i mniejsze, szczególnie w kierunku poprzecznym do brzegu, niż te, które występują w warunkach oceanicznych [6]. W warunkach brzegu dyssypacyjnego, charakterystycznego dla południowego Bałtyku, wzdłużbrzegowy wymiar pojedynczego zafalowania najczęściej zawiera się w zakresie od kilku do kilkuset metrów, a amplituda poprzecznego do brzegu występu brzegowego zmienia się od kilkudziesięciu centymetrów do co najwyżej kilku metrów. Najmniejsze rytmiczne zafalowania linii brzegowej o długościach rzędu kilku metrów obserwuje się najczęściej w czasie spokoju lub też niewielkiego falowania. Zwarty system (ciąg) takich form występuje zwykle wzdłuż brzegu na niezbyt długich jego odcinkach. W przeprowadzonych badaniach, odnoszących się do dyssypacyjnego brzegu południowego Bałtyku i w "niskoenergetycznych" warunkach hydrodynamicznych (słabsze falowanie) obserwowano najczęściej ciągi rytmicznych zafalowań linii brzegowej (beach cusps) o wymiarach 6 ÷ 15 m. Wzdłużbrzegowy wymiar pojedynczej rytmicznej formy brzegowej w tym przypadku jest porównywalny lub nieco mniejszy od długości podchodzącej do brzegu wiatrowej fali progresywnej. Istotnym warunkiem tworzenia się w tych warunkach mniejszych rytmicznych form brzegowych jest prostopadłe, po uwzględnieniu procesu refrakcji, podchodzenie fali do linii brzegowej.

Generalny mechanizm tworzenia i przebudowy rytmicznych form brzegowych przyjąć można następująco. W miarę stopniowego zwiększania się wysokości fali rozkołysu lub też fali wiatrowej i wystarczającego okresu do dostosowania się brzegu do nowej sytuacji hydrodynamicznej, kilku-, kilkunastometrowe rytmiczne formy brzegowe przechodzą najczęściej w nieco większe zafalowania. W tych warunkach charakteryzują się one z reguły długościami rzędu 30 ÷ 50 m, a ich głębokości (wcięcia) przyjmują wielkości od kilkudziesięciu centymetrów do nawet dwóch metrów. Trwałość oraz wielkość zarówno najmniejszych, jak i nieco większych brzegowych elementów morfologicznych jest relatywnie niewielka - równie szybko jak powstają, ulegają różnym przeobrażeniom czy też zanikowi. W dłuższych okresach umiarkowanego falowania, obok ciągów krótszych odcinkowo form rytmicznych, tworzą się dłuższe kilkusetmetrowe zafalowania linii brzegowej o długościach najczęściej rzędu 90 ÷ 300 m i więcej. Formy te wykazują się nie tylko większymi wymiarami, ale także znacznie większą trwałością, a ich wzdłużbrzegowe wymiary wiążą się z intensywnością falowania i szerokością strefy przyboju. Największą stabilność wykazują mniej regularne duże zafalowania, których wzdłuż-



Rys. 5. Widok rytmicznej przestrzennej struktury nabiegania fali na brzeg w powiązaniu z zafalowaniami linii brzegowej

brzegowe pojedyncze wymiary są rzędu setek metrów, a wcięcia dochodzą do kilku metrów.

Wzrost parametrów falowania przechodzącego w sztorm powoduje, że część rytmicznych form brzegowych ulega rozmyciu. Istnieniu rytmicznych zaburzeń linii brzegowej towarzyszy podobna zmiana topografii dna oraz nieregularności pola falowo-prądowego. Stąd obserwowane, powtarzające się co pewien odcinek, wyraźne "języki" głębszego wchodzenia fali na plażę niż na sąsiadujących odcinkach brzegu. Przestrzenny układ wlewów wody na plażę oraz związanych z nimi rytmicznych form brzegowych przy rozwijającym się sztormie przedstawiono na rys. 5.

Na podstawie dokonanych w rejonie południowego Bałtyku obserwacji można stwierdzić, że skala rytmicznych form brzegowych jest efektem różnych, często złożonych, struktur hydrodynamicznych. W przypadku przyjęcia hipotezy o dominującej roli fal krawędziowych kluczowe znaczenie w mechanizmach generacji zafalowań o mniejszej skali przestrzennej (rzędu kilku, kilkunastu metrów) linii brzegowej można przypisać falom podharmonicznym krawędziowym (*subharmonic edge waves*) o okresie $T_k = 2T_i$ lub też synchronicznym (*synchronous edge waves*) z okresem $T_k = T_i$, gdzie T_i oznacza okres płytkowodnej fali wiatrowej.

W przypadku wielorewowej strefy przyboju i przyjęciu umownego poziomu dna można zdefiniować inną, związaną z położeniem grzbietów kolejnych rew $(h_{r,i})$ i występowaniem nad nimi załamań fali, wartość parametru $K_o = H_{br}/h_{r,i}$, który określa równowagę pomiędzy dyssypacją energii fali (H_{br}) a geometrią (głębokością $h_{r,i}$) w rejonie danej rewy [14]. Wartością parametru K_o w takim układzie steruje układ fizyczny wysokość rewy – dyssypacja energii fali. Szczegółowa przestrzenna analiza zmienności parametru $K_o = H_{br}/h_{r,i}$ w obszarze bliskim brzegu (pierwsza rewa z głębokością nad jej grzbietem wynoszącą 1 ÷ 1,5 m) pokazuje, że parametr K_o dochodzi do wartości około 0,6 ÷ 0,65.

Otrzymane wartości parametru K_o są mniejsze niż w przypadku falowania regularnego z jednokrotnym załamaniem się fali oraz średnim poziomem dna wyznaczonym klasyczną funkcją Deana ($K = H_{br}/h_{br}$ 0,6 ÷ 0,8). Różnice wynikają nie tylko ze znacznie różniącej się morfologii profilu, ale także mogą być pochodną założenia, że transformujące się nad ciągiem grzbietów rew falowanie, docierając do każdej kolejnej rewy (głębokości nad grzbietem), nie "zapomina" o poprzedniej rewie (głębokości) i zachowuje się tak, jakby istniało dno wyznaczone poziomem ich grzbietów.

Analizując i modelując zmienność profilu poprzecznego, który obok linii brzegowej należy do podstawowych parametrów opisujących morską strefę brzegową, należy uwzględnić duże formy rodzaju rew. Jedną z prób teoretycznego opisu ewolucji kształtu profilu wielorewowego przedstawiono w pracach [7, 8], w których przyjęto klasyczne równanie ciągłości rumowiska w kierunku prostopadłym do linii brzegowej, wiążące zmiany głębokości *h* w czasie z przestrzenną zmiennością natężenia ruchu osadów:

$$\frac{\partial h(x,t)}{\partial t} = \frac{1}{1-n} \frac{\partial q(x,t)}{\partial x}$$
(2)

gdzie:

q- jednostkowe natężenie wypadkowego transportu osadów $[{\rm m^{3/s}/m}]$ w kierunku poprzecznym do brzegu,

n -porowatość gruntu,

x -współrzędna wzdłuż profilu, t -czas.

Stabilne rozwiązanie równania (2) uzyskuje się przy pomocy tzw. zmodyfikowanego schematu Laxa, stanowiącego swoisty "dyssypacyjny interfejs" [15]. W takim przypadku równanie różnicowe odpowiadające równaniu różniczkowemu (2) ma następująca postać:

$$\frac{h_i^{j+1} - h_{i^*}^j}{\Delta t} = \frac{1}{1 - n} \frac{q_{i+1}^j - q_{i-1}^j}{2\Delta x} \tag{3}$$

przy czym

$$h_{i^*}^j = \alpha h_{i+1}^j + (1 - 2\alpha) h_i^j + \alpha h_{i-1}^j$$
(4)

Indeksy *i* i *j* w równaniach (3) i (4) odnoszą się odpowiednio do siatki przestrzennej i czasowej, zaś α jest współczynnikiem o wartości równej 0,25. Z dyskusji zamieszczonej w pracy [15] wynika, że stabilne rozwiązanie uzyskuje się przy $\alpha \le 0,5$. Obliczenia rozpoczyna się w punkcie położonym daleko od linii brzegowej, gdzie nie występuje ruch rumowiska. Pojawia się on bliżej brzegu i wzrasta wraz ze zmniejszaniem się głębokości wody. Wskutek asymetrii fal, wypadkowy transport osadów jest skierowany w stronę brzegu. Jednocześnie coraz większą rolę zaczyna odgrywać prąd powrotny. Prąd ten, szczególnie silny w strefie przyboju, może być czynnikiem dominującym i lokalnie wywoływać ruch osadów w stronę morza. Wszystkie wyżej wymienione efekty powinny być uwzględnione w obliczeniach wypadkowego natężenia transportu osadów q(x,t), wykorzystywanego w równaniu (2) do obliczeń zmian głębokości wody h(x,t).

Wypadkowe natężenie transportu osadów w określonym punkcie strefy brzegowej zależy od proporcji pomiędzy wpływem asymetrii fali i prądu powrotnego. Prądy powrotne, podobnie jak inne prądy pochodzenia falowego, są modelowane jako uśrednione w okresie fali (*phase-averaged*). Ściśle rzecz ujmując, prędkości prądów powrotnych (i innych prądów pochodzenia falowego, np. prądu wzdłużbrzegowego) są obliczane według koncepcji naprężeń radiacyjnych, na podstawie równań pędu uśrednionych względem czasu równego okresowi fali.

W poszczególnych punktach profilu poprzecznego brzegu, w których parametry fali są znane z modelu transformacji ruchu

falowego (phase-averaged), można wyznaczyć prędkości orbitalne ruchu falowego zmienne w okresie fali (phase-resolving), według teorii stosownej do lokalnych charakterystyk (głębokość wody, wysokość i okres lub długość fali). Te zmienne w czasie (na płytkiej wodzie – asymetryczne) prędkości orbitalne wraz z prędkościa pradu powrotnego sa przyjmowane na górnej granicy warstwy przydennej. Równania warstwy przydennej sa rozwiązywane w trybie phase-resolving, podobnie są wyznaczane przydenne naprężenia ścinające i (chwilowe) wartości natężenia ruchu osadów. Ze scałkowania natężenia ruchu osadów w okresie fali wynika wypadkowe natężenie ruchu osadów w rozpatrywanym punkcie strefy brzegowej. Do obliczeń transformacji fali uwzględniającej dyssypację energii załamujących się fal przyjęto model zaproponowany przez Battjesa i Janssena [1] oraz model prądów powrotnych Szmytkiewicza [17], wykorzystujący równanie pędu opisujące równowagę pomiędzy pochodną falowych naprężeń radiacyjnych i przestrzenną zmiennością nachylenia swobodnej powierzchni.

Wyznaczone oscylacyjne prędkości przydenne pochodzenia falowego, obliczone w poszczególnych punktach profilu poprzecznego brzegu, wraz z prędkościami prądów powrotnych, posłużyły do wyznaczenia natężenia transportu osadów. Wykorzystano do tego celu trójwarstwowy model opracowany w IBW PAN [4]. W modelu tym siła sprawczą ruchu osadów są przydenne naprężenia ścinające wyznaczone na podstawie parametrów hydrodynamicznych na górnej granicy warstwy przydennej według całkowego modelu warstwy przyściennej [2]. Model ruchu rumowiska obejmuje warstwe osadów wleczonych (poniżej poziomu teoretycznego dna) i dwie warstwy osadów zawieszonych, tj. warstwę kontaktową (z osadami zawieszonymi blisko dna) i warstwę osadów zawieszonych w toni wodnej wysoko nad dnem. Chwilowe, oscylacyjnie zmienne, wartości natężenia transportu osadów są obliczane z rozkładów prędkości u(z', t) i koncentracji c(z', t) mieszaniny wodno-gruntowej w warstwie wleczenia oraz prędkości u(z, t) i koncentracji c(z, t)zawiesiny piaszczystej w warstwie kontaktowej:

$$q_{b+c}(t) = \int_{0}^{\delta_{b}} u(z',t) \cdot c(z',t) dz' + \int_{k_{c}'/30}^{\delta_{c}} u(z,t) \cdot c(z,t) dz \qquad (5)$$

gdzie:

 δ_b – miąższość warstwy wleczenia,

 δ_c – górna granica warstwy kontaktowej,

 $k_e^{i}/30 -$ dolna granica warstwy kontaktowej (k_e^{i} jest tzw. szorstkością naskórkową, zależną od średnicy ziaren osadów dennych).

Całkowite (wypadkowe) natężenie ruchu rumowiska w warstwie wleczenia i w warstwie kontaktowej obliczane jest w następujący sposób:

$$q_{b} + q_{c} = \frac{1}{T} \int_{0}^{T} q_{b+c}(t) dt$$
 (6)

W obszarze zewnętrznym (wyżej nad dnem) wypadkowe natężenie transportu osadów jest wyznaczane w sposób uproszczony, na podstawie uśrednionej w czasie prędkości i koncentracji:

$$q_s = \int_{\delta_s}^{h} \overline{u}(z) \cdot \overline{c}(z) dz \tag{7}$$

przy czym koncentracja średnia (w okresie fali) jest obliczana przy użyciu jednej z klasycznych formuł, np. [16]:

$$\overline{c}(z) = \overline{c}(z = \delta_c) \left(\frac{\delta_c}{z}\right)^{\alpha_1}$$
(8)

Wielkość $c(z = \delta_c)$ w równaniu (8) odgrywa kluczową rolę w obliczaniu koncentracji zawiesiny w obszarze zewnętrznym. Nazywana jest "koncentracją referencyjną" i w innych modelach jest przyjmowana arbitralnie, szacowana na podstawie danych eksperymentalnych, czy też po prostu "zgadywana". W przedstawianym modelu koncentracja $c(z = \delta_c)$ jest obliczana w ramach rozwiązania równań warstwy kontaktowej.

Obliczenia z wykorzystaniem powyższego modelu porównano z wynikami ekspedycji badawczej Lubiatowo 2001. W ramach przeprowadzonej ekspedycji pomierzono batymetrię na początku i na końcu kilkunastodniowego okresu o silnych warunkach falowych (ze średnią wysokością fal przez pewien czas przekraczającą 1,5 m). Do wszystkich warunków falowych wykonano obliczenia transformacji fali, prądów powrotnych, transportu rumowiska i zmian dennych. Początkowy profil batymetryczny wprowadzono do modelu z przestrzennym krokiem $\Delta x = 10$ m. W komputerowej symulacji zmian dennych i wpływu zmian głębokości na hydrodynamikę przyjęto krok czasowy $\Delta t = 4$ h. Wyniki obliczeń przedstawiono na rys. 6.

Obliczenia z zastosowaniem skrótowo przedstawianym modelem wykazały – zgodnie z danymi pomiarowymi – że największe zmiany denne zachodzą w rejonie drugiej rewy oraz na grzbiecie pierwszej rewy. Zmiany te wynikają z silnej w tym miejscu przestrzennej zmienności wypadkowego natężenia ruchu osadów odpowiednio w umiarkowanych i słabych warunkach falowych. Brak teoretycznego odwzorowania zaobserwowanych w naturze zmian batymetrycznych w obrębie trzeciej rewy może wynikać z nieujęcia w modelu efektu wzdłużbrzegowego ruchu osadów.

Szczegółowa ocena tych i innych wyników obliczeniowych dotyczących transportu osadów i krótkookresowej ewolucji profilu dna pokazała, że w typowych warunkach polskiej wielorewowej strefy brzegowej dominuje transport dobrzegowy. Profil dna w Lubiatowie ma średnie nachylenie 0,8 ÷ 1,2% charakterystyczne dla brzegów rozpraszających energię falową (w przeciwieństwie do brzegów odbijających energię falową o nachyleniu wynoszącym 5% i więcej). W takich warunkach, współistniejących z umiarkowanym klimatem falowym, efekt prądu powrotnego może być relatywnie mały w stosunku do efektu asymetrii fal. Dlatego rewy mogą przemieszczać się w stronę brzegu nawet podczas dosyć silnych warunków falowych. Zjawisko takie było wielokrotnie obserwowane podczas ekspedycji pomiarowych w MLB Lubiatowo. Przy stromo nachylonych skłonach strefy brzegowej sytuacja może być diametralnie inna. Doświadczenia w wielkoskalowych kanałach falowych są prowadzone zwykle przy nachyleniu dna znacznie przekraczającym 1%¹. Jednakże, nawet w takich warunkach bardzo często okazuje się (np. [15]), że wypadkowy ruch rumowiska jest skierowany do brzegu. Najwidoczniej, w przeważającej liczbie przypadków efekt asymetrii ruchu falowego dominuje nad efektem prądów powrotnych.

Z opublikowanych rezultatów projektów międzynarodowych wynika, że dokładność matematycznego modelowania fizycznych procesów brzegowych jest bardzo daleka od doskonałości [18]. Modele transformacji fali mają dokładność $10 \div 15\%^2$, są zatem prawie bezbłędne, podczas gdy dokładność modeli prądów powrotnych wynosi $30 \div 50\%$, a nawet więcej!

² chodzi o procent błędu (0% oznacza idealną dokładność)

¹ ze względu na ograniczenia przestrzenne



Rys. 6. Zmiany profilu poprzecznego brzegu w rejonie MLB Lubiatowo podczas ekspedycji pomiarowej we wrześniu 2001: wyniki obliczeń i dane pomiarowe (wykres natężenia transportu osadów dotyczy ekstremalnych warunków falowych: $H_{rms} = 1,5$ m, $T_p = 7,7$ s)

Skoro wejściowe dane hydrodynamiczne do modeli transportu osadów już są obarczone błędem, to nic dziwnego, że przy modelowaniu ruchu osadów i zmian dennych, w stosunku do danych pomiarowych uzyskuje się różnice przekraczające często rząd wielkości. W tym świetle wyniki modelowania łańcucha procesów: przydenny przepływ falowo-prądowy – naprężenia – transport osadów – morfodynamika (opisane szczegółowo w pracach [7,8]) wydają się całkiem poprawne.

KRÓTKA DYSKUSJA O WPŁYWIE ZMIAN KLIMATYCZNYCH NA BRZEG

W punkcie tym w bardzo syntetyczny sposób zwracamy uwagę na perspektywę długookresowej ewolucji/erozji brzegu ze względu na występowanie, głównie mających charakter globalny, zmian klimatycznych i pojawianie się coraz częściej zjawisk ekstremalnych.

Zakładając, że do końca bieżącego stulecia - wskutek zmian klimatycznych – nastąpi wzrost średniego poziomu morza o około 50 ÷ 60 cm, to należy oczekiwać erozji plaż ze średnią prędkością około 0,4 m/rok. Oznacza to, że w przypadku brzegów plażowych wraz z jednoczesnym cofaniem się linii brzegowej niszczeniu podlegać będzie także system wydmowy istniejący na zapleczu plaż. Obserwowane zmiany klimatyczne, obok wzrostu liczby i intensywności sztormów, przejawiają się także skracaniem okresu zimowego oraz występowaniem w tym okresie roku wyższych temperatur. Czynnik ten, w warunkach brzegów południowego Bałtyku, może mieć poważny wpływ na zwiększanie się intensywności erozji brzegu i postępujące osłabianie się jego odporności na niszczenie. Wyrazicielem tych zmian jest wskaźnik NAO, który ostatniej zimy prawie nie zszedł poniżej zera.

LITERATURA

1. Battjes J. A., Janssen J. P. F. M.: Energy loss and set-up due to breaking of random waves. Proceedings of 16th International Conference on Coastal Engineering, Vol. I, 1978, 569-587.

2. Fredsøe J.: Turbulent boundary layer in combined wave-current motion. J. Hydraulic Eng., ASCE, Vol. 110, No. HY8, 1984, 1103-1120.

3. Girjatowicz J.: Miesięczne i sezonowe charakterystyki poziomów wody u polskiego wybrzeża Bałtyku. Inżynieria Morska i Geotechnika, nr 6/2009, 445-451.

4. Kaczmarek L. M., Ostrowski R.: Modelling intensive near-bed sand transport under wave-current flow versus laboratory and field data. Coastal Engineering, Elsevier Science B.V., 45, 2002, 1-18.

5. Marsz A.: Oscylacja Północnoatlantycka a reżim termiczny zim na obszarze północno-zachodniej Polski i na wybrzeżu Bałtyku. Przegląd Geograficzny, 71, 3, 1999, 225-245.

6. Nolan T. J., Kirk R., Shulmeister J.: Beach cusp morphology on sand and mixed sand and gravel beaches, South Island, New Zeland. Marine Geology, 157, 1999, 185-198.

7. Ostrowski R.: Morphodynamics of a Multi-Bar Coastal Zone. Wydawnictwo IBW PAN, Gdańsk 2004, ISBN 83-85708-64-2.

8. Ostrowski R.: Zmienność wielorewowego brzegu morskiego pod wpływem oddziaływania fal asymetrycznych i prądów pochodzenia falowego, Inżynieria Morska i Geotechnika, nr 4, 209-217, 2006.

9. Pruszak Z.: Akweny morskie. Wydawnictwo IBW PAN, Gdańsk 2004.

10. Pruszak Z., Rózynski G., Szmytkiewicz M. i Ostrowski R.: Infragravity waves and rhythmic shoreline forms at a nontidal sandy coast with multiple bars, Proceedings of the 29th Coastal Engineering Conference, Lisbon, World Scientific, New Jersey 2004, 568-2580.

11. Pruszak Z., Rózynski G. i Szmytkiewicz M.:, Fale podgrawitacyjne w warunkach Południowego Bałtyku. Inżynieria Morska i Geotechnika, nr 1/2004, 8-15.

12. Pruszak Z., Rózynski G. i Szmytkiewicz P.: Megascale rhythmic shoreline forms on a beach with multiple bars. Oceanologia, 50, 2, 2008, 183–203. 13. Pruszak Z., Szmytkiewicz P., Ostrowski R., Skaja M., Szmytkiewicz M.: Shallow-water waves energy dissipation in a Multi-bar coastal zone. Oceanologia, 50, 1, 2008, 43-58.

14. Pruszak Z.: Brzeg Morski. Wydawnictwo IBW PAN, Gdańsk 2014.

15. Rakha K. A., Deigaard R., Brøker I.: A phase-resolving cross shore sediment transport model for beach profile evolution. Coastal Engineering, Elsevier Science B.V., 31, 1997, 231-261.

16. Ribberink J. S., Al-Salem A.: Sediment transport in oscillatory boundary layers in cases of rippled beds and sheet flow. Journal Geoph. Res., Vol. 99, No. C6, 12707-12727, 1994.

17. Szmytkiewicz M.: Prądy pochodzenia falowego w morskiej strefie brzegowej. Wydawnictwo IBW PAN, Gdańsk 2002, ISBN 83-85708-45-6.

18. Van Rijn L. C., Walstra D. J. R., Grasmeijer B., Sutherland J., Pan S., Sierra J. P.: The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based Profile models. Coastal Engineering, Elsevier Science B.V., 47, 2003, 295-327.