

## **Morfologiczne efekty oddziaływania czynników hydrometeorologicznych na Mierzei Karwieńskiej**

**Elżbieta Zawadzka-Kahlau\***

*Uniwersytet Gdański, Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, ul. Dmowskiego 16A, 80-264 Gdańsk*

### **Wprowadzenie**

Zależności między dynamicznymi formami brzegowymi, na które oddziaływały różne zdarzenia hydrometeorologiczne, w tym i ekstremalne, powodujące wystąpienie zróżnicowanych reakcji systemu brzegowego, w zakresie od małych do ekstremalnych, obserwowane były na Mierzei Karwieńskiej w okresie ostatnich kilkudziesięciu lat. Przeanalizowano przekształcenia form brzegowych na podstawie danych archiwalnych i współczesnych badań. Oceniono, czy określony typ zdarzenia, w tym ekstremalnego wywoływał odpowiadającą reakcję tej samej rangi w przekształceniach rzeźby.

### **Założenia**

System brzegowy południowego Bałtyku jest systemem otwartym, kształtowanym przez czynniki hydrometeorologiczne występujące z różną częstością i natężeniem. Podobnie jak każdy inny system podlega oddziaływaniu w trzech możliwych stanach: podkrytycznym, krytycznym i nadkrytycznym. Długotrwała stabilność i wolny przebieg zmian związany jest ze stanem podkrytycznym. Stan krytyczny pojawia się przy dopływie energii lub osadów bez warunków umożliwiających ich przemianę lub zrównoważenie. Rozładowanie stanu krytycznego przyjmuje zazwyczaj postać katastrofy. Występowanie stanu bliskiego krytycznemu możliwe jest dzięki zjawisku samoorganizującego się stanu krytycznego. Sposób reakcji wszystkich elementów systemu brzegowego na bodziec określonego typu nie jest

zawsze identyczny i zależy w dużym stopniu od sekwencji wcześniejszych zdarzeń i reakcji. Każda z form systemu brzegowego, będąca w układzie hierarchicznym, reaguje w powiązaniu z reakcją wszystkich sąsiednich elementów, szczególnie niższego rzędu. Wpływ znaczących zdarzeń prowadzi do rozpadu wybranych elementów systemu i przechodzenia osadów w skład innych jego elementów. Zdarzenie ekstremalne, powodujące reakcję ekstremalną jednego z elementów systemu, stwarza warunki do reakcji na niższym poziomie, w najbliższym elemencie. Stany ekstremalne oddziałujące na plaży w warunkach sztormowych, przy wysokich poziomach morza, które nie zostaną wyrównane przez dobrzegową lub wzdłużbrzegową dostawę osadów, w dostatecznie długim okresie relaksacji skutkują reakcjami pogłębiającymi zagrożenie w systemie wydmowym. Brak zasilania eolicznego systemu wydmowego powoduje większą podatność wydm na wpływ zdarzeń niższego rzędu, wywołujących znaczącą reakcję abrazyjną, często odpowiadającą zdarzeniu wyższego rzędu. System brzegowy, po osiągnięciu fazy krytycznej oraz nadkrytycznej w sposób katastrofalny, podlega dezintegracji, a następnie procesowi odtwarzania, jednak na innym poziomie organizacji. Wykazuje znaczne możliwości adaptacji do zmiennych warunków, ze względu na wymianę i dostawę osadów z różnych źródeł. Do momentu uzyskania nowego poziomu adaptacji procesy zachodzą na zasadzie złożonych sprzężeń zwrotnych. W wyniku zdarzenia określonego typu porządkowanie systemu przechodzi przez fazę chaosu, prowadzącą do kolejnej fazy uporządkowania. Po znaczących zmianach na wielu poziomach system brzegowy odbudowuje się na nowym poziomie

\* e-mail: [geoez@univ.gda.pl](mailto:geoez@univ.gda.pl)

uporządkowania, wykazując jednak wyraźne różnice morfologiczne. Zdarzenie ekstremalne oddziałujące na system geomorfologiczny jest przeciwieństwem stałości, bowiem charakteryzuje się małą częstością występowania i dużymi rozmiarami zjawisk (Embleton i in. 1985). Różni się od reakcji katastrofalnych, które znajdują swe odbicie w rzeźbie terenu. Małe zdarzenia mogą prowadzić do reakcji katastrofalnej w zależności od stabilności lub niestabilności systemu.

System brzegowy, jak każdy system geomorfologiczny, wymaga czasu na rozprzestrzenienie się efektu zdarzenia ekstremalnego. Związane jest to z czasem relaksacji niezbędnym do osiągnięcia równowagi w zmienionych warunkach. Relaksacja to droga, jaką przebiega proces dostosowania systemu do nowych warunków. W nieprzerwanej drodze relaksacji występuje początkowa szybka zmiana, po której tempo zmian spada. Względna stabilność zespołu form związana jest z niewielką ilością energii, jaka jest potrzebna do zainicjowania zmiany. Ogólna stabilność systemu zależy jednak nie tylko od dostarczonej energii, ale również od zmiany wszystkich barier na poszczególnych poziomach. Zwiększające się zaburzenia na różnych poziomach systemu powodują, że staje się on niestabilny.

W trakcie przygotowywania niniejszej publikacji przeanalizowano różnorodne reakcje systemu brzegowego na zdarzenia występujące u wybrzeży południowego Bałtyku. Wyodrębniono ekstrema, w tym absolutne maksima, w zjawiskach meteorologicznych i hydrologicznych. Przeanalizowano ekstremalne zjawiska hydrometeorologiczne bliskie wartości maksymalnych, o prawdopodobieństwie mniejszym od 10%, oraz zjawiska ekstremalne wyjątkowe, występujące z prawdopodobieństwem mniejszym od 1%, czyli o okresie powtarzalności raz na 100 lat. Na podstawie danych historycznych i współczesnych omówiono klęski żywiołowe, przybierające charakter katastrof powodujących znaczące zdarzenia morfologiczne. Wykazano, że brzegi Mierzei Karwieńskiej reagowały w zróżnicowany sposób na poszczególnych odcinkach na to samo zdarzenie oraz zespół zdarzeń.

## Materiały i metody badań

Rozwój Mierzei Karwieńskiej przeanalizowano na podstawie kartograficznych materiałów historycznych z ostatniego stulecia (1875–1978) i nowszych materiałów, z ostatnich dekad XX w. (1960–1992) oraz pierwszego dziesięciolecia XXI w. W latach 80. i 90. wykonano powtarzalne pomiary niwelacyjne w obrębie 7 baz pomiarowych przez okres 9 lat, na brzegach Mierzei Karwieńskiej oraz brzegach wydmy położonych na zachód od niej. Od roku

2004 do 2008, w ramach realizowanego projektu PBZ KBN, kontynuowano badania, a z powodu rozwoju zmian abrazyjnych na odcinkach dotychczas stabilnych rozszerzono ich zakres na te odcinki. Określono rangę zmian krótkookresowych i średniookresowych, w odniesieniu do długookresowych i średniookresowych, wyznaczonych metodami kartometrycznymi. Analiza dotyczy oceny zmian położenia podstawowych linii morfologicznych i zmian objętościowych obszaru plaż i wydmy, w warunkach zmian poziomu morza i czynników hydrometeorologicznych, zachodzących w ostatnich dekadach i ostatnim 100-leciu. Intensywność przekształceń brzegu Mierzei Karwieńskiej w ostatnich dekadach jest bardzo duża w porównaniu do innych mierzei południowo-bałtyckich. Wyniki obserwacji z lat 1988–1996/97 oraz 2004–2008 wskazują na nasilenie się procesów abrazyjnych, przy małej zdolności odtwarzania wydmy w okresach spokoju, szczególnie we wschodniej części mierzei.

## Geneza i charakterystyka morfologiczna Mierzei Karwieńskiej

Obszar Niziny Karwieńskiej oddzielony jest od morza formą akumulacyjną, która rozpoczyna się na zachód od klifu w Jastrzębiej Górze i jest najdłuższym odcinkiem brzegu wydmy w Polsce, ciągnącym się aż do klifu w Rowach (Rosa 1963). Powstawanie Mierzei Karwieńskiej związane było z transgresją subatlantycką (Bogaczewicz-Adamczak i in. 1987). Zgodnie ze szkicem geomorfologicznym obszaru, Nizina Karwieńska jest równiną piasków rzecznych w okolicy Piaśnicy oraz piasków jeziornych w części wschodniej (Skompski 1989). Na północ od Mierzei Karwieńskiej, na Kępie Ostrowskiej, występuje obszar piasków pokrywowych, często zwydmionych. Struktura wydmy wskazuje na wydmotwórczy wpływ wiatrów zachodnich. Osady torfowe i gytie wypełniające obniżenia są bezpośrednim podłożem piasków mierzejowych. Piaski wydmy i plażowe są osadzone na torfach, gytach, ziemiach humusowych, piaskach morskich i pochodzących z akumulacji eolicznej oraz stożków przelewowych frakcji burzowej (Hartnack 1926, Pawłowski 1922, Zierhofer 1932, Rosa 1963). Również współcześnie w centralnej części mierzei powstają liczne stożki spiętrzeń sztormowych. Osady torfowe są odsłaniane po intensywnych sztormach, niszczących pokrywę osadów plażowych i eolicznych, głównie na wschód od Czarnej Wody. Badania osadów biogenicznych wykazały występowanie trzech generacji torfów, pochodzących z późnego glaciału, okresu atlantyckiego i późnego subboreału (Tomczak 1995). Najmłodsze torfy powstawały w obniżeniach międzywydmowych formowanej mierzei. Pas

wydm nadbrzeżnych na odcinkach między Karwią a Stilo, w aktualnej fazie rozwoju, tworzony jest zarówno przez wydmy niskie, jak i bardzo wysokie. Wydmy okalające Nizinę Karwieńską mają różny wiek. Wydmy nadbrzeżne w rejonie Dębek nałożone są na wydmy śródlądowe wieku plejstoceniowego. Częściowo materiał wydm nadbrzeżnych pochodzi z przewiania wydm starszych. W rejonie Dębek występują pagórki wydmy, z rozwiniętym profilem biellicowym, będące świadkami rozwianej powierzchni pola wydmy.

Mierzeja Karwieńska na odcinkach na wschód i zachód od Piaśnicy różni się pod względem zasobów piasków holoceniowych. Wschodni odcinek brzegu (km 142) ma niski wał wydmy nie przekraczający rzędnej 5 m n.p.m. Największe obniżenie rzędnej w pasie wału wydmy odnotowano na km 144,9 i 137,8. Rejony te związane są z zanikiem wydmy nadbrzeżnej i powtarzalnymi przelewami sztormowymi. W najbliższym sąsiedztwie obniżenia występują wydmy o wysokości 12–14 m, wchodzące w obszar pola wydmy, które wskutek całkowitego zniszczenia wydmy przedniej są aktualnie podcinane przez fale sztormowe (km 144,8). Lokalnie, we wschodniej części mierzei, w efekcie bardzo dużej erozji skutkującej zanikiem wydmy przedniej, w celu zabezpieczenia Niziny Karwieńskiej przed przelewami, w XIX w. utworzono sztuczne wały ziemne o rzędnej ponad 3 m n.p.m. Obecnie wały ziemne są rozbudowane w miejscu całkowicie zniszczonej wydmy nadbrzeżnej we wschodniej części mierzei.

### Zmiany długookresowe w latach 1875–1979

Analiza mapy z 1897 r. wskazuje, że szerokość plaży w centralnej części mierzei nie przekraczała 30–50 m. Już w tym okresie wał wydmy przedniej był wąski (20–30 m). Starsze plany, z roku 1834, pokazują, że obszar podlegał ochronie przeciwpowodziowej. W odległości 40 m od ówczesnej linii brzegowej utworzono wały zewnętrzny i wewnętrzny, o rzędnych 3,0 m i 3,6 m n.p.m. Rzędna wału wskazuje na wysokości spiętrzeń sztormowych występujących w przeszłości. Działania ochronne wynikały z zagrożenia obszaru Niziny Karwieńskiej sztormami powodującymi przerywanie wału wydmy przedniej. Z mapy morfologii północnych Kaszub (Zaborski 1933) wynika, że na centralnym odcinku Mierzei Karwieńskiej wydmy nie występowały. W latach 1875–1979 na odcinku Mierzei Karwieńskiej formowały się dwie duże zatoki erozyjne. Pierwsza miała początek na zachód od klifu w Jastrzębiej Górze i sięgała do Ostrowa (km 132,0–138,5). Tempo cofania się brzegu wynosiło 0,42 m/rok i przyczyniało się do strat powierzchni lądu rzędu 2,8 tys. m<sup>2</sup>/rok. Ko-

lejna duża zatoka abrazyjna występowała na km 149,0–153,0. Tempo zmian linii brzegowej w tym rejonie przekraczało 0,6 m/rok. Niezależnie od dużych zatok erozyjnych na brzegach Mierzei Karwieńskiej występowały zatoki niższego rzędu, o szerokości 2,0–3,5 km (Zawadzka 1999). Zmiany abrazyjno-akumulacyjne linii brzegowej w ostatnim stuleciu wynosiły od –0,26 m/rok do 0,96 m/rok. Zatoki erozyjne sąsiadowały z odcinkami akumulacyjnymi, o długości nieprzekraczającej 3,5 km. Przyrosty w strefie plażowej wynosiły w ostatnim stuleciu od 0,2 do 0,9 m/rok. Poszerzanie plaż sprzyjało częściowej odbudowie form wydmy. Bilans pasa plażowego w ostatnim stuleciu był zrównoważony. Akumulacja na plaży nie była wystarczająco duża, aby następowało wyraźne odtwarzanie niszczonej formy wydmy, o rozmiarach sprzed ich zniszczenia.

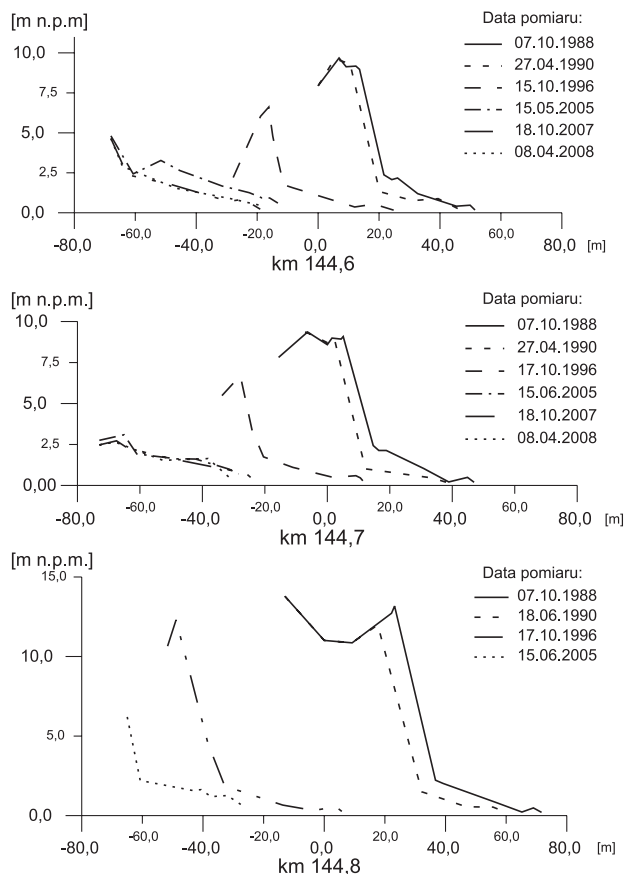
### Zmiany średniokresowe w latach 1960–1983

Koniec XX w. zaznaczył się istotnym wzrostem intensywności procesów erozyjnych w obrębie zatok erozyjnych oraz na odcinkach, na których dotąd obserwowano przewagę akumulacji. Największy wzrost tempa zmian erozyjnych stwierdzono w centralnej i zachodniej części Mierzei Karwieńskiej (km 149–153), który wynosił –2 m/rok w latach 1960–1983 i –4,5 m/rok w latach 1971–1983. W dziesięcioleciu 1971–1983 intensywna erozja występowała zarówno na odcinkach erozyjnych I, jak i II klasy, powodując niszczenie formy akumulacyjnej i coraz większe straty osadów piaszczystych. Łączne straty powierzchni plaż Mierzei Karwieńskiej w latach 1960–1983 wynosiły –20 tys. m<sup>2</sup>/rok, a w latach 1971–1983 –40 tys. m<sup>2</sup>/rok. Na obszarze na zachód od Mierzei Karwieńskiej wystąpiły warunki sprzyjające stabilizacji wydm, a nawet ich okresowej odbudowie, następującej w wyniku transportu wzdłużbrzegowego i dobrzegowego oraz intensywnych procesów eolicznych. Dotyczy to głównie odcinka mierzei na zachód od ujścia Piaśnicy. We wschodniej części Mierzei Karwieńskiej, która była permanentnie niszczone, istniała konieczność wykonania intensywnych prac ochronnych w postaci wałów ziemnych i wałów kamiennych. Obszar ten charakteryzuje się dużym deficytem osadów w przybrzeżu i przewagą transportu odbrzegowego. System rew jest nieciągły, z licznymi przerwami. Do 1983 r. procesy niszczenia nie przybierały jeszcze katastrofalnych rozmiarów. Ocena zmian brzegowych w latach 1961–1992 wskazuje na duże zmiany linii brzegowej i podnoża wydmy. Oscylacje linii brzegowej w obrębie systemu abrazyjno-akumulacyjnego w latach 1971–1992 wynosiły od 45 do –75 m, a podnoża wydmy – od 50 m do –60 m.

## Zmiany krótkookresowe w latach 1988–1996/97 i 2004–2008

Najnowsze badania, oparte na szczegółowych pomiarach niwelacyjnych w okresie 1988–1996, uzupełniane corocznie od roku 2004, w ramach projektu KBN, wskazują na zmniejszanie się zasobów piasków plażowych i wydmych na wielu odcinkach brzegu na wschód od klifu w Jastrzębiej Górze, w tym i na Mierzei Karwińskiej. Okres 1988–1990 charakteryzował się dominacją abrazji na wszystkich badanych odcinkach brzegu mierzei. Analiza danych z lat 1988–1990 wskazuje na straty brzegu maksymalnie do 87 m<sup>3</sup>/m/rok. Zmiany erozyjne na brzegu (km 142,0–142,6) wynosiły –30 m<sup>3</sup>/m/rok, w rejonie km 144,8–155,5 około –40 m<sup>3</sup>/m/rok, zaś w rejonie km 155,4–162,9 od –35 do –42 m<sup>3</sup>/m/rok. Rejony stabilne występowały na niewielu odcinkach brzegu na zachód od Mierzei Karwińskiej. Odcinki o niewielkiej akumulacji zlokalizowane były jedynie w zachodniej części badanego rejonu. Średnie straty materiału na całym badanym odcinku brzegu w rejonie km 142,0–142,6 wynosiły –4812 m<sup>3</sup>, na odcinku km 144,0–144,9 –4985 m<sup>3</sup>, na odcinku 144,9–146,0 –3724 m<sup>3</sup>, zaś na odcinku km 155,0–155,5 –2261 m<sup>3</sup>. W wyniku procesów erozyjnych zachodzących w latach 1988–1996/97 na brzegach Mierzei Karwińskiej nastąpiły wyraźne zmiany kształtu wydmy. Bardzo niskie i niskie wydmy uległy całkowitemu zniszczeniu. Podnóże średnich i wysokich wydmy cofnęło się o 60–65 m. Zmiany średniookresowe (lata 1988–1996/97) miały mniejsze oscylacje niż zmiany krótkookresowe ze względu na występujące okresy stabilizacji i akumulacji. Na dynamikę procesów wydmywających w rejonie Karwi wpływ miał też człowiek, między innymi na skutek odtwarzania linii podnóża wydmy poprzez działalność biotechniczną. Odcinek bardzo wyraźnej erozji wystąpił w rejonie pogłębiającej się zatoki koło Karwi (km 144,5–145,8). Straty na tym odcinku przekroczyły –70 tys. m<sup>3</sup> (–53 m<sup>3</sup>/m brzegu). Zmiany wydmy nadbrzeżnych w okresie 1988–1996/97 na odcinku Karwia-Stilo wskazują, że procesy abrazyjne zachodzą tu ze zróżnicowaną prędkością. Lokalnie obserwowane są przejawy procesów akumulacyjnych związanych z odbudową plaży i odtwarzaniem wydmy, nigdy jednak niekompensujące całkowicie zniszczeń postormowych. Ogólny bilans zmian, wynikający z dostępnych pomiarów, wskazuje na stopniowy, często skokowy zanik form wydmy nadbrzeżnych (ryc. 1).

Warunki hydrometeorologiczne w latach 2004–2008 spowodowały nasilenie zmian abrazyjnych we wschodniej części mierzei, doprowadziły do powstania przerw w wydmych, co sprzyjało przelewom sztormowym i tworzeniu się stożków spiętrzeń sztormowych. Lokalnie całkowicie zniknęły wydmy nadbrzeżne. Reakcja zachodniej części mierzei na te



Ryc. 1. Zmiany brzegu Mierzei Karwińskiej, km 144,6–144,8 w latach 1998–2008

same czynniki nie była identyczna. W warunkach sztormu przy prędkości wiatru 14–19 m/s z kierunku zachodniego i przy poziomie morza 540–578 cm, w styczniu 2008 r. nastąpiło cofnięcie wydmy, najbardziej wschodniej części mierzei, wynoszące 5–12 m. W części zachodniej abrazja zachodziła na plaży, przy umiarkowanych zmianach podstawy wydmy, co wskazuje na odmienne reakcje systemu brzegu na różnych odcinkach Mierzei Karwińskiej.

## Wnioski

Nizina Karwińska stosunkowo późno została odcięta od morza. Z datowania <sup>14</sup>C w rejonie Dębek wynika, że dopiero około 3230 BP obszar ten został ograniczony przez mierzeję od strony zachodniej. Od strony wschodniej mierzei, znajdującej się w kontakcie z Kępą Swarzewską, osady torfowe z okresu atlantyckiego (6090–6200 BP) przykryte są osadami eolicznymi. Wnioskować można, że po tym czasie zaczął się proces intensywnego tworzenia się mierzei od wschodu. Ostatnia faza zamykania miała miejsce w rejonie ujściowym Czarnej Wody w okresie subatlantyckim. Mierzeja Karwińska składa się więc z dwóch części, które powstawały w różnych okresach i w różnym tempie. Wcześniejsza faza odcinania Nizi-

ny Karwieńskiej prawdopodobnie wystąpiła we wschodniej części mierzei, a ostatnia faza – w części związanej z rejonem ujściowym Czarnej Wody. W świetle krzywych eustatycznych poziom morza w okresie 6000–3000 lat BP występował od około 6 m do 1 m poniżej obecnego (Rosa 1991, Uścińowicz 2004). Etap tworzenia mierzei jest oceniony na około 3000 lat. Czynniki hydrologiczne, związane z odpływem wód, oddziaływały na migrację Czarnej Wody w obrębie pradoliny, powodując okresowe przerywanie procesów wydmotwórczych w miejscach kolejnych ujść rzeki. Rozwój Mierzei Karwieńskiej od strony wschodniej wymuszał odpływ Czarnej Wody w kierunku zachodnim. Proces ten miał negatywny wpływ na rozwój wydym w centralnej części mierzei, na zachód od Czarnej Wody, które są relatywnie najniższe i podlegają aktualnie najsilniejszej abrazji.

W okresie 1988–1996/97 na odcinku Karwia–Stilo występowały procesy abrazyjne o zróżnicowanej prędkości. Lokalnie obserwowano przejawy procesów akumulacyjnych związanych z odbudową plaży i odtwarzaniem wydym, nigdy jednak nieprzywracające ich rozmiarów sprzed zniszczeń sztormowych. Ogólny bilans zmian wskazuje na erozję rejonu. Okresowa akumulacja na odcinku wschodnim związana była z nasilającą się abrazją na odcinkach położonych na zachodzie, w rejonie Białogóry. Straty osadów ze strefy wydmy przedniej przekraczały 70 m<sup>3</sup>/m/rok. Wartość ta była maksymalną odnotowaną stratą brzegu wydmowego w ostatniej dekadzie na polskim wybrzeżu. Pochodną procesu było cofanie się podnóża wydmy, które sięgało w latach 1988–1996 7,5 m/rok, co jest wartością 20-krotnie przewyższającą średnią obliczoną dla okresu 1960–1983 dla brzegów południowo-bałtyckich na podstawie danych kartometrycznych. Wskazuje to na szczególne nasilenie procesów erozyjnych w tym okresie. Nawet w odniesieniu do poprzedniego dziesięciolecia, ocenianego na podstawie zmian niwelacyjnych, była to wielkość czterokrotnie większa (Zawadzka 1989). Sztormy z pierwszej dekady XXI w. spowodowały znaczne krótkookresowe przesunięcia linii brzegowej, które w latach 2007–2008 przekroczyły 10 m/rok.

Przyczyny intensywnych zmian erozyjnych w okresie 1988–1996 związane były z nasilającą się ilością intensywnych sztormów. Częstość występowania wiatru o prędkości 21 m/s na Bałtyku miała trend rosnący (Blomgren 1999). Wiatr 23,6 m/s z kierunku W wystąpił w 1989 r., a w latach 1993 i 1999 wiatr w porywach osiągał 40 m/s (Miętus i in. 2005). Średni poziom morza na stacjach w Ustce i Łebie w latach 1947–1991 wskazuje również na trend wzrostu od 0,19 do 0,24 mm/rok. W latach 1985–1995, czyli w okresie odpowiadającym okresowi pomiarów brzegowych, na odcinku wybrzeża Lubiato–Karwia stany >570 cm występowały aż 43 razy, a w okresie 1951–1995 – 103 razy. Poziom morza ponad 600 cm

w latach 1985–1995 występował 10 razy (Dubrawski i in. 2006). W latach 2006–2007 poziom powyżej 570 cm wystąpił 9 razy, w tym 2 razy – 592 cm. Czas relaksacji brzegu pomiędzy kolejnymi sztormami był zbyt krótki, aby mogły się rozwinąć znaczące procesy wydmotwórcze. Obniżenie form brzegowych wpływało też na coraz większą podatność systemu brzegowego na oddziaływanie zdarzeń średnich i ekstremalnych.

Średnie i wysokie poziomy morza powodują istotną transformację form przybrzeża, co sprzyja w ostatnich latach coraz większym zmianom brzegu. Duże zasoby osadów holocenijskich nagromadzonych na wschodzie, w rejonie pól wydmy koło Białogóry i Stilo, powodowały, że pomimo znacznych zmian linii brzegowej, która była przemieszczana bardzo intensywnie w ostatnich dekadach, podnóża wydmy na wielu odcinkach nie podlegało od lat 80. bardzo dużej erozji. Możliwość alimentacji plaży materiałem z przybrzeża powodowała okresową odbudowę plaż w rejonach, w których wydma była intensywnie zniszczona. Efekty średniookresowego oddziaływania wszystkich czynników dynamicznych na badanym odcinku między Karwią a Stilo, w obrębie brzegowego systemu abrazyjno-akumulacyjnego, wykazały jednak przewagę erozji nad akumulacją.

Bardzo duże straty, niemiszczące się we wcześniejszych klasyfikacjach zmian brzegów wydmy, występowały w latach 2004–2008, ze szczególną intensywnością w wydmach sąsiadujących z klifem w Jastrzębiej Górze i wschodniej części mierzei. Fakt ten wskazuje na zmniejszanie się zasobów piasków holocenijskich na genetycznie akumulacyjnym odcinku, co wpływa na dalszy wzrost erozji brzegów, przy zwiększającej się liczbie znaczących sztormów i wzroście poziomu morza, a to z kolei powoduje zachwianie naturalnej równowagi i bilansu osadów. W odniesieniu do skali czasu, w którym nastąpiło utworzenie się mierzei, procesy wpływające na jej niszczenie można uznać za serię czynników i zdarzeń ekstremalnych, przyczyniających się do całkowitego zaniku niektórych elementów systemu brzegowego i radykalnej zmiany rzeźby.

Publikacja została przygotowana w ramach PBZ KBN 091/P04/2004/07.

## Literatura

- Bird E.C.F. 1985. Coastline changes: a global review. Wiley and Sons, Chichester.
- Blomgren S. 1999. Hydrographic and Morphologic Processes at Falsterbo Peninsula. Present Conditions and Future Scenarios. Lund Institute of Technology. Lund University, Sweden, Report No 1027, 83.

- Bogaczewicz-Adamczak B., Drwal J., Gołębiewski R., Król D., Miotk G. 1987. Studia archeologiczno-paleogeograficzne Kępy Ostrowskiej na Pobrzeżu Kaszubskim. *Przegląd Archeologiczny*, 34: 49–81.
- Dubrawski R., Zawadzka E. (red.) 2006. *Przyszłość ochrony polskich brzegów morskich*. Instytut Morski, 302.
- Embleton C., Thornes J. (red.) 1985. *Geomorfologia dynamiczna*. PWN, Warszawa.
- Gajewski L., Gajewski Ł., Rudowski S., Stachowiak A. 2004. The relief of the offshore sea bottom at the Karwia–Chałupy, Polish Baltic Coast. *Proceedings of the Conference “Rapid transgressions into semi-enclosed basins”*. Polish Geological Institute, Special Papers, 11: 91–94.
- Hartnack W. 1926. Die Küste Hinterpommers unter besonderer Berücksichtigung der Morphologie. *Jahrbuch d. Geograph. zu Greifswald, Greifswald-Stolp*.
- Mendoza E.T., Jimenez J.A. 2005. A storm classification based on beach erosion potential in the Catalanian Coast. *5<sup>th</sup> International Conference on Coastal Dynamics, Coastal dynamics 2005*, s. 82–83.
- Miętus M., Filipiak J., Owczarek M. 2006. Zagrożenia zjawiskami meteorologicznymi i klimatycznymi Półwyspu Helskiego. [W:] J. Cyberski (red.), *Stan i zagrożenia Półwyspu Helskiego*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk, s. 59–76.
- Mörner N. 2003. Sea level changes in the past, at present and in the near future. *Global Aspects and Special Baltic Characteristics. Proceedings of the Conference “Rapid transgressions into semi-enclosed basins”*. Polish Geological Institute, Abstracts and Excursion Guide-Book, Gdańsk–Jastarnia, s. 45–46.
- Pawłowski S. 1922. Charakterystyka morfologiczna wybrzeża polskiego. *Prace Kom. Mat.–Przyr. PTPN*, s. A, 1: 19–107.
- Rosa B. 1963. O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. *Studia Societatis Scientiarum Toruniensis*, 5.
- Rosa B. 1967. Analiza morfologiczna dna południowego Bałtyku. *Wydawnictwo UMK, Toruń*.
- Rosa B. 1991. Zagadnienie zmian poziomu Bałtyku południowego – dotychczasowe rozpoznanie i perspektywy dalszych poszukiwań. *Peribalticum*, 5: 57–75.
- Ruz M. 2005. Influence of high water levels on the evolution of an upper beach/dune system, Wissant Bay, Northern France. *5<sup>th</sup> International Conference on Coastal Dynamics, Coastal dynamics 2005*, s. 400–401.
- Skompski S. 1989. Morfogenez i wiek Pobrzeża Kaszubskiego. *Studia i Materiały Oceanologiczne, Geologia Morza*, 4, Ossolineum, s. 171–178.
- Szujski J., Musielak S. 1991. Współczesne wahania morza i dynamika brzegów morskich. *Peribalticum*, 5: 77–94.
- Tomczak A. 1995. Peat series in the Karwia Lowland and the problem of Holocene marine transgression. [W:] *Polish Coast Past, Present and Future. Journal of Coastal Research. Special Issue*, 22: 207–210.
- Uścińowicz S. 2004. Rapid sea level changes in the Southern Baltic during Late Glacial and Early Holocene. *Proceedings of the Conference “Rapid transgression into semi-enclosed basins”*. Polish Geological Institute Special Papers, 11: 9–17.
- Zaborski B. 1933. *Zarys morfologii Kaszub Północnych*. Wydawnictwa Instytutu Bałtyckiego, Toruń.
- Zawadzka E. 1989. Morfodynamika wybranych odcinków nadbrzeży wydmych. *Studia i Materiały Oceanologiczne*, 55, *Brzeg Morski*, 1: 45–66.
- Zawadzka E. 1999. Tendencje rozwojowe polskich brzegów Bałtyku południowego. *Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk*.
- Zierhoffer A. 1932. Wyspy morenowe wśród Błot Ostrowskich na Pomorzu. *Czasopismo Geograficzne*, 10: 1–3.