

Rozdział 10

Współczesna ewolucja rzeźby wybrzeża Bałtyku Południowego



Ujście Wisły do Zatoki Gdańskiej (ESA/Copernicus)



Rozdział 10

Współczesna ewolucja rzeźby wybrzeża Bałtyku Południowego

*Andrzej Kostrzewski, Stanisław Musielak, Kazimierz Furmańczyk,
Joanna Dudzińska-Nowak, Krystyna Osadczuk, Marcin Winowski,
Tomasz Wolski, Zbigniew Zwoliński*

10.1. Morfosystem polskiego wybrzeża Bałtyku

Wybrzeże morskie o długości 499 km zajmuje wyjątkowe miejsce w krajobrazie Polski. Strefa brzegowa jest zróżnicowana wewnętrznie. Składa się ona z urozmaiconego pod względem rzeźby, litologii i użytkowania ziemi zaplecza oraz z szerokiego przedpola, które stanowi część zanurzonego lądu (Galon 1972, Mojski 2005). Z geomorfologicznego punktu widzenia jest to strefa bardzo dynamiczna. W jej obrębie nakłada się działalność procesów morskich i lądowych. Przyjmuje się, że wybrzeże to strefa lądu przybrzeżnego i dna morskiego, w zasięgu której występują współczesne formy rzeźby brzegu oraz zachowane w rzeźbie dawne linie brzegowe (Bohdziewicz 1963, Leontiew i in. 1982).

Morfosystem wybrzeża Bałtyku Południowego jest obszarem przenikania się i złożonej interakcji wszystkich głównych geosfer. Mineralne podłoże dostarcza materiału osadowego, a także jest osnową dla tworzących się form rzeźby. Istotną rolę w funkcjonowaniu tego systemu odgrywa atmosfera, przede wszystkim poprzez wiatr, będący źródłem energii fal i prądów. Czynnikiem ten generuje również procesy eoliczne na plażach i wydmach. Rola hydrosfery polega głównie na oddziaływaniu wahań poziomu morza, falowaniu i przemieszczaniu się prądów. Duże znaczenie ma też biosfera; z jednej strony jako dostawca materiału organicznego, z drugiej zaś – jako czynnik przyspieszający lub opóźniający procesy akumulacji i abrazyj. Człowiek powoduje zakłócenia w tym systemie, głównie poprzez prowadzoną działalność gospodarczą i zabudowę hydrotechniczną.

Morfosystem wybrzeża obejmuje zespół form rzeźby i osadów, który powstał w określonych warunkach morfolitogenezy sterowanych klimatem (Kostrzewski

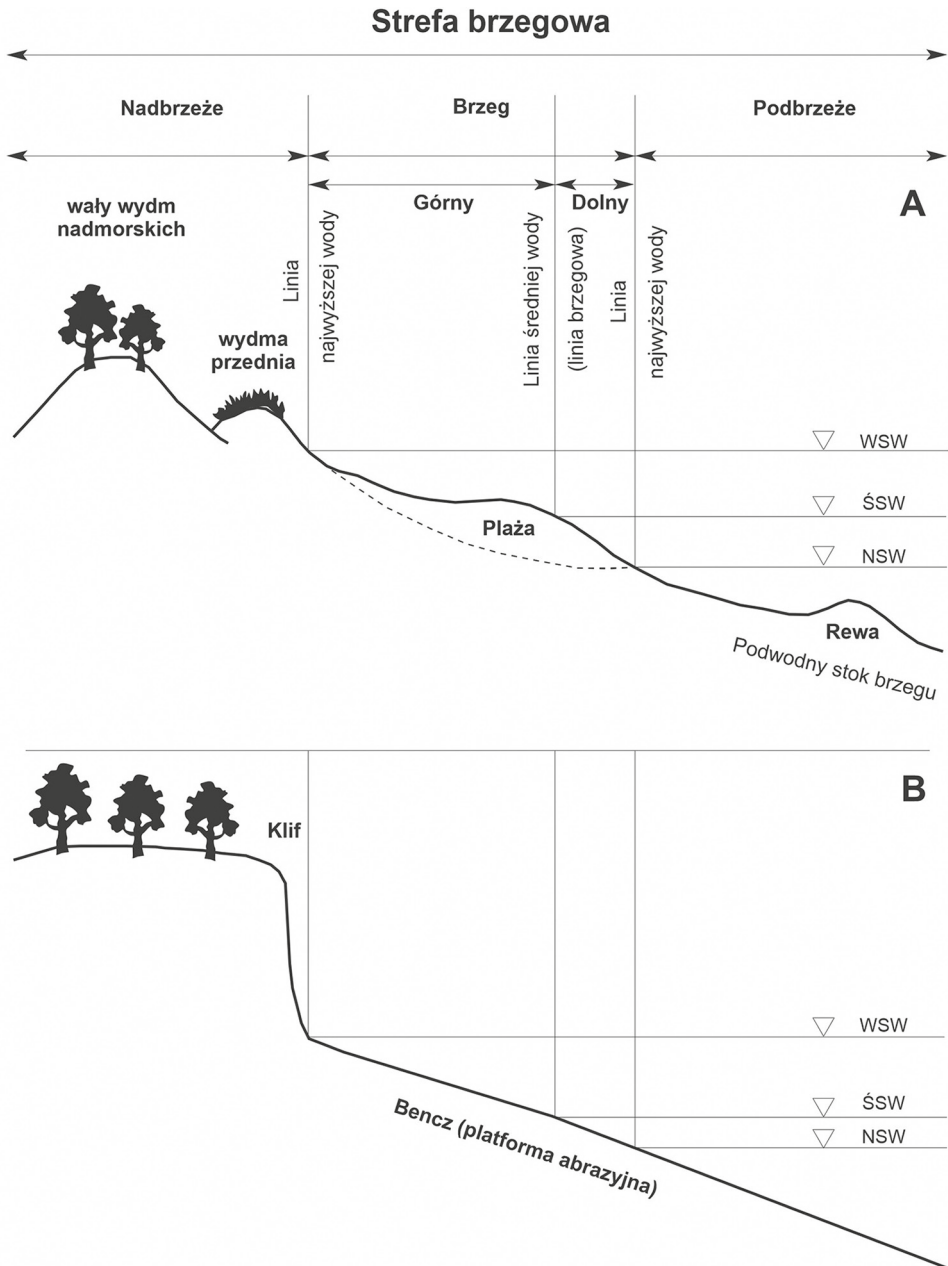
1987). Takie określenie wybrzeża umożliwia systemowe badanie strefy brzegowej. Funkcjonowanie morfosystemu wybrzeża obejmuje ustalenie jakościowe i ilościowe związków, zależności i współoddziaływań między badanymi subsystemami (m.in.: nadbrzeże, plaża, podbrzeże), elementami (warunki hydro-meteorologiczne, litologiczne) i systemami sąsiednimi (zaplecza lądowego i morskiego). W ramach zorganizowanego monitoringu geomorfologicznego w strefie wybrzeża wyspy Wolin od 1973 r. prowadzone są badania współczesnych procesów morfogenetycznych i sedymentacyjnych (Kostrzewski 1987). Realizowane prace badawcze stanowią podstawę do rozpoznania aktualnego stanu wybrzeża, będącego efektem procesów działających podczas glacialnego i holocenijskiego cyklu rzeźbotwórczego oraz różnokierunkowej działalności człowieka (Bohdziewicz 1963, Galon 1972, Subotowicz 1982, Kostrzewski, Zwoliński 1988, Musielak 1997, Zawadzka-Kahlau 1999, Dudzińska-Nowak 2015).

10.1.1. Podział strefy brzegowej

Dla morza bezpływowego, jakim jest Bałtyk, najczęściej używane są następujące określenia, charakteryzujące poszczególne elementy występujące na jego wybrzeżu (ryc. 10.1):

- *wybrzeże* – pas graniczny lądu i morza o zróżnicowanej szerokości, obejmujący zarówno jego nadwodną, jak i podwodną część,
- *brzeg* – obszar położony pomiędzy liniami najniższego i najwyższego poziomu wody,
- *linia wody* – wyznaczona przez styk powierzchni lądu i morza,
- *linia brzegowa* – oddzielająca część nadwodną od podwodnej w strefie wybrzeża, jest trudna do określenia w związku z wahaniami poziomu morza, za linię brzegową przyjmuje się średnie położenie linii wody, odpowiadające średniemu współczesnemu położeniu poziomu morza,
- *brzeg górny* – obszar brzegu zalewany przez fale przyboju tylko przy wysokich poziomach wody,
- *brzeg dolny* – obszar brzegu odsłaniający się jedynie przy niskich poziomach morza,
- *strefa brzegowa* – pas graniczny lądu i morza, złożony z nadwodnej i podwodnej części, w jego obrębie wydziela się: podbrzeże, brzeg, nadbrzeże,
- *odmorska granica strefy brzegowej* – głębokość, na której zaczyna się oddziaływanie falowania na dno (umownie przyjmuje się głębokość równą połowie długości fali),
- *odładowa granica strefy brzegowej* – zasięg występowania charakterystycznych form rzeźby nadbrzeżnej (klify, wydmy, równiny aluwialne).

Wybrzeże Bałtyku Południowego podlega ciągłym zmianom i przekształceniom. Tempo i kierunek zmian uzależnione są od rzeźby i litologii wybrzeża, lokalnych warunków hydrometeorologicznych oraz od sposobu użytkowania ziemi (Kostrzewski, Zwoliński 1988, Pruszek 1998, Rotnicki i in. 1995).



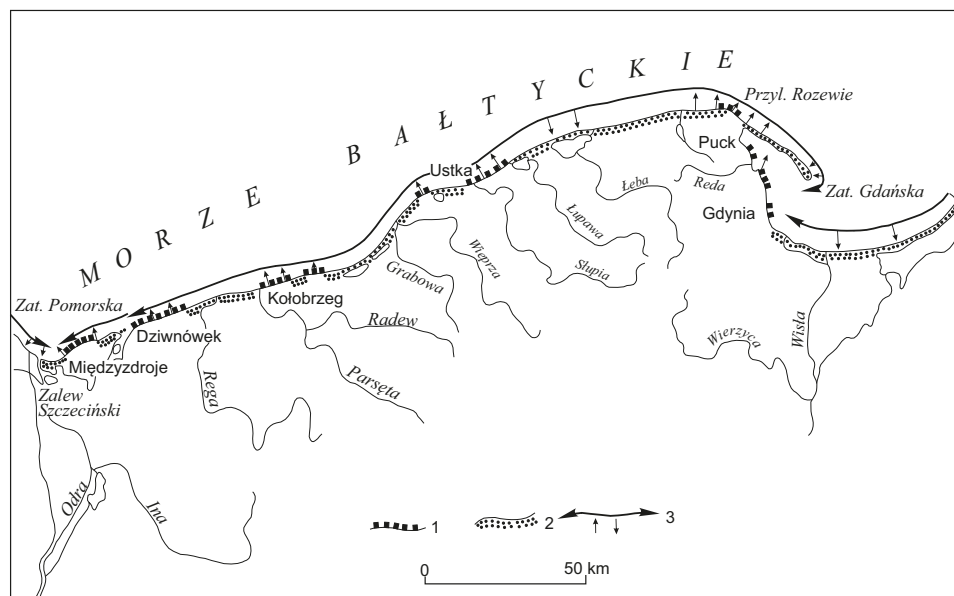
Ryc. 10.1. Główne elementy strefy brzegowej Bałtyku Południowego (wg Musielaka 1997)
 A – brzeg wydmy (akumulacyjny), B – brzeg klifowy (abrazyjny), WSW – wysoki poziom wody, ŚSW – średni poziom wody, NSW – niski poziom wody

10.1.2. Typy brzegów polskiego wybrzeża Bałtyku

Na polskim wybrzeżu występują trzy typy brzegów: klifowe, wydmore i płaskie niskie aluwialne (Pawłowski 1922, Subotowicz 1982). Brzegi klifowe są charakterystyczne dla miejsc, gdzie wysoczyzna morenowa dochodzi bezpośrednio do linii brzegowej. Brzegi płaskie niskie aluwialne oraz brzegi wydmore rozwijają się w miejscach bezpośredniego kontaktu z morzem obszarów nadmorskich równin aluwialnych i pradolin polodowcowych. Podkreślić należy, że zarówno procesy abrazji, jak i akumulacji mogą występować w obrębie wszystkich trzech wymienionych powyżej typów brzegów.

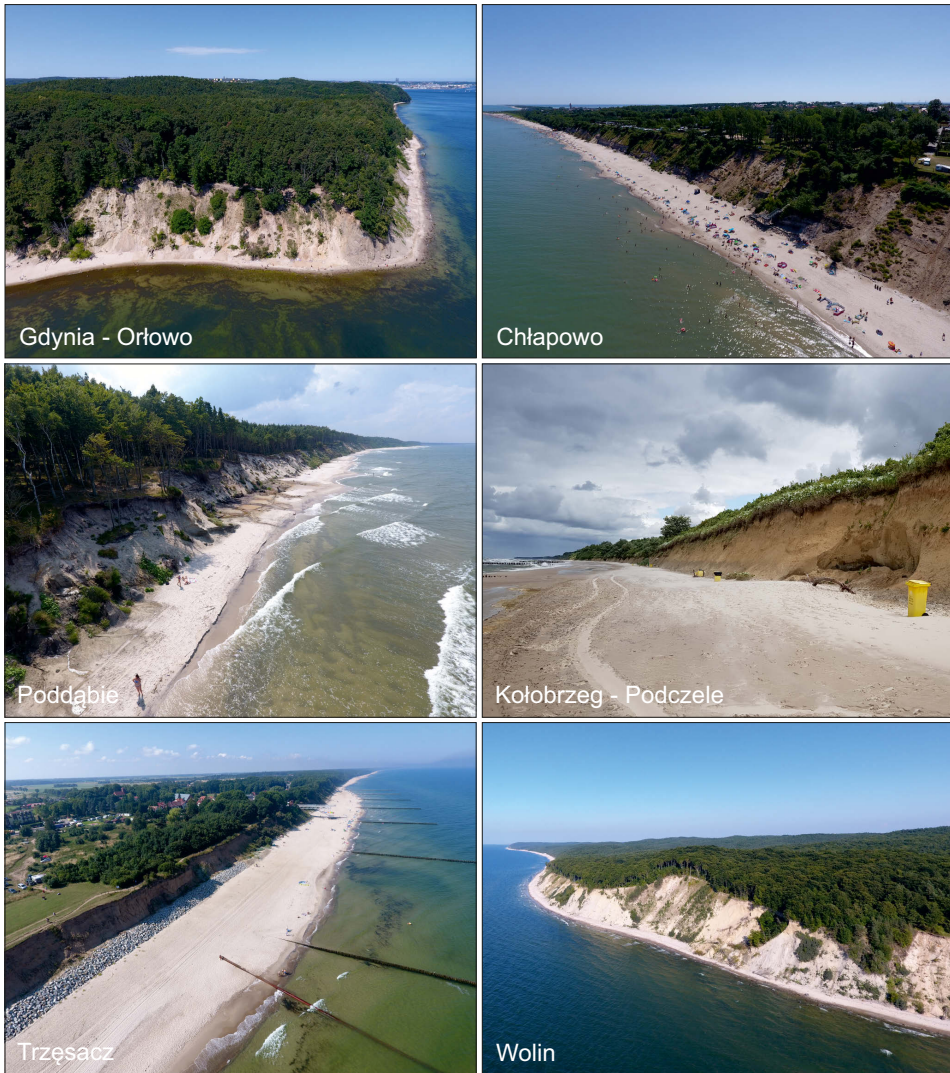
10.1.2.1. Brzegi klifowe

Brzegi klifowe Bałtyku Południowego (ryc. 10.2) odznaczają się dużą zmiennością morfologiczną i dynamiką rozwoju. Szczegółowe badania brzegów klifowych Polski (Subotowicz 1982, Kostrzewski, Zwoliński 1986, 1988, 1995, Winowski 2011, 2015, Winowski i in. 2019) umożliwiają określenie tendencji ich rozwoju w różnych skalach czasowych w warunkach zmian klimatu i zmieniającej się antropopresji. Brzegi klifowe o łącznej długości około 45 km występują na zachodnim wybrzeżu Zatoki Gdańskiej oraz na odcinkach wybrzeża: Cetniewo–Jastrzębia Góra, Rowy–Ustka, Jarosławiec, Sarbinowo–Kołobrzeg, Niechorze–Łukęcin, Międzywodzie–Międzyzdroje (ryc. 10.3). Poszczególne odcinki brzegów klifowych reprezentują różne ich typy i etapy rozwoju (ryc. 10.4). Zaznaczająca



Ryc. 10.2. Brzegi klifowe i akumulacyjne oraz kierunki potoków rumowiska na wybrzeżu Polski (wg Subotowicza 1982)

1 – brzegi klifowe, 2 – brzegi akumulacyjne, 3 – wzdłużbrzegowe potoki rumowiska



Ryc. 10.3. Wybrane odcinki brzegów klifowych polskiego wybrzeża. W budowie dominują utwory glacialne, fluwioglacialne oraz fluwialne. Budowa geologiczna determinuje podatność klifów na czynniki niszczące. Odcinki piaszczyste są wyraźnie wycofane w głąb lądu (Wolin – Świdna Kępa) w stosunku do gliniastych tworzących strefy przylądkowe (Gdynia – Cypel Orłowski) (fot. M. Winowski)

się tendencja wzrostu poziomu morza i silnych spiętrzeń sztormowych ma duży wpływ na przebieg i natężenie procesów abrazji i akumulacji, a w konsekwencji również na aktualne typy wybrzeża klifowego Bałtyku Południowego. Różnokierunkowa działalność człowieka, przejawiająca się w intensywnym użytkowaniu

Wybrzeże klifowe (k)			Wybrzeże wydymowe (W) i aluwialne (A)		
Ozn.	Schematyczny przekrój	Określenie	Ozn.	Schematyczny przekrój	Określenie
Cechy geologiczno-morfologiczne					
1		Klif typowe, bez osłon wydymowych	1		Wybrzeże wydymowe wysokie
2		Klif z osłoną wydmy przedniej przykrawędziowej	2		Wybrzeże wydymowe średniej wysokości
3		Klif z osłoną wydmy nadkrawędziową	3		Wybrzeże wydymowe niskie
Tendencje rozwojowe					
a		Stale niszczenie (faza ciągłego rozwoju)	A		Wybrzeże płaskie aluwialne
b		Pełna stabilizacja (faza wygaszonej abrazji)	a		Przewaga niszczenia (faza rozwoju abrazji)
c		Stabilizacja przejściowa (faza chwiejnego rozwoju)	b		Przewaga stabilizacji i akumulacji piasków morskich
T – Wybrzeża technogeniczne (rozwoj kształtowany pod wpływem budownictwa morskiego)			c – Zmienne kierunki rozwoju (faza chwilowego rozwoju)		
Oznaczenia: gm – gliny zwalowe fg – utwory fluwioglacjalne pe – piaski eoliczne pm – piaski morskie			T – Wybrzeża technogeniczne (rozwoj kształtowany pod wpływem budownictwa morskiego) Oznaczenia: h – przeciętna wysokość wydmy pe – piaski eoliczne pm – piaski morskie tn – torfy i namuły Qh – holocen Qpl – plejstocen M – miocen		

Ryc. 10.4. Typy wybrzeży Bałtyku Południowego (wg Bohdziewicz 1963)

strefy wybrzeża i wprowadzaniu urządzeń zapobiegających niszczeniu klifów, stanowi poważny czynnik modyfikujący przebieg procesów naturalnych.

10.1.2.2. Brzegi płaskie niskie

Brzegi płaskie niskie uformowane są zwykle z utworów aluwialnych (piaski, torfy i namuły), zalegających w dolinach położonych pomiędzy wysoczyznami plejstoceńskimi. Ich wysokość nie przekracza 1 m n.p.m. i zwykle pozbawione są osłony wydymowej. Niekiedy na niskim płaskim brzegu pojawia się wąski pas wydmy (stąd obecnie przyjęta nazwa tego typu brzegów – wydymowo-aluwialne).

Na polskim wybrzeżu długość brzegów płaskich niskich (i wydymowo-aluwialnych) wynosi około 58,5 km (Dobrcki, Uścińowicz 2007). Płaża zazwyczaj jest niska i wąska, niedostarczająca odpowiedniej ilości materiału do uformowania

szerokiego pasma wydm. Przykładem takiego brzegu są odcinki Zatoki Gdańskiej, np. pomiędzy Oliwą a Sopotem czy brzegi Półwyspu Helskiego od strony Zatoki Gdańskiej, gdzie nie ma w ogóle wydm. Także brzeg położony na zachód od Jastrzębiej Góry (Karwia) czy Mierzei Bukowieckiej, gdzie istnieje wąski i niski łańcuch wydm (czasem przerywany przez sztormy), można zaliczyć do brzegu niskiego płaskiego.

10.1.2.3. Brzegi wydmore

Brzegi wydmore powstają w wyniku akumulacji eolicznej piasków transportowanych z plaży w kierunku łądu i odznaczają się występowaniem szerokiej plaży oraz dobrze uformowanych, mniej lub bardziej ustabilizowanych wydm. Wydm nadmorskie rozwijają się na piaszczystych barierach zwanych mierzejami (Łabuz i in. 2018), oddzielających od morza jeziora przybrzeżne, a także zatoki lub zabagnione równiny. Powstawanie wydm jest funkcją ilości materiału, reżimu wiatrowego oraz charakterystyki profilu brzegu (Borówka 1980). Akumulacji piasków sprzyja obecność naturalnych przeszkód, a przede wszystkim rozwój roślinności (głównie halofilnej i psamofilnej), która wyłapuje i utrzuca osady w górnej strefie plaży, poza zasięgiem fal sztormowych (Carter 1988, Hesp 1988). Prowadzi to do powstania wydm przednich. Są one zwykle równoległe do linii brzegowej, z wyjątkiem miejsc, gdzie mała wilgotność lub nadmierna dostawa piasku uniemożliwiają kolonizację roślinności. Kiedy roślinność oraz gleby rozwijają się i ustaje dostawa piasku, wtedy formy inicjalne stają się ustabilizowanymi wydmami przednimi (Carter, Wilson 1990). Przy ciągłej dostawie piasku wydmy przednie rozrastają się i na progradującym brzegu może formować się sekwencja wałów wydmych.

Istnieje ścisły związek pomiędzy dynamiką brzegu i akumulacją piasków na plaży a formowaniem się wydm. Przyrost wydm przednich możliwy jest przy dodatnim bilansie plaży. W przeciwnym bowiem razie zainicjowany jest proces zwężania plaży i erozji wydm przez falowanie. Według N.P. Psutego (1992) optimum rozwoju wydmy przedniej ma miejsce wówczas, gdy bilans osadowy plaży jest lekko ujemny, spowodowany ciągłą dostawą piasku z plaży na najwyższą część wydmy.

Mierzeje polskiego wybrzeża i pokrywające je wydmy powstały w ciągu ostatnich 5000 lat (Rosa 1963, Bohdziewicz 1963, Tomczak 1995) podczas fazy względnej stabilizacji brzegu, po zakończeniu transgresji morskiej z okresu atlantyckiego (Tomczak 1995). Większość akumulacyjnych odcinków brzegu z formami wydmy tworzyła się w rejonie nisko położonych pradolin i połodowcowych obniżzeń końcowych (Rosa 1963).

W Polsce długość wydmowo-mierzejowego wybrzeża wynosi około 331 km (Dobrcki, Uścińowicz 2007). Wśród mierzei wyróżnia się mierzeje stabilne i agraujące oraz mierzeje transgredujące. Mierzeje stabilne i agraujące rozwijają się na wybrzeżu o dużych dostawach osadów piaszczystych (okolice ujść dużych rzek, erodowanych piaszczystych osadów plejstocenijskich na brzegu lub w podbrzeżu – np. Mierzeja Wiślana i obszary wokół tzw. Bramy Świny).

Następuje przyrost zarówno podwodnej części mierzei, jak i rozwój wydm. Mierzeje transgredujące rozwijają się na wybrzeżu z deficytem osadów piaszczystych. Na przedpolu mierzei występują często wychodnie osadów lagunowych (np. mierzeje Jamna, Bukowa, północno-zachodnia część Półwyspu Helskiego). Deficyt piasku może wynikać z braku osadów źródłowych lub zdecydowanej przewagi tranzytu – wzdłużbrzegowego transportu osadów (Dobrcki, Uścińowicz 2007).

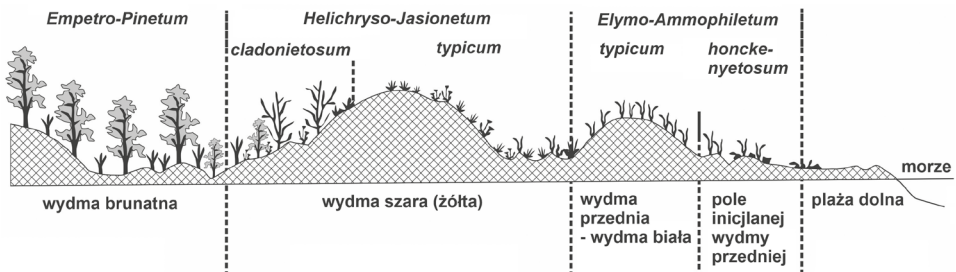
R.K. Borówka (1980) brzegi wydnowo-mierzejowe Polski podzielił na trzy typy:

- brzegi wydnowo-mierzejowe z kompleksem kilku wałów wydnowych ułożonych zwykle równolegle do linii brzegu (Brama Świny i wschodnia część Mierzei Helskiej),
- brzegi wydnowo-mierzejowe z jednym wałem wydnowym (środkowa część polskiego wybrzeża między Mielnem a Darłowem, zachodnia część Mierzei Helskiej, Mierzeja Wiślana – na wschód od Gdańska),
- brzegi wydnowo-mierzejowe z kompleksami wydnow parabolicznych i barchanowych (na zachód od Ustki, Mierzeja Łebska między Rowami a Białogórą).

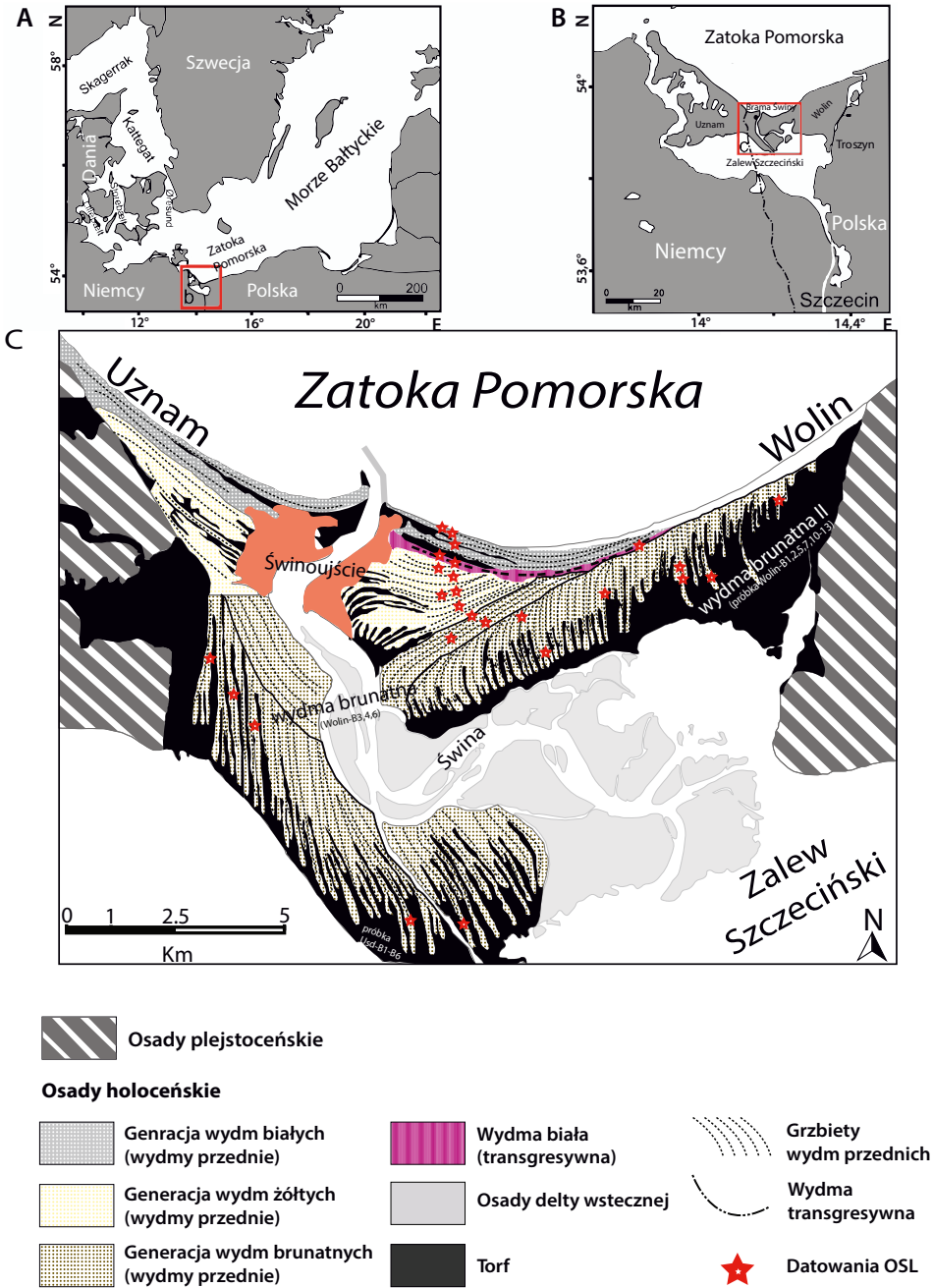
Jednym z ciekawszych przybrzeżnych pól wydnowych Bałtyku Południowego jest Brama Świny (ryc. 10.5). Na tworzących ją dwóch kosach (wolińskiej i uznamskiej) rozwinęły się zespoły wałowych form eolicznych, których naturalna sukcesja jest odzwierciedleniem warunków kształtujących rozwój wybrzeża Bałtyku w holocenie (ryc. 10.6). Oprócz trzech zespołów wyróżnionych wcześniej przez K. Keilhacka (1912, 1914), tzw. wydnow brunatnych, żółtych i białych, w obrębie tych ostatnich wydzielono dodatkową generację, którą nazwano wydnowy białe I (Osadcuk 2004). Dokładna analiza sedymentologiczna osadów eolicznych wykazała, że wyodrębnione na podstawie analizy morfologicznej cztery generacje wydnow różnią się również cechami budujących je osadów, co może wskazywać na zmieniające się warunki rozwoju Bramy Świny (Osadcuk 2004).

Datowanie metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) ziarn kwarcu wyekstrahowanych z prób piasku pobranego z wydnow pozwoliło na odtworzenie kolejnych etapów rozwoju Bramy Świny oraz oszacowanie tempa jej przyrostu (ryc. 10.6, 10.7) (Reiman i in. 2011).

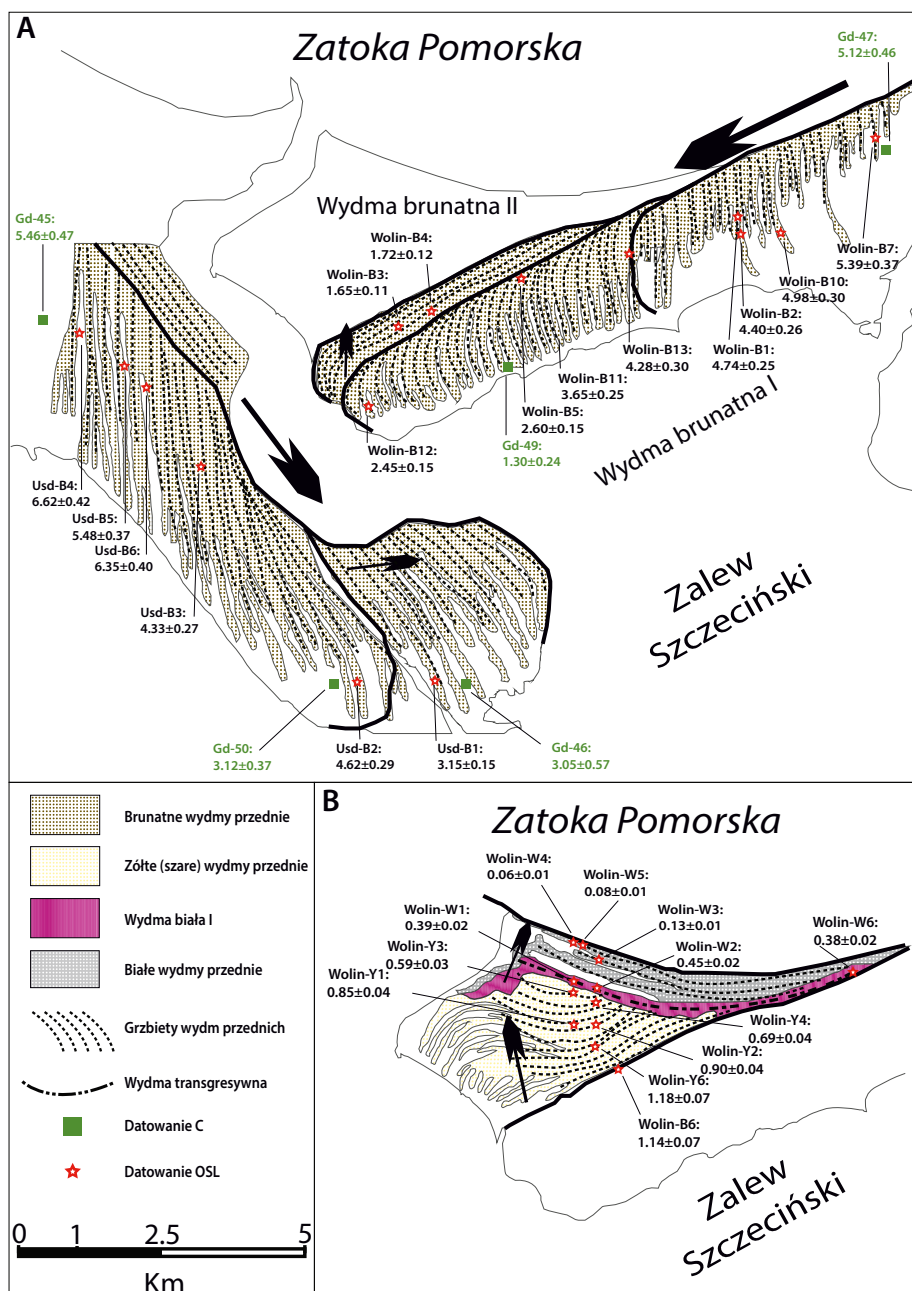
Najstarsza data ($6,62 \pm 0,42$ ka BP) (ryc. 10.7) pochodzi z osadów wydnow brunatnych znajdujących się u nasady kosy uznamskiej, co oznacza, że rozwój wydnow



Ryc. 10.5. Typowy profil wydnow nadmorskich polskiego brzegu akumulacyjnego: formy rzeźby i zbiorowiska roślinne wydnow (wg Piotrowskiej, Gosa 1995, zmienione i uzupełnione przez Łabuz 2005)

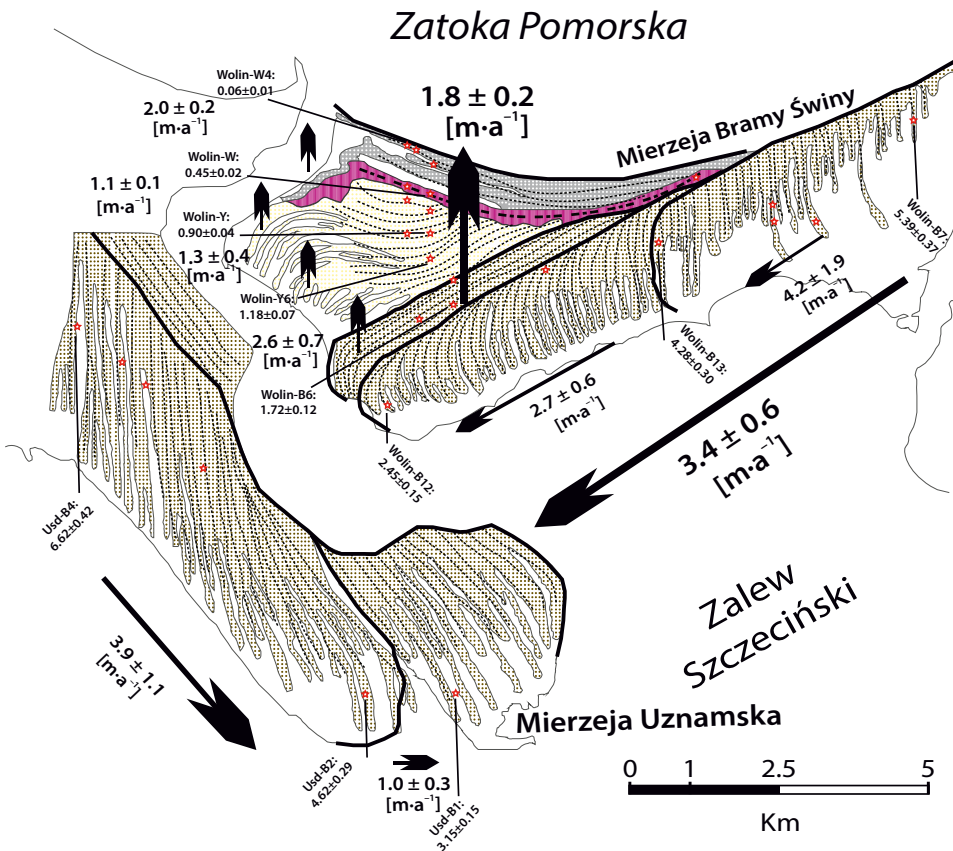


Ryc. 10.6. Mierzeja Brama Świna wraz z zaznaczonymi poszczególnymi generacjami wydmy brunatnych, żółtych i białych oraz wydmy białych I. Na mapie wskazano również miejsca poboru prób do datowań OSL (wg Reimana i in. 2011, zmienione)



Ryc. 10.7. Mapy pokazujące a) wiek OSL wydym brązowych na kosie uznamskiej i wolińskiej, b) wiek wydym żółtych i białych na kosie wolińskiej. Wiek OSL podano w ka przed rokiem 2008, wiek radiowęglowy podano w latach skalibrowanych ka BP (wg Reimana i in. 2011, zmienione)

rozpoczął się zaraz po głównej fazie transgresji lityrynowej. W ciągu kolejnych 3000 lat progradacja kos zachodziła coraz wolniej, w tempie od $4,2 \pm 1,9 \text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ do $2,6 \pm 0,7 \text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ (ryc. 10.8). Znaczące spowolnienie tego procesu odnotowano podczas późnej transgresji subatlantyckiej około 1,2 tys. BP, kiedy tempo rozwoju mierzei spadło do $1,3 \pm 0,4 \text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ (kosa wolińska). Kolejny etap wzrostu tempa progradacji Bramy Świny nastąpił w latach 1550–1850 ($2,0 \pm 0,2 \text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$) podczas małej epoki lodowej. Systematyczne datowanie osadów z poszczególnych generacji wydm ujawniło istnienie sześciu hiatusów, z których większość jest czasowo związana z fazami ochłodzenia klimatu i powstaniem warunków sztormowych. Wzrost aktywności procesów eolicznych około 1000 r. n.e. jest, jak się uważa, rezultatem działalności człowieka i trzebieży lasów. Natomiast przyrost wydmy miał miejsce w okresach łagodniejszego klimatu i występowania zwartej pokrywy roślinnej (Reiman i in. 2011).



Ryc. 10.8. Mapa przedstawiająca tempo progradacji wyrażone w $\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$ dla poszczególnych generacji wydmy Bramy Świny (wg Reimana i in. 2011, zmienione). Czarne cienkie linie wyznaczają hiatusy występujące między poszczególnymi wydmy wraz z datami OSL. Znaki i symbole patrz ryc. 10.7

10.2. Paleogeograficzne uwarunkowania rozwoju polskiego wybrzeża Bałtyku Południowego

Po ustąpieniu lądolodu ostatniego zlodowacenia skandynawskiego poziom wód Morza Bałtyckiego w ciągu ostatnich około 11 000 lat (w holocenie) z niewielkimi tylko czasowymi przerwami ustawicznie się podnosił. Prędkość wzrostu poziomu morza początkowo, podczas trwającej około 2000 lat pierwszej fazy holocenijskiej transgresji Bałtyku, była bardzo duża (Rosa 1984) i wynosiła ponad $20 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$. Druga faza transgresji holocenijskiej, nazwana transgresją litorynową, w początkowym etapie była też szybka i poziom wód ówczesnego Bałtyku podniósł się od około 25 m do 10 m poniżej współczesnego poziomu morza. Kolejne dwie fazy tej transgresji były bardziej długotrwałe i powolniejsze, a poziom wód podnosił się odpowiednio od 10 m do 4 m p.p.m. i od 4 m do około 2 m p.p.m. Początki ostatniej fazy transgresji holocenijskiej, nazywanej subatlantycką, wiązane są z datą około 500 lat p.n.e. (Rosa 1984). W pierwszych dwóch wymienionych powyżej etapach transgresji, którym towarzyszył szybki wzrost poziomu morza, wkraczanie wód morskich na obszary nizin nadbrzeżnych i pradolin było gwałtowne, a proces niszczenia brzegów był niezwykle intensywny. Pozostały po nim dzisiaj na dnie Bałtyku ślady w postaci ławic (Słupska, Orla, Odrzana). Dopiero podczas późniejszych, znacznie wolniejszych faz transgresji holocenijskiej, rozwój południowych brzegów Bałtyku był podobny do tego, jaki obserwujemy obecnie.

Obszary na północ od obecnego brzegu w rejonach, w których występowały wysoczyzny morenowe i rozdzielające je doliny wyżłobione przez wody topniejącego lądolodu, stopniowo zalewane były przez transgredujące wody morskie. Należy przypuszczać, że podobnie jak w czasach obecnych silne wiatry doprowadzały do powstawania dużych fal, wywołujących erozję brzegów. Podczas silnych sztormów fale podcinały brzegi wysoczyznowe, powodując ich cofanie się i powstawanie klifów. Piasek pochodzący z erozji brzegu i przyległego dna morskiego trafiał na plaże i na podwodną część strefy brzegowej. W zależności od kierunku wiatru i zmian poziomu morza był on przemieszczany wzdłuż brzegu bądź też wynoszony na większe głębokości lub ponownie zasilał plażę. Silne wiatry wiejące znad morza przemieszczały cząsteczki piasku z plaży i z nich tworzyły wydmy na zapleczu plaży. Wraz ze wzrostem poziomu morza proces ten i towarzyszące mu efekty morfologiczne przesunęły się w stronę lądu. Od połowy XIX w. odnotowywane jest nasilające się i osiagające w ostatnim stuleciu prędkości $1\text{--}2 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ponowne przyspieszenie tempa wzrostu poziomu morza (Mörner 1980, Rotnicki, Borzyszkowska 1999, Rotnicki 2009), intensyfikujące niszczenie brzegów. Tak więc procesy i zjawiska obserwowane obecnie w strefie brzegu morskiego, w tym ich erozja, są procesami działającymi w sposób ciągły w dłuższym okresie. Analiza funkcjonowania morfosystemu wybrzeża Bałtyku Południowego i jego ewolucji w czasie pozwala na prawidłowe określenie tendencji jego dalszego rozwoju.

10.3. Uwarunkowania geomorfologiczne i hydro-meteorologiczne kształtowania rzeźby wybrzeża Bałtyku Południowego

10.3.1. Rzeźba i budowa geologiczna brzegów

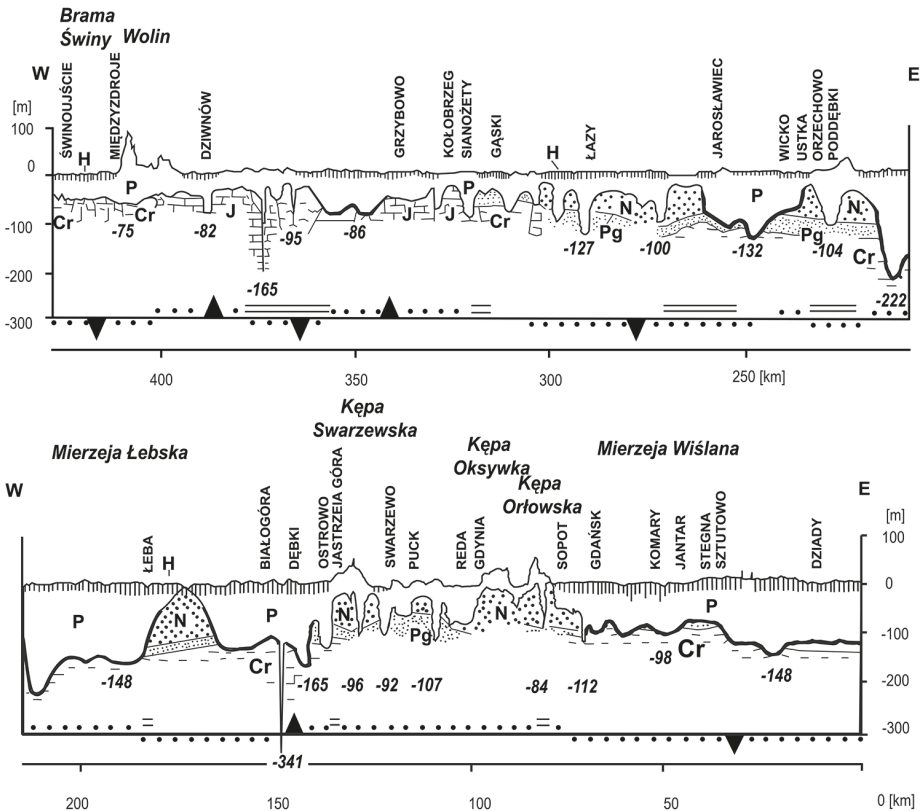
Charakterystyczną cechą wybrzeża Bałtyku Południowego jest znaczne wyrównanie jego przebiegu, pomimo dużego zróżnicowania morfologicznego. W zakresie typów morfologicznych na polskim wybrzeżu dominują klify gliniaste i piaszczyste oraz typ wydmy o budowie piaszczystej. Wybrzeża Bałtyku Południowego zbudowane są z plejstocenijskich osadów polodowcowych oraz z holocenijskich osadów aluwialnych, osadów akumulacji morskiej i eolicznej (ryc. 10.9).

Fragmenty wybrzeża zbudowane z osadów plejstocenijskich najczęściej tworzą obecnie brzegi klifowe, o wysokościach od kilku do ponad 80 m (klify Wolina). W niektórych miejscach górna część klifu jest pokryta serią późnoglacialnych i holocenijskich osadów eolicznych (Borówka i in. 1982). Jednakże większą część obszaru wybrzeży polskich (>70%) zajmują brzegi wydmy-mierzejowe z wydmy o wysokości od 2 do 40 m. Na zapleczu mierzei występują najczęściej stosunkowo obszerne zagłębienia pochodzenia lodowcowego lub wodno-lodowcowego, w większości przypadków wypełnione torfem. Ich powierzchnia położona jest na wysokości od 1 do 3 m ponad współczesnym poziomem morza. W niektórych obniżeniach znajdują się płytkie jeziora. Występujące w strefie wybrzeża Polski osady plejstocenijskie mają stosunkowo niewielką miąższość (20–50 m), która jedynie w rejonie wyspy Wolin dochodzi do 150 m. Zalegają one na utworach formacji jurajskich i kredowych. Serie te są litologicznie zróżnicowane. W niektórych miejscach serie plejstocenijskie zawierają wkładki (porwaki) starszych osadów trzeciorzędowych lub kredowych.

Na ogólnie wyrównany przebieg linii brzegowej wybrzeży Bałtyku Południowego istotny wpływ miały ruchy neotektoniczne, które nakładając się na eustaticzne holocenijskie podniesienie poziomu morza, warunkowały powstanie zatok (Gdańskiej, Pomorskiej i Koszalińskiej) oraz wysunięcie linii brzegowej w kierunku otwartego morza (rejon Wyniesienia Łeby).

10.3.2. Wiatry i falowanie wiatrowe

Wśród czynników najintensywniej oddziałujących na brzegi i dno morskie w strefie brzegowej istotne są pulsacyjne zmiany ciśnienia atmosferycznego, wywołujące wiatry i w efekcie różno-okresowe ruchy falowe i wahania poziomu wody. Na wiatry na Bałtyku Południowym ma wpływ cyrkulacja atmosferyczna umiarkowanych szerokości geograficznych, modyfikowana przez pseudomonsunową wymianę mas powietrza znad Oceanu Atlantyckiego i kontynentu europejskiego (ryc. 10.10). Doprowadza to do przewagi kierunków wiatrów sektora SW i W zarówno nad otwartym morzem, jak i w strefie brzegu przez większość miesięcy w ciągu roku z wyjątkiem wiosny. Średnia roczna prędkość wiatru dla otwartego morza przekracza $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, zaś jej wartość maleje w pobliżu brzegu i na lądzie. Udział

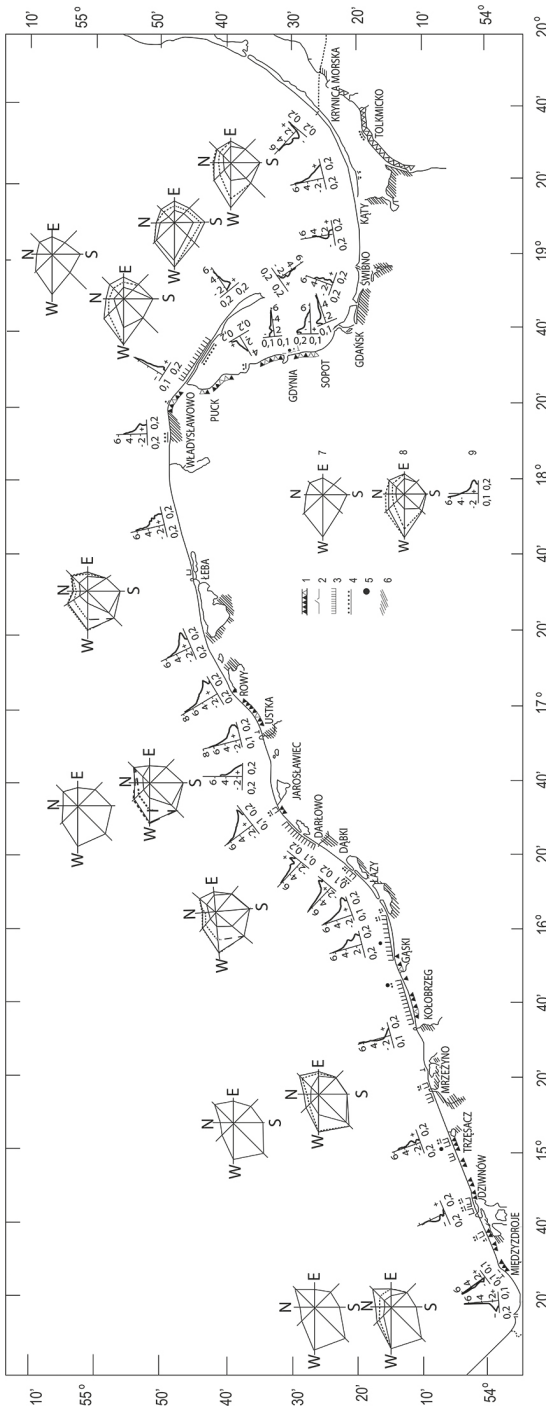


Ryc. 10.9. Przekrój geologiczny wzdłuż wybrzeży Polski (wg Tomczak 1995)
 J – jura, Cr – kreda, N – neogen, P – plejstocen, H – holocen

procentowy sytuacji z wiatrem o sile powyżej 6^oB jest najwyższy w okresie od października do marca i przekracza w poszczególnych miesiącach 15–20%.

Najwyższe średnie miesięczne prędkości wiatru (5–7 m·s⁻¹) w strefie brzegowej są charakterystyczne dla miesięcy jesienno-zimowych, zaś najniższe są notowane od maja do sierpnia (2,5–3,5 m·s⁻¹) podczas występowania w basenie Morza Bałtyckiego gradientów niskiego ciśnienia. Częstotliwość występowania pogody sztormowej (powyżej 8^oB) może wahać się od 2 do 5% w zależności od miesiąca i obszaru.

Specyficzna sytuacja występuje w rejonie Półwyspu Helskiego. Ekspozycja północno-wschodnia tego półwyspu sprawia, że jest on osłonięty przed – przeważającymi na polskim wybrzeżu – wiatrami z sektorów NW, W i SW. Kierunkami wywierającymi najsilniejszy wpływ na przekształcanie brzegów Półwyspu Helskiego są kierunki N–NE, które wraz ze spiętrzeniami sztormowymi i falami barycznymi mogą powodować katastrofalne w skutkach sztormy. Wiatry z kierunków N–NW przyczyniają się do erozji brzegów zarówno poprzez oddziaływanie



Ryc. 10.10. Częstotliwość występowania wiatrów i falowania oraz transport rumowiska (wg Zawadzkiej-Kahlau 1999)

1 – klif, 2 – falochron portowy, 3 – ostrogi, 4 – opaska brzegowa, typ „lekkiej”, 5 – opaska brzegowa typ „ciężkiej”, 6 – tereny zagrożone powodzią sztor-mową, 7 – częstotliwość występowania wiatru (wg Robakiewicz 1987), 8 – częstotliwość występowania fali średniej na głębokości 5 m w klasach (wg Robakiewicz 1987), 9 – kierunek i natężenie transportu rumowiska (wg Cieślaka 1981)

fal, jak i poprzez uruchamianie wzdłużbrzegowego transportu osadów skierowanego ku końcowi półwyspu. Wiatry NE w rejonie Półwyspu Helskiego wywołują powstanie układu komórek cyrkulacyjnych, którym towarzyszy erozja niektórych odcinków brzegu (Furmańczyk 1994).

W akwenach mórz bezpływowch, takich jak Morze Bałtyckie, za zasadniczy ruch falowy w strefie brzegowej przyjmuje się krótkookresowe falowanie wiatrowe (Massel 1989). Powszechnie uważa się, że o zmianach rzeźby powierzchni dna decyduje właśnie falowanie wiatrowe (Basiński i in. 1993). W miarę wkraczania fal na płytkowodne obszary strefy brzegowej podlegają one coraz to intensywniejszemu oddziaływaniu dna morskiego. Wszelkie występujące na drodze fal przegłębienia dna stanowią miejsca, gdzie przenika do brzegu większa ilość energii falowej, która w różny sposób może być spożytkowana w procesach kształtujących strefę brzegową. Proces transformacji fali w kierunku brzegu i wzajemnego z nim oddziaływania kończy się ostatecznym jej rozbięciem na progę kipielowym i nabieganiem powstałego po tym rozbięciu potoku napływu na plażę. Odcinki wybrzeża o ekspozycji na najsilniejsze i najczęstsze falowania sztormowe mogą być skutecznie chronione przed skutkami falowania przez występujące w strefie przybrzeżnej płytczny podwodne.

10.3.3. Prądy przybrzeżne

W strefie załamywania się fal (strefa przyboju) zachodzi najbardziej aktywne oddziaływanie przepływów wody na dno morskie. Najistotniejsze wśród tych przepływów są:

- wzdłużbrzegowe prądy energetyczne związane bezpośrednio z załamaniem fali,
- kompensacyjne prostopadłe do brzegu prądy powrotne, w tym prądy rozrywające (lokalne odpływy w kierunku morza wody spiętrzonej przy brzegu),
- prądy gradientowe wywołane przez lokalne różnice poziomów wody oraz prądy (potoki) nabiegania fal na brzeg (napływ i spływ).

We wzdłużbrzegowym transporcie osadów najważniejszą składową przybrzeżnego systemu prądowego jest wzdłużbrzegowy prąd energetyczny. Jego szczególnie duże zróżnicowanie w poprzecznym do brzegu profilu odnotowywane jest w przypadku występowania większej niż jedna liczby rew, co często ma miejsce na wybrzeżu Bałtyku Południowego.

Jednym z ruchów wody jest prąd rozrywający, wynikający z trójwymiarowości ruchu falowego i złożonej batymetrii dna oraz zbiegania się mas wodnych napływających z przeciwnych kierunków. Pomimo że prędkość prądu rozrywającego może osiągać znaczne wartości ($>1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), większość badaczy zajmujących się strefą brzegową, w tym głównie z inżynierskiego punktu widzenia (Basiński in. 1993), uważa, że mają one jedynie lokalne znaczenie i nie decydują o całokształcie przebiegu procesów sedymentacyjnych. Przeprowadzone w ostatnich kilkunastu latach badania (Furmańczyk, Musielak 1999) wykazały, że poza funkcjonującymi w bezpośredniej bliskości brzegu klasycznymi układami prądów rozrywających

istnieją rozwinięte na znacznie większą skalę kompensacyjne odpływy w stronę morza mas wodnych o zupełnie podobnym do tych prądów charakterze, wyraźnie zaznaczające swoją obecność w modelowaniu rzeźby dna (bramy cyrkulacyjne). Występują one powszechnie w rejonie wybrzeży Bałtyku Południowego, na dużych przestrzeniach dna przybrzeżnego, tworząc cały system form różnych pod względem rozmiarów i położenia przestrzennego.

Na wybrzeżu Zatoki Pomorskiej zaobserwowano występowanie przybrzeżnych prądów rozrywających, pojawiających się nawet co 120 m wzdłuż brzegu. Odnotowane w tym rejonie nieregularności w rzeźbie drugiego i trzeciego wału rewowego są wskaźnikiem istnienia największych systemów cyrkulacyjnych. Stanowią one bardzo szerokie (do 3 km) systemy kanałów związanych z przemieszczaniem się znacznych mas wody w kierunku otwartego morza. Te bramy łącznie z ujściami rzek tworzą najbardziej rozbudowany system cyrkulacyjny w strefie brzegowej Bałtyku.

10.3.4. Wahania poziomu morza

Istotny wpływ na charakter oraz przebieg procesów hydrologicznych, sedymentacyjnych i rzeźbotwórczych mają wahania poziomu morza. Wahania te w strefie brzegowej powodują zmiany głębokości wody, co ma istotny wpływ na procesy transformacji fal, zmiany miejsca ich załamania, ruch osadów dennych oraz lokalizacje obszarów erozji i akumulacji w strefie brzegu. Poziom Morza Bałtyckiego podlega długo- i krótkookresowym zmianom o różnej amplitudzie. Efektem tych zmian jest przesuwanie się linii brzegowej. Dowodem zmian poziomu Morza Bałtyckiego w przeszłości są formy rzeźby związane z dawnymi liniami brzegowymi, w obszarze Bałtyku Południowego znajdujące się obecnie na dnie morskim, poniżej współczesnego oddziaływania falowania wiatrowego i prądów (zatopione formy brzegowe: klify, platformy przybrzeżne, wydmy i osady plażowe). Zmiany średniego poziomu Morza Bałtyckiego wynikają z dwóch głównych przyczyn: z powodu eustatycznego podnoszenia się lub obniżania poziomu wody w oceanie światowym (zjawisko o charakterze globalnym) oraz podnoszenia się lub obniżania lądu (zjawisko o charakterze lokalnym, wynikającym z tendencji glaci-izostatycznych występujących na obszarze Bałtyku w okresie polodowcowym).

Na te dwie główne przyczyny wzrostu średniego poziomu morza nakładają się również czynniki meteorologiczne (wpływ wiatru, pola ciśnienia, opadu i parowania) oraz hydrologiczne (wymiana wód z Morzem Północnym, dopływ rzek), które nabierają znaczenia w krótszym przedziale czasowym (tzw. zmiany krótkookresowe, np. wezbrania sztormowe czy też zmiany sezonowe związane z napełnieniem akwenu)

Według wielu badaczy wzrost średniego poziomu morza u południowych brzegów Bałtyku wynosi obecnie w zależności od lokalizacji wodowskazu i okresu pomiarowego od około 1 do ponad 2 mm·a⁻¹ (Jakusik i in. 2010, Richter i in. 2012, Wolski 2017).

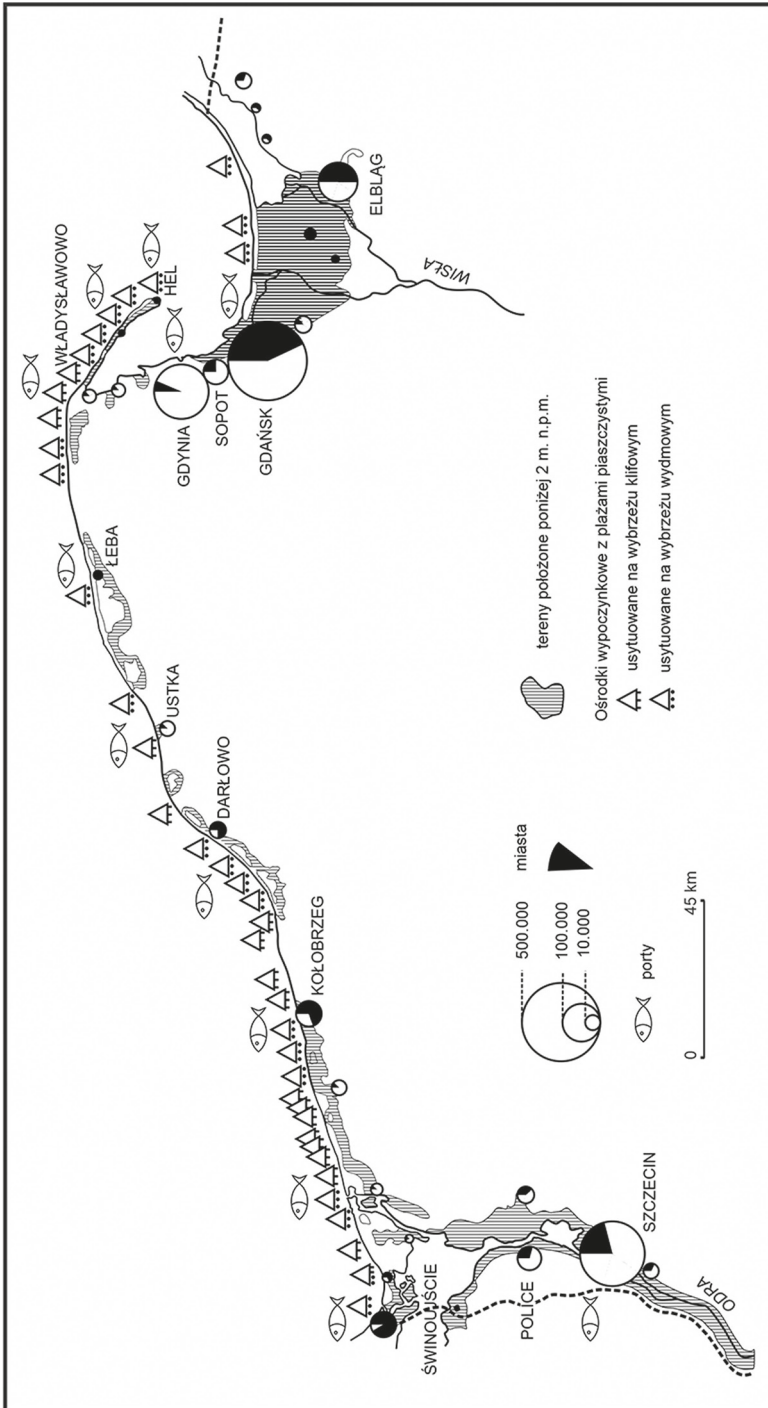
Zmiany poziomu morza w odniesieniu do strefy brzegowej otwartego morza wywołują wyraźnie zauważalny efekt wzmożonej erozji brzegów, natomiast w osłoniętych akwenach zalewów i jezior przybrzeżnych działają one pozytywnie na torfowiska, stymulując ich rozwój. W ostatnich 10-leciach przyspieszony wzrost poziomu morza na brzegach Bałtyku Południowego powoduje, że skutki wzmożonej aktywności procesów abrazji przybierają często charakter katastrofalny, np.: zagrożenie przerwania Półwyspu Helskiego, wzmożenie procesów osuwiskowych na klifach Jastrzębiej Góry i Rewala, zanik plaży w Ustroniu Morskim, powodzie sztormowe w miejscowościach nadmorskich (np. Świnoujście). Przyspieszony wzrost poziomu Morza Bałtyckiego powoduje, że problematyka erozji brzegu i wiążące się z tym skutki ekonomiczne (ryc. 10.11) nabierają dziś szczególnego znaczenia zarówno z teoretycznego, jak i praktycznego punktu widzenia (Rotnicki i in. 1995, Rotnicki, Borzyszkowska 1999, Paprotny, Terefenko 2017). Według najnowszych badań wzrost poziomu morza o 1 m na polskim wybrzeżu dotknąłby bezpośrednio 20 000 mieszkańców i pochłonąłby 9,6 mld zł aktywów (0,6% PKB). Ekonomicznie optymalne zabezpieczenia przeciwpowodziowe kosztowałyby 0,39% PKB w obecnych warunkach klimatycznych oraz 0,49–0,67% PKB w ramach scenariuszy wzrostu poziomu morza wskazanych przez Międzynarodowy Zespół ds. Zmian Klimatu (IPCC) (Paprotny, Terefenko 2017).

Szczególnie ekstremalne poziomy morza, czyli poziomy najwyższe i najniższe zanotowane w wieloletnim, w danym roku czy przy danym zdarzeniu sztormowym, stymulują procesy prądowe, abrazję morską i akumulację materiału osadowego na różnych odcinkach strefy brzegowej. Według B. Wiśniewskiego i T. Wolskiego (2009) do wystąpienia ekstremalnych poziomów morza, które są efektem wezbrań i obniżen sztormowych na wybrzeżach Bałtyku, przyczyniają się z reguły trzy składowe:

- a) napełnienie Bałtyku (stan wyjściowy przed wystąpieniem danego poziomu ekstremalnego);
- b) oddziaływanie styczne wiatru na danym akwencie (kierunki wiatru – dobrzego-we, odbrzego-we, prędkości wiatru i czas ich trwania);
- c) zniekształcenie powierzchni morza przez szybko przemieszczające się przez Bałtyk głębokie, mezoskalowe niży baryczne, wywołujące tzw. falę baryczną oraz generujące sejszopodobne wahania poziomu morza na Bałtyku.

W wyniku działania wymienionych powyżej trzech składowych mogą wystąpić ekstremalnie wysokie poziomy morza przy dodatniej fazie wezbrania (wzrost poziomów morza) oraz ekstremalnie niskie poziomy przy ujemnej fazie (obniżania się poziomów wód). Wysokości ekstremalnych poziomów morza na polskim wybrzeżu Bałtyku przedstawiono w tabeli 10.1.

Z danych w tej tabeli wynika, że ekstremalne poziomy morza występują głównie w okresie jesienno-zimowym. Jest to okres przechodzenia przez Bałtyk częstych niżów barycznych znad północnego Atlantyku wywołujących wezbrania sztormowe w czasie największej intensyfikacji cyrkulacji zachodniej oraz dodatniej fazy Oscylacji Północnoatlantyckiej, a także wysokiego stopnia napełnienia akwenu Morza Bałtyckiego. Według badań B. Wiśniewskiego i T. Wolskiego



Ryc. 10.11. Zagrożenia wynikające z przyspieszonego podnoszenia się poziomu morza (wg Rotnickiego i in. 1995, uproszczone)

Tabela 10.1. Bezwzględnie najwyższe i najniższe zmierzone poziomy wód u polskiego wybrzeża (względem zera wodowskazu) (Wiśniewski, Wolski 2009 – uaktualnione do 2020 r.)

Stacja	Maksymalny poziom wody [cm]	Data wystąpienia	Minimalny poziom wody [cm]	Data wystąpienia
Trzebież	137	31 XII 1913	-82	30 XI 2018
Świnoujście	196	10 II 1874	-134	18 X 1967
Dziwnów	115	10 II 1874 14 I 2012	-106	27 I 2010
Kołobrzeg	222	13 XI 1872	-130	4.XI.1979
Darłowo	159	9 I 1914	-107	10 II 1897
Ustka	168	15 XII 1898	-104	10 II 1897
Łeba	168	15 XII 1898	-97	31 XII 1890
Władysławowo	144	23 XI 2004	-88	4 XI 1979
Hel	122	14 I 1993	-95	I 1904
Gdynia	139	14 I 2012	-92	30 XI 2018
Gdańsk	164	16 XII 1843	-105	20 I 1887
Świbno	202	5 XII 1899	-87	10 II 1897
Tolkmicko	145	20 I 1983	-89	25 XI 1956

(2009) w latach 1947–2007 na polskim wybrzeżu wystąpiły 252 wezbrania sztormowe, a ich liczba wzrosła średnio od 2 do 6 w ciągu analizowanego okresu. Inne badania przeprowadzone w ramach projektu KLIMAT (2009–2011) wykazały, że w latach 1955–2008 na polskim wybrzeżu intensywność wezbrań sztormowych wzrastała, a ich występowanie było nieregularne.

Na wielkość oscylacji ekstremalnych poziomów morza na polskim wybrzeżu wpływa również przejściowe położenie otwartych wód Bałtyku Południowego pomiędzy Bałtykiem Centralnym a Bałtykiem Zachodnim. Charakterystyka tych oscylacji jest wypadkową najniższych na Bałtyku zakresów wahań poziomu morza w Basenie Zachodniogotlandzkim (szwedzkie wybrzeża) i wyraźnych ekstremów w Zatoce Meklemburskiej i Zatoce Kilońskiej (Wolski 2017).

Znamienną cechą wahań poziomu wód na polskim wybrzeżu jest wzrost wysokości amplitud między ekstremalnymi poziomami morza od wschodniego odcinka wybrzeża (Gdynia–Hel) do zachodniego wybrzeża (Gdynia–Hel) (Wiśniewski, Wolski 2009)

10.4. Procesy geomorfologiczne i formy rzeźby wybrzeża Bałtyku Południowego

Współczesny morfosystem wybrzeża Bałtyku Południowego ma złożoną strukturę, podlega ciągłym różnokierunkowym zmianom. Procesy geomorfologiczne

w strefie brzegowej wywołane przez czynniki zewnętrzne: wodę morską, rzeki, wody opadowe, wiatr, grawitację, mróz i śnieg wywołują najczęściej zmiany krótkookresowe, niejednokrotnie chwilowe, trudne do zarejestrowania. Z kolei z oddziaływaniem czynników o charakterze endogenicznym związane są zmiany poziomu morza, które obserwować możemy w dłuższych przedziałach czasowych. Do zmian długookresowych należą także zmiany poziomu morza natury eustatycznej.

10.4.1. Procesy morfogenetyczne na klifach, typy klifów

Wybrzeża klifowe Bałtyku Południowego mają zróżnicowaną budowę geologiczną i morfologię, reprezentują różne etapy rozwoju. Klify są zbudowane z glin morenowych zlodowacenia północnopolskiego i środkowopolskiego (ryc. 10.12) oraz piaszczysto-żwirowych serii fluwioglacjalnych, które często pokryte są serią piasków eolicznych (ryc. 10.13). Biorąc pod uwagę litologię osadów, można wyróżnić następujące rodzaje wybrzeży klifowych Bałtyku Południowego: gliniaste, piaszczysto-żwirowe, gliniasto-piaszczysto-żwirowe i piaszczysto-żwirowo-gliniaste. Litologia osadów oraz ich cechy geotechniczne w dużej mierze determinują morfodynamikę klifów. Klify gliniaste charakteryzują się relatywnie dużą odpornością na procesy niszczące. W przypadku glin zlodowacenia środkowopolskiego odporność na ścinanie waha się w granicach 100–150 kPa. Natomiast w przypadku klifów piaszczystych jest dwu- lub trzykrotnie niższa (40–80 kPa). Przestrzenne zróżnicowanie odporności klifów na procesy degradacyjne warunkuje ich typ morfologiczny i morfodynamiczny.

Współczesne procesy morfogenetyczne modelujące wybrzeża klifowe, ich przebieg i natężenie są zależne od warunków hydrometeorologicznych, w tym głównie od charakteru hydrodynamiki Morza Bałtyckiego, budowy geologicznej brzegu, morfologii i litologii stoku podwodnego, pokrycia terenu i ingerencji człowieka (Kostrzewski 1991). Zmienność czasowa procesów morfogenetycznych pozostaje w ścisłej zależności od sezonowego układu typów pogód. Największe przekształcenia rzeźby klifów obserwuje się w okresie jesienno-zimowych śpiętrzeń sztormowych, które inicjują procesy abrazyjne. Mechaniczne oddziaływanie fal morskich, prowadzi do uprzątnięcia zdeponowanych u podnóża klifu materiałów koluwalnych. Zabradowane osady wraz z prądami przybrzeżnymi biorą następnie udział w transporcie od- i wzdłużbrzegowym. Efektem abrazyjnej działalności fal morskich są nisze lub podcięcia abrazyjne, które w konsekwencji doprowadzają do destabilizacji klifu. W procesie dochodzenia stoku do równowagi dynamicznej następuje oberwanie lub osunięcie nadległych partii klifu (Kostrzewski, Zwoliński 1986, 1988, 1995, Winowski 2008, 2011, 2015). Oberwany materiał najczęściej gromadzi się u podstawy klifu w postaci stożka lub zwałowiska zbudowanego z materiałów grubookruchowych. Natomiast efekty procesów osuwania przybierają przeważnie formę jeziorów lub stożków osuwiskowych. Dobrze wykształcone osuwiska obserwujemy zarówno na stokach piaszczystych, jak i gliniastych. Badania dendrogeomorfologiczne osuwisk występujących na klifach



Ryc. 10.12. Klif woliński zbudowany z gliny morenowej z charakterystyczną stromą ścianą, ze śladami procesów odpadania; u podnóża klifu niewielkie stożki usypiskowe (fot. M. Winowski)



Ryc. 10.13. Serie piaszczyste i piaszczysto-żwirowe klifów wolińskich, tworzące łagodnie nachylone zbocza z wysokimi stożkami usypiskowymi, po których schodzą zsuwy darniowe oraz pnie powalonych drzew (fot. M. Winowski)

wolińskich pozwoliły na określenie wartości progowych, po których przekroczeniu wyraźnie wzrasta prawdopodobieństwo inicjacji procesów osuwiskowych (Buchwał, Winowski 2009, Winowski 2015).

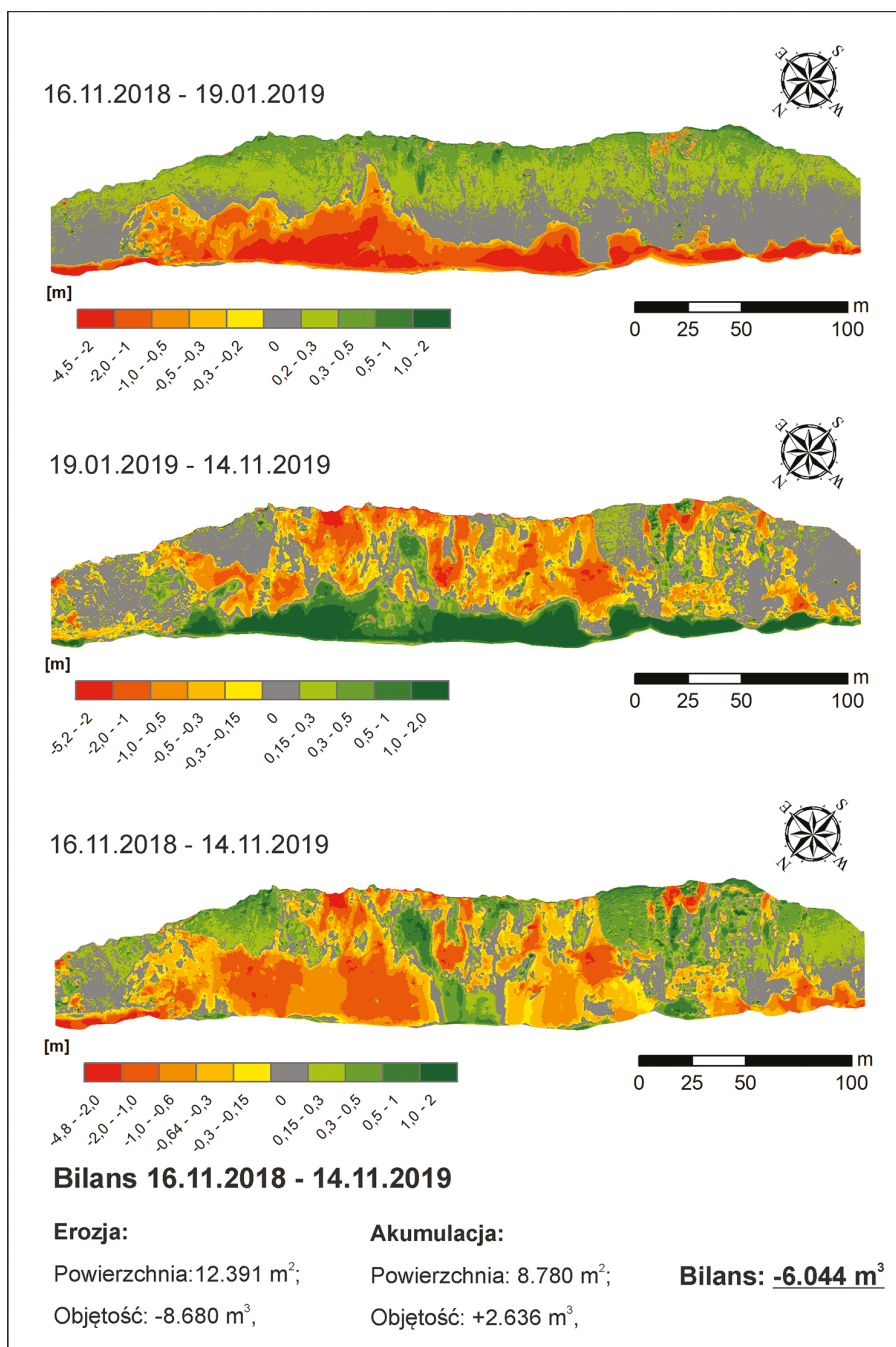
W sezonie wiosennym głównym czynnikiem inicjującym ruchy masowe jest rozmarzanie gruntu i wytapianie pokrywy śnieżnej (Kostrzewski, Zwoliński 1986, 1988, Winowski 2008). W warunkach zwiększonej ilości wody w podłożu na klifie zaczynają dominować procesy spływowe, wśród których najbardziej charakterystyczne są spływy błotne i płytkie osuwiska translacyjne. Procesy spływowe inicjowane są najczęściej, gdy wilgotność osadów spoistych przekroczy granicę płynności, a ta w przypadku gliny szarej waha się w granicach 14–23%. Zmniejszona spoistość zwietrzałych powierzchni stoków gliniastych sprzyja także procesom odpadania, których produkty gromadzą się u podnóża klifu w postaci charakterystycznych stożków.

W okresie letnim wyraźnie zmniejsza się aktywność morza, co skutkuje zazwyczaj ograniczeniem procesów abrazyjnych. Podwyższona temperatura powietrza wpływa jednak na zwiększoną ewapotranspirację, która w okresach bezdeszczowych prowadzi do szybkiego przesuszania gruntu. W efekcie podłoże klifu staje się podatne na oddziaływanie wiatru, dochodzi do wywiewania drobnych osadów piaszczystych i wykształcenia nisz i rynien deflacyjnych. Nieco grubsze okruchy niepoddające się wywiewaniu osypują się w dół stoku, tworząc u jego podnóża stożki i pokrywy osypiskowe. Z drugiej strony w okresie letnim obserwuje się także zwiększoną częstotliwość występowania pogód burzowych z opadami nawalnymi. Takie epizody sprzyjają inicjacji procesów osuwiskowych i erozji wodnej. Najbardziej optymalny scenariusz sprzyjający inicjacji osuwisk o genezie opadowej zakłada, że suma opadów w okresie 14 dni musi przekroczyć 90 mm. Dodatkowo ważne jest, aby w dwóch kolejnych dniach tego okresu wystąpił opad przekraczający 40 mm (Winowski 2015). W wyniku spłukiwania na ścianach gliniastych tworzy się sieć żłobin i bruzd, a wyerodowany materiał akumulowany jest u podstawy klifu w postaci stożków napływowych.

Ostatnim okresem w rocznym cyklu morfogenetycznym jest sezon jesienny (Kostrzewski 1986, 1988). Jesienią procesy morfogenetyczne charakteryzują się niewielką dynamiką. Na klifach piaszczystych obserwuje się zamieranie procesów osypiskowych. W strefie podnóża klifu występują już dobrze odbudowane formy podstokowe.

W oparciu o przeprowadzoną analizę stwierdzić można, że zmienność warunków pogodowych w cyklu rocznym i wieloletnim określa rytm funkcjonowania morfosystemu wybrzeży klifowych. Sezony morfogenetyczne (wiosenny, letni, jesienny i jesienno-zimowy) są zróżnicowane w zakresie charakteru procesów morfogenetycznych, ich przebiegu i natężenia (Kostrzewski, Zwoliński 1986, 1988, 1995).

Kartowanie procesów i form na wybrzeżu klifowym w cyklu rocznym i wieloletnim pozwala na wydzielenie stref morfodynamicznych na klifie: degradacji, transportu i akumulacji. Zasięg przestrzenny stref morfodynamicznych



Ryc. 10.14. Efekty zastosowania nowoczesnych technik w kartowaniu geomorfologicznym klifów morskich (Winowski 2020)

warunkowany jest etapem rozwoju wybrzeża klifowego w cyklu rocznym i wieloletnim. Na klifach aktywnych występowanie stref morfodynamicznych jest wyraźnie zróżnicowane. Wykorzystanie nowoczesnych metod kartowania geomorfologicznego, takich jak skanowanie laserowe czy fotogrametria przy użyciu

Tabela 10.2. Tempo cofania się klifów w Polsce

Lokalizacja	Tempo cofania [m·a ⁻¹]	Okres obserwacyjny	Metodyka badań	Autor
Wyspa Wolin	0,90	1695–1924	mapy archiwalne	Z. Szopowski (1961)
	0,80	1886–1961	mapy archiwalne	Kostrzewski (1984)
	0,40	1875–1983	mapy archiwalne	E. Zawadzka-Kahlau (1999)
	0,24	1984–2012	monitoring tachimetryczny	Kostrzewski i in. (2015)
Śliwin	0,30	1875–1983	mapy archiwalne	E. Zawadzka-Kahlau (1999)
Trzęsacz	0,14	1997–2017	monitoring tachimetryczny	T.A. Łabuz (2017)
Sarbinowo	1,15	1783–1889; 1872–1924	mapy archiwalne	Z. Szopowski (1961)
	0,65	1875–1983	mapy archiwalne	E. Zawadzka-Kahlau (1999)
Jarosławiec	0,90	1875–1983	mapy archiwalne	E. Zawadzka-Kahlau (1999)
Ustka	2,00	1862–1938	mapy archiwalne	H. Heiser (1925)
	2,80	1836–1889	mapy archiwalne	W. Hartnack (1926)
	1,00–2,30	1860–1870	mapy archiwalne	K. Salik (1979)
	1,60	1875–1983	mapy archiwalne	E. Zawadzka-Kahlau (1999)
	0,90	1998–2007	monitoring tachymetryczny	W. Florek i in. (2008)
Jastrzębia Góra	2,10	2011–2016	monitoring TLS	J.J. Frydel i in. (2017)
	0,30	1875–1983	mapy archiwalne	E. Zawadzka-Kahlau (1999)
Chłapowo	0,60	1875–1983	mapy archiwalne	E. Zawadzka-Kahlau (1999)
Zatoka Gdańska	0,80	1837–1959	mapy archiwalne	W. Subotowicz (1982)
	0,50	1875–1983	mapy archiwalne	E. Zawadzka-Kahlau (1999)
	1,00	1963–1975	fotogrametria naziemna	W. Subotowicz (1982)
	2,00–2,50	1995–2001	monitoring GPS	L. Zaleszkiewicz, D. Koszka-Maróń (2005)

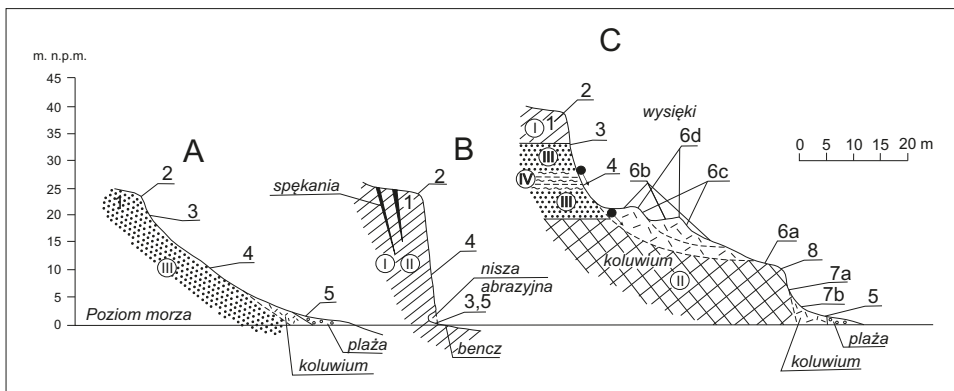
bezzałogowych statków powietrznych, daje możliwość przedstawienia szczegółowej oceny ilościowej morfodynamiki klifów (ryc. 10.14) (Winowski 2020).

W rozwoju wybrzeży klifowych zaznacza się wyraźnie określony cykl obejmujący fazy aktywności, zamierania i stabilności (Subotowicz 1982). Wieloletnie badania wybrzeży klifowych pozwalają stwierdzić, że abrazja wybrzeży klifowych i związane z tym cofanie się klifów ma charakter cykliczny. Okresy względnej równowagi dynamicznej klifu przerywane są okresami jego intensywnego niszczenia (Subotowicz 1982, Kostrzewski, Zwoliński 1986, 1988, Kostrzewski 1991, Furmańczyk 1994).

Wezbrania sztormowe o charakterze ekstremalnym mają szczególne znaczenie w rozwoju wybrzeży klifowych. Charakter cofania się wybrzeży, jego zmienność zależy od lokalnych warunków morfolitologicznych i hydrometeorologicznych. Średnioroczne tempo cofania się klifów wynosi średnio $0,14-2,8 \text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ (tab. 10.2) i może być zwiększone przez czynniki naturalne i antropogeniczne (Kostrzewski 1991). Dla klifów wyspy Wolin wieloletnie tempo cofania się korony obliczono na $0,24 \text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ (Kostrzewski i in. 2015).

W cyklu rozwojowym wybrzeży klifowych wydzielić można następujące etapy: młodociany – wzmożonej aktywności, dojrzały – związany z czasową stabilnością określonego typu morfologicznego wybrzeża oraz starczy – obejmujący formy dojrzałe, częściowo utrwalone roślinnością.

Przedstawione etapy rozwoju wybrzeży klifowych reprezentują różne formy ich aktywności, co pozwala na wydzielenie klifów aktywnych i martwych. Klify aktywne, reprezentujące różne etapy rozwoju, mają łączną długość 45 km (Subotowicz 1982) (tab. 10.2).



Ryc. 10.15. Geodynamiczne typy klifów wybrzeża Polski (wg Subotowicza 1982)

A – typ osypiskowy, B – typ obrywowy, C – typ zsuwiskowo-spyłkowy. I i II – dolna i górna glina zwałowa, III i IV – piaski, mułki i ropy. 1 – korona klifu, 2 – górna krawędź korony klifu, 3 – dolna krawędź korony klifu, 4 – zbocze klifu, 5 – podnóże klifu, 6a – stopień klifu w podłożu macierzystym, 6b – stopień osuwiskowy klifu, 6c – próg osuwiskowy klifu, 7a – próg abrazyjny w podłożu macierzystym, 7b – próg abrazyjny w koluwium, 8 – krawędź progu abrazyjnego (w podłożu macierzystym lub w koluwium)

Charakter i kierunek zmian morfologicznych klifów warunkowane są czynnikiem sprawczym i czasem trwania jego oddziaływania. Biorąc pod uwagę typ i charakter form rzeźby terenu na skłonie klifu, W. Subotowicz (1982) wydziela następujące typy klifów wybrzeży Bałtyku Południowego: osuwiskowy, obrywowy, zsuwiskowo-spływowy (ryc. 10.15). Należy zwrócić uwagę na to, że wydzielone typy morfologiczne klifów reprezentują różne etapy rozwoju (Kostrzewski, Zwoliński 1988). Procesy abrazji i akumulacji w strefie wybrzeży klifowych są modyfikowane przez różnokierunkowe użytkowanie wybrzeża oraz wprowadzanie urządzeń ograniczających niszczenie klifów.

10.4.2. Poprzeczny i wzdłużbrzegowy transport osadów

Pod wpływem oddziaływania czynników hydrodynamicznych i wiatru modelowana jest przypowierzchniowa warstwa osadów dennych, w której odbywa się ruch cząstek materiału skalnego oraz powstawanie form rzeźby. Współdziałające tu procesy hydro- i litodynamiczne formują określony kształt profilu brzegowego. W strefie brzegowej Bałtyku Południowego głównymi źródłami dostawy materiału osadowego są: abrazja brzegu, erozja dna przybrzeżnego oraz zasilanie rzeczne. Materiał ten podlega w trakcie transportu dalszej obróbce przez fale, potok przyboju i wiatr, a także przez działające w strefie brzegowej prądy i buduje aktywne formy dna morskiego (rewy), plażę i wydmy. Rumowisko przybrzeżne w zależności od kierunku działania czynnika transportowego i nachylenia brzegu przemieszczane jest prostopadle do linii brzegowej lub wzdłuż brzegu. Prędkości wody oraz natężenie transportu osadów podlegają złożonym i silnym zmianom zarówno w przestrzeni, jak i w czasie (zmiany krótko- i długookresowe), powstającym w głównej mierze w wyniku transportu poprzecznego, a formami powierzchni ziemi są: plaże (wały brzegowe), rewy (wały podwodne) oraz wały wydym nadbrzeżnych (wydmy przednie).

Dzięki dostawie materiału pochodzącego z abrazji klifów i zasilania rzeczno na całym polskim wybrzeżu, jedynie poza rejonami położonymi w przyujściowych obszarach Odry (Mierzeja Świny) i Wisły (Mierzeja Wiślana), w dłuższych przedziałach czasowych, obserwowany jest niedostatek materiału osadowego i przeważa erozja. Dotyczy to również odcinków brzegów wydmy. Istotną rolę w zmianach zachodzących w rzeźbie strefy brzegowej odgrywają układy prądów przybrzeżnych (kompensacyjnych, rozrywających), powstających i działających niezależnie od charakteru budowy geologicznej brzegu. W morfodynamice morskiej strefy brzegowej ważną rolę odgrywa również kształt linii brzegowej i profilu brzegu (jego nachylenie), konfiguracja rzeźby przyległego dna morskiego oraz bilans materiału osadowego. Efektami współoddziaływania wymienionych wyżej głównych czynników sprawczych są zachodzące w różnych skalach przestrzennych (metry, kilometry) i czasowych (dni, miesiące, lata) zmiany położenia linii brzegowej, w tym występowanie tzw. punktów węzłowych, tj. obszarów, w których położenie linii brzegowej jest dość stabilne (Furmańczyk 1994). Wykorzystanie technik teledetekcyjnych oraz sejsmoakustycznej rejestracji rzeźby dna

(Furmańczyk, Musielak 1993, 1999) umożliwiło nową interpretację morfodynamicznego rozwoju brzegu, podważającą utrwalony w literaturze pogląd o istnieniu jednolitego potoku rumowiska, transportującego materiał osadowy wzdłuż polskiego wybrzeża.

10.4.3. Plaże

Warunkami nieodzownymi dla powstania akumulacyjnej formy plaży jest istnienie określonej przestrzeni, na której może następować swobodne rozpraszanie energii nabiegających fal (potoku napływu), obecność okruchowego (piaszczystego, żwirowego) materiału osadowego, określone nachylenie profilu brzegu oraz wahania poziomu wody. Plaża pełni ważną funkcję ochronną brzegu, stanowiąc jednocześnie środowisko życia wielu organizmów. Plaże występują wzdłuż całego polskiego wybrzeża zarówno na brzegach wydmych, jak i przy klifach. Ich szerokość waha się od kilku do ponad 100 m. U wybrzeży klifowych najczęściej nie przekracza 25 m, a na brzegach wydmych oscyluje średnio w granicach 50–60 m. Pomierzona na zdjęciach lotniczych wieloletnia średnia szerokość plaży na odcinku brzegu od Świnoujścia po Kołobrzeg wynosi 33 m (Musielak 1989). Plaże i przylegające do nich obszary dna morskiego zbudowane są z okruchowych skał krzemionkowych. Ich skład granulometryczny waha się od frakcji bardzo drobno-, drobno-, i średnioziarnistych do piasków gruboziarnistych, zmieniając się zarówno w profilu plaży, jak i wzdłuż brzegu. W morfodynamice plaży najbardziej charakterystyczne jest szybkie reagowanie na każdą zmianę sytuacji hydrodynamicznej, jaka panuje na przyległym obszarze morskim.

10.4.4. Rewy podwodne i kanały prądów rozrywających

W podbrzeżu całego wybrzeża Bałtyku Południowego występuje wyraźnie wykształcony system ciągnących się wzdłuż brzegu podwodnych wałów piaszczystych nazywanych rewami. Obecnie brzegom klifowym towarzyszą najczęściej jedna lub dwie rewy, choć w niektórych rejonach formy te mogą całkiem zanikać. Wzdłuż brzegów wydmych zazwyczaj spotykane są dwie, trzy rewy. W poprzednich latach w wielu miejscach obserwowano obecność trzech i więcej wałów rewowych. Ich zanikanie jest wskaźnikiem pogorszenia się bilansu materiału osadowego w strefie brzegowej. W obrębie tych podwodnych form można zaobserwować występowanie obniżień poprzecznych związanych z działalnością prądów rozrywających. Te dostrzeżone niedawno specyficzne formy rzeźby (Furmańczyk, Musielak 1999), nazwano *podwodnymi bramami cyrkulacyjnymi*. Rewy są formami dość stabilnymi, choć przemieszczają się w kierunku dolodowym i odlądowym wraz ze zmianami poziomu morza, oscylując wokół jego średniej wartości. Zmienność położenia wałów rewowych zarówno w czasie, jak i w przestrzeni jest większa dla odcinków brzegu wydmych niż klifowego.

10.4.5. Transport eoliczny

Procesy transportu i akumulacji eolicznej na wybrzeżu Bałtyku Południowego, ich przyczyny, przebieg, natężenie i skutki morfologiczne były przedmiotem wielu szczegółowych studiów (Onoszko, Mielczarski 1968, Miszański 1973, Borówka 1980, 1987, 1990, 1999, 2001, Niespodzińska 1980, Borówka, Rotnicki 1995, 1999, Hildebrandt-Radke 1999, 2002, Zawadzka-Kahlau 1999, 2012, Łabuz 2005, 2013, Rotnicka 2011, 2013, Hojan i in. 2018).

Główną rolę w kształtowaniu plaży i wydm nadbrzeżnych odgrywiają procesy morfodynamiczne i hydrodynamiczne, wywołane przede wszystkim przez wiatr, falowanie, zmiany poziomu morza, zróżnicowanie osadu oraz obecność roślinności (Leontjew i in. 1982, Musielak 1989).

Rozwój wydm nadmorskich na zapleczu plaż piaszczystych jest uzależniony od akumulacji eolicznej piasków transportowanych z plaż w kierunku lądu. W efekcie intensywnej, długotrwałej akumulacji eolicznej z udziałem roślinności formuje się wałowa wydma przednia, która, jak wskazują obserwacje terenowe (Łabuz 2005), powstaje w ciągu dwóch lat, a utrwalana jest w czasie pięciu do ośmiu lat. W dogodnych warunkach morfologicznych, jeżeli mamy stałe działanie procesów eolicznych, mogą powstać kolejne wały wydmowe o przebiegu równoległym do linii brzegowej.

Z kolei za bilans materiału budującego plażę, jej rzeźbę i przekształcenia odpowiedzialne są procesy decydujące o stopniu nasycenia rumowiskiem piaszczystym wzdłużbrzegowego prądu w strefie litoralnej morza, działalność fal w strefie napływu oraz procesy deflacji, transportu i akumulacji piasku przez wiatr.

Borówka i Rotnicki (1999) czynniki mające wpływ na potencjalny transport eoliczny piasku na plaży dzielą na dwie grupy: 1) czynniki meteorologiczne, głównie prędkość i kierunek wiatru oraz lepkość powietrza zależna od temperatury, 2) czynniki fizjograficzne, wśród których można wymienić m.in. petrologię materiału budującego plażę, uziarnienie materiału klastycznego, udział procentowy i wynikającą z tego potencjalną częstość koncentracji minerałów ciężkich na plaży, udział materiału żwirowo-kamienistego w materiale budującym plażę, z czego wynika potencjalna częstość pojawiania się bruków deflacyjnych, szorstkość powierzchni plaży, na którą oddziałują rodzaj materiału, obecność mikroform oraz roślinności.

Ilościowe badania intensywności transportu eolicznego nad różnymi typami powierzchni oraz w zróżnicowanych warunkach meteorologicznych pozwoliły na określenie zależności między prędkością wiatru, wilgotnością powietrza oraz wilgotnością i szorstkością powierzchni a natężeniem transportu (Borówka 1980, 1987, 1999, Borówka, Rotnicki i in. 1995, Rotnicka 2011). Badania transportu eolicznego piasku przeprowadzone na obszarze Wydm Łebskich (Borówka 1980, 1990) oraz na plaży Mierzei Łebskiej (Borówka 1987, Borówka, Rotnicki 1995) dowiodły, że zależność między prędkością wiatru a natężeniem transportu ma charakter funkcji potęgowej. Wysoka korelacja pomiędzy prędkością wiatru a pomierzonym natężeniem transportu eolicznego pozwoliła wykorzystać

uzyskaną zależność funkcyjną do prognozowania wielkości transportu eolicznego na podstawie znajomości reżimu wiatrowego. Z obliczeń wykonanych dla Mierzei Łebskiej wynika, że dla transportu eolicznego najbardziej efektywne są wiatry o prędkości większej od $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Przenoszą one około 80% całości transportowanego materiału, a więcej jedynie w ciągu 8% czasu (Borówka 1999).

Stwierdzone zależności natężenia transportu od prędkości wiatru zostały wykorzystane do obliczenia intensywności potencjalnego transportu eolicznego na piaszczystych plażach Świnoujścia i Kołobrzegu. Z obliczeń potencjalnego transportu eolicznego w okolicach Świnoujścia wynika, że wiatry wiejące z kierunków odmorskich sprzyjają rozwojowi przybrzeżnych form wydmych (Borówka 1999). Należy jednak zaznaczyć, że plaże w okolicach Świnoujścia są obficie zasilane materiałem piaszczystym przez dwa potoki rumowiska zbiegające się w środkowej części Bramy Świny. Potoki te czerpią materiał z intensywnie abradowanych klifów znajdujących się na wyspach Uznam i Wolin. Silne wiatry odmorskie są więc czynnikiem dodatkowym, sprzyjającym formowaniu się wybrzeża typu akumulacyjnego, pomimo wzrostu poziomu morza (Borówka 1999). Analiza serii historycznych zdjęć lotniczych pochodzących z lat 1973, 1983, 1989 wskazała stałą tendencję akumulacji brzegu w tym rejonie, której średnia prędkość dochodziła do $1,5 \text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ (Musielak i in. 1993). Odmienny trend zauważono na plażach piaszczystych Kołobrzegu. Stwierdzono, że w analizowanym okresie (1961–1993) utrzymywała się stała tendencja spadku natężenia transportu eolicznego. Generalnie panujące na plażach Kołobrzegu warunki nie sprzyjają akumulacji eolicznej na jej zapleczu (Borówka 1999). Potwierdzają to obserwacje morfologiczne wydym przednich na wybrzeżu kołobrzesckim oraz wieloletnie trendy zmian linii brzegowej. Z badań E. Zawadzkiej-Kahlau (1999) wynika, że w latach 1875–1979 brzeg morski cofał się tutaj ze średnią prędkością $0,3\text{--}0,35 \text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$.

Również współczesny transport eoliczny na plaży Mierzei Łebskiej zasila pola aktywnych wydym jedynie w bardzo ograniczonym stopniu (przeważa transport domorski). Rozmiary domorskiego transportu eolicznego w skali roku są porównywalne do wielkości erozji klifów wydmych przez spiętrzenia sztormowe. Transport eoliczny zasila głównie strumień wzdłużbrzegowego rumowiska morskiego (Borówka, Rotnicki 1999). Podobne relacje między transportem doładowym i domorskim zaobserwowano na plaży Mierzei Gardnieńsko-Łebskiej. Transport eoliczny na plaży tego obszaru odgrywa obecnie ważniejszą rolę w zasilaniu rumowiska morskiego aniżeli wydym przednich (Hildebrandt-Radke 1999).

W transporcie eolicznym istnieje również wyraźna zależność między charakterem powierzchni a strukturą strumienia wiatrowo-piaszczystego, który nie jest tylko funkcją prędkości wiatru, ale także zależy od szorstkości i wilgotności powierzchni (Borówka 1980). Przy takiej samej prędkości wiatru nad powierzchnią wilgotną gładką miąższość strumienia wiatrowo-piaszczystego jest wyraźnie większa aniżeli w przypadku powierzchni suchej z riplemarkami. Nawet niewielkie mikroformy eoliczne powodują spadek natężenia transportu (natężenie

transportu jest odwrotnie proporcjonalne do elementu szorstkości powierzchni). Natomiast największy stopień nasycenia strumień wiatrowo-piaszczysty wykazuje nad powierzchnią suchą z riplemarkami, a najmniejszy nad powierzchnią wilgotną gładką (Borówka 1980).

Eksperyment przeprowadzony w latach 2006–2009 na plaży Mierzei Łebskiej (Rotnicka 2011) pokazał, że w warunkach strumienia nasyconego prędkość transportu piasku jest najwyższa nad wilgotnymi i mokrymi powierzchniami. Nad powierzchniami suchymi z niewielkimi zmarszczkami i pokrytymi kamyczkami prędkość transportu jest niższa. Różnica ta maleje jednak wraz ze wzrostem prędkości wiatru. Badania pokazały również, że wilgotność piasku podłoża do 9,25% nie hamuje transportu eolicznego.

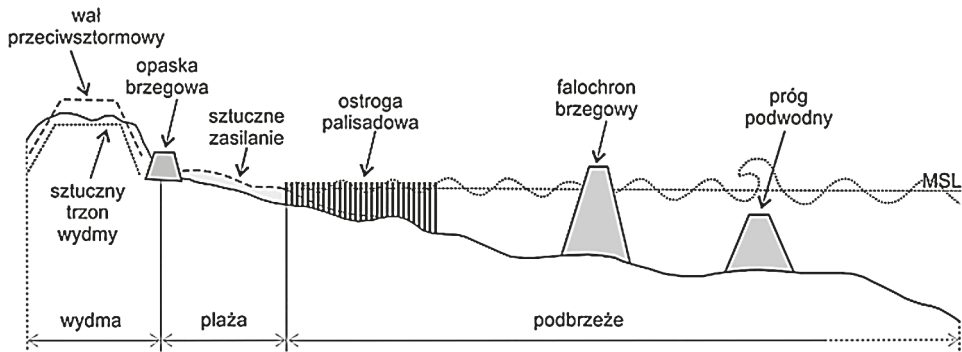
Relacje między uwarunkowaniami hydrometeorologicznymi a dynamiką procesów eolicznych w strefie wybrzeża morskiego były przedmiotem badań Hojana i in. (2018). Głównym celem pracy była analiza czasowo-przestrzenna występowania warunków hydrometeorologicznych potencjalnie korzystnych dla inicjacji oraz sprzyjających intensyfikacji procesów eolicznych w polskiej strefie brzegowej Bałtyku. Posłużono się dobowymi danymi meteorologicznymi (warunki termiczne, opadowe i wietrzne) i hydrologicznymi (poziom morza) z okresu 1961–2010 z 4 nadmorskich stacji meteorologicznych: Swinoujścia, Kołobrzegu, Ustki i Helu. W analizie wykorzystano dwie grupy kryteriów (wartości progowych): 1) potencjalnie korzystne inicjujące procesy eoliczne: maksymalna prędkość wiatru $\geq 4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, brak opadów w ostatnich dwóch dniach, średnia dobowa temperatura powietrza $> 0^\circ\text{C}$, maksymalny poziom morza $< 570 \text{ cm}$ – poziom sztormowy (Majewski, Dziadziuszko 1983) i 2) potencjalnie szczególnie sprzyjające intensyfikacji procesów eolicznych: maksymalna prędkość wiatru $\geq 10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, opady $< 5 \text{ mm}/2 \text{ dni}$, minimalna temperatura powietrza $> 0^\circ\text{C}$, maksymalny poziom morza niższy od poziomu średniego z wielolecia $< \sim 502 \text{ cm}$. Stwierdzono również, że uruchomienie czy intensyfikacja procesów eolicznych występują przy jednoczesnym spełnieniu wszystkich hydrometeorologicznych wartości progowych. Nie zawsze ekstremalnie wysoka prędkość wiatru generuje ekstremalną erozję, transport i akumulację eoliczną w strefie plaży czy na stokach wydmy i klifów. Zwłaszcza gdy silnym wiatrom towarzyszy wezbranie sztormowe i wydajne opady atmosferyczne. Najwięcej dni sprzyjających intensyfikacji procesów eolicznych na polskim wybrzeżu Bałtyku stwierdzono w dekadzie 1971–1980 (średnio rocznie 5 dni), a najmniej w okresie 1991–2000 (średnio rocznie tylko 1 dzień). W ujęciu rocznym najwięcej dni sprzyjających intensywnym procesom eolicznym było w 1976 roku (9 dni), a najmniej w latach 1990, 1991 i 1997, kiedy takich potencjalnych zdarzeń w ogóle nie stwierdzono. Zaobserwowano tendencję do zwiększania liczby dni o potencjalnie sprzyjających warunkach hydrometeorologicznych dla inicjacji procesów eolicznych. Nie wykazano jednakże takiej tendencji dla występowania zdarzeń szczególnie sprzyjających intensyfikacji procesów eolicznych w polskiej strefie wybrzeża Bałtyku (Hojan i in. 2018).

10.5. Wpływ działalności antropogenicznej na kształtowanie rzeźby morskiej strefy brzegowej

Strefa brzegowa stanowi bardzo atrakcyjny obszar, który przyciąga liczne inwestycje związane głównie z branżą morską i turystyczną, ale również z innymi gałęziami gospodarki. Jednak wszystkie te działania, zarówno budowa nowych lub wydłużanie istniejących falochronów portowych, jak i pogłębianie torów wodnych oraz rozbudowa pozostałej infrastruktury portowej w obrębie ujść rzecznych, powodują coraz większą ingerencję w chwiejną równowagę systemu strefy brzegowej. Nie mniejszą presję na środowisko wywiera, obserwowany od dłuższego czasu, intensywny rozwój miejscowości nadmorskich. Zwiększanie zasięgu miejscowości w bezpośrednim sąsiedztwie brzegu, a w szczególności rozbudowa infrastruktury turystycznej, budowa nowych hoteli, pensjonatów i apartamentowców, barów i restauracji bezpośrednio w pasie wydmy lub na koronie klifu, wymusza w dość krótkim czasie, konieczność zabezpieczenia brzegu w celu zapewnienia im bezpieczeństwa. Niejednokrotnie jednak koszty niezbędnych interwencji przekraczają wartość samych obiektów.

W celu zabezpieczenia zagrożonej infrastruktury na brzegu przeprowadza się zabiegi ochronne oraz konstruuje różnego rodzaju budowle hydrotechniczne (ryc. 10.16). Progi podwodne i falochrony, których głównym zadaniem jest dyssypacja energii falowania, konstruowane są w podbrzeżu, równoległe do brzegu. W bezpośrednim sąsiedztwie plaży, prostopadle do brzegu, posadawiane są ostrogi, które przechwytyują materiał transportowany wzdłuż brzegu, przyczyniając się do utrzymania wysokiej i szerokiej plaży, która stanowi naturalne zabezpieczenie brzegu. W rejonie górnej plaży, równoległe do podstawy wydmy lub stoku klifu, konstruowane są różnego rodzaju opaski. Ich obecność powoduje odbicie i rozproszenie energii falowania, zabezpieczając tym samym brzeg przed rozmyciem. Negatywnym skutkiem erozji plaży i wydmy lub klifu przeciwdziała się również, stosując tak zwane miękkie metody ochrony, wśród których najczęściej używane są sztuczne zasilanie oraz biologiczne umacnianie brzegu. Sztuczne zasilanie polega na odtworzeniu optymalnego ukształtowania podbrzeża, plaży i wydmy poprzez uzupełnienie strat w materiale budującym brzeg morski, zaś metody biologiczne obejmują przede wszystkim sterowanie rozbudową wydmy oraz regulację zboczy klifów. Przyrosty wydmy uzyskuje się przez umieszczanie płotków wydmotwórczych zatrzymujących piasek przemieszczany eolicznie, a stabilizację przez nasadzanie traw i krzewów. Klify stabilizuje się za pomocą drenażu, a umacnia poprzez nasadzenia roślinności (Basiński i in. 1993, Dudzińska-Nowak 2015).

Przebudowa brzegu morskiego, zarówno w postaci jego nadbudowy w efekcie deponowania materiału, jak i niszczenia wskutek abrazji, stanowi naturalny cykl rozwoju wybrzeży. W wyniku oddziaływania sił przyrody brzeg morski podlega bardzo dynamicznym zmianom, których konsekwencje mogą stanowić realne zagrożenie dla znajdującej się na jego zapleczu infrastruktury, a nawet dla życia przebywających w pobliżu osób. Wpływ zabudowy hydrotechnicznej modyfikuje



Ryc. 10.16. Rodzaje budowli ochronnych stosowane na polskim wybrzeżu (oprac. na podstawie Pruszk 2003)

przebieg procesów hydrodynamicznych w strefie brzegowej, w rezultacie powodując znaczący wzrost tego zagrożenia, najczęściej na skutek wzmożonej erozji lub wymuszonej akumulacji w sąsiedztwie budowli (ryc. 10.17). Jedyną metodą ochrony brzegu, która nie wywołuje negatywnej reakcji brzegu w postaci erozji na sąsiednich odcinkach, jest sztuczne zasilenie. W wyniku oddziaływania falochronów portowych zostaje zaburzony, a w wielu przypadkach nawet przerwany, potok rumowiska transportowanego wzdłuż brzegu, w efekcie czego następuje wymuszona akumulacja osadów po doprądowej stronie konstrukcji (ryc. 10.17B). Materiał deponowany w podbrzeżu oraz wynoszony na plażę i wydmę przyczynia się znacząco do zabezpieczenia brzegu, jednak równocześnie powoduje silne zapiaszczanie ujść rzecznych, wymuszając podejmowanie częstszych działań związanych z ich pogłębianiem. Większe zagrożenie dla brzegu stanowi jednak niedobór osadów po zaprądowej stronie falochronu, gdyż przyczynia się do powstawania rozległych zatok erozyjnych, które mogą doprowadzić do zniknięcia plaży (ryc. 10.17A). Przy dodatnim bilansie sedymentów w strefie brzegowej, najczęściej w pierwszym okresie po wybudowaniu ostróg, obserwowany jest przyrost i stabilizacja plaży, a erozja brzegu następuje jedynie w czasie silnych sztormów i w bezpośrednim sąsiedztwie konstrukcji. Jednak w razie niedostatku materiału w podbrzeżu bardzo wyraźnie zaznacza się negatywne oddziaływanie systemów ostróg, widoczne w postaci zatok erozyjnych na zakończeniu systemu ochrony, obejmujących nawet 4-kilometrowe odcinki brzegu (ryc. 10.17D). Bardzo niebezpieczne są również silne prądy i przegłębienia powstające w bezpośrednim sąsiedztwie konstrukcji (ryc. 10.17F). Oddziaływanie opasek na brzeg, wynikające ze sposobu rozpraszania energii falowania, zależy od ich konstrukcji. Najgroźniejsze w kontekście bezpieczeństwa brzegu zmiany generują ciężkie, betonowe budowle. Zatrzymują one erozję brzegu w miejscu ich posadowienia, ale powodują negatywne skutki w postaci głębokich zatok erozyjnych na skrzydłach budowli oraz rozmycie podbrzeża i znaczące obniżenie (ryc. 10.17C) lub nawet zanik plaży bezpośrednio przed konstrukcją (ryc. 10.17E). Reasumując, można stwierdzić, że negatywnym skutkiem oddziaływania różnego rodzaju budowli

hydrotechnicznych jest powstawanie głębokich zatok erozyjnych na zakończeniu konstrukcji, w zależności od rodzaju konstrukcji i uwarunkowań lokalnych obejmujących najbliższe sąsiedztwo konstrukcji, dłuższe 3–4-kilometrowe, a w skrajnych przypadkach nawet 10-kilometrowe odcinki brzegu (Cieślak i in. 1985, Semrau 1990, Doody i in. 2004, Dudzińska-Nowak 2015).

Metodom ochrony brzegu stosowanym na różnych typach wybrzeży na całym świecie, zarówno na wybrzeżach wydmych, wybrzeżach skalistych, w estuariach, na atolach, wyspach tropikalnych, w Arktyce, jak i na brzegach jezior,



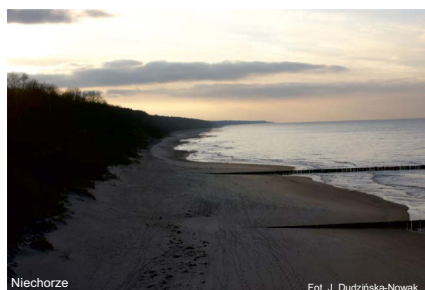
A. Przerwanie wzdłuż brzegowego potoku rumowiska, zatoka erozyjna



B. Wymuszona akumulacja, brak możliwości kąpieli



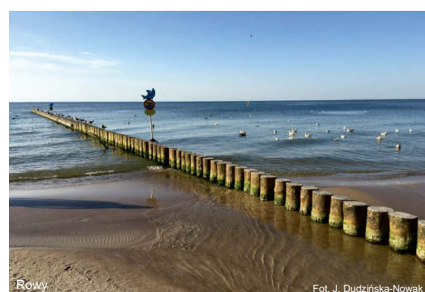
C. Zwężenie i obniżenie plaży na przedpolu budowli



D. Powstawanie zatok erozyjnych



E. Całkowity zanik plaży na przedpolu opaski



F. Niebezpieczne przegłębienie i prądy w pobliżu ostróg, progów i falochronów

Ryc.10.17. Przykłady oddziaływania budowli hydrotechnicznych na rzeźbę strefy brzegowej

poświęcono wiele opracowań naukowych (m.in. Cooper, Pilkey 2012, Pranzini, Williams 2013). Wszystkie opracowania wykazały, że stosowanie ciężkich i miękkich metod ochrony, a nawet innowacyjne, alternatywne podejście do stabilizacji brzegów zawsze napotyka na pułapki, w wyniku których skutki oddziaływania budowli hydrotechnicznych obserwowane na brzegu nie zawsze są zgodne z zamierzeniami konstruktorów.

Na podstawie opisywanych w literaturze przedmiotu przykładów różnych sposobów ochrony wybrzeży zastosowanych na świecie (Brayshaw, Lemckert 2012, Kench 2012, Pilkey 2012, Malvarez 2012, Phillips 2012, Blott i in. 2013, Cooper 2013, Furmańczyk 2013, Sorensen 2013, Tonnison i in. 2013, Dudzińska-Nowak 2015) można jednoznacznie stwierdzić, że w celu zminimalizowania negatywnego wpływu na środowisko implementacja jakichkolwiek konstrukcji na brzegu powinna być poprzedzona wnikliwą analizą i wynikającym z niej zrozumieniem sposobu funkcjonowania lokalnych systemów brzegowych.

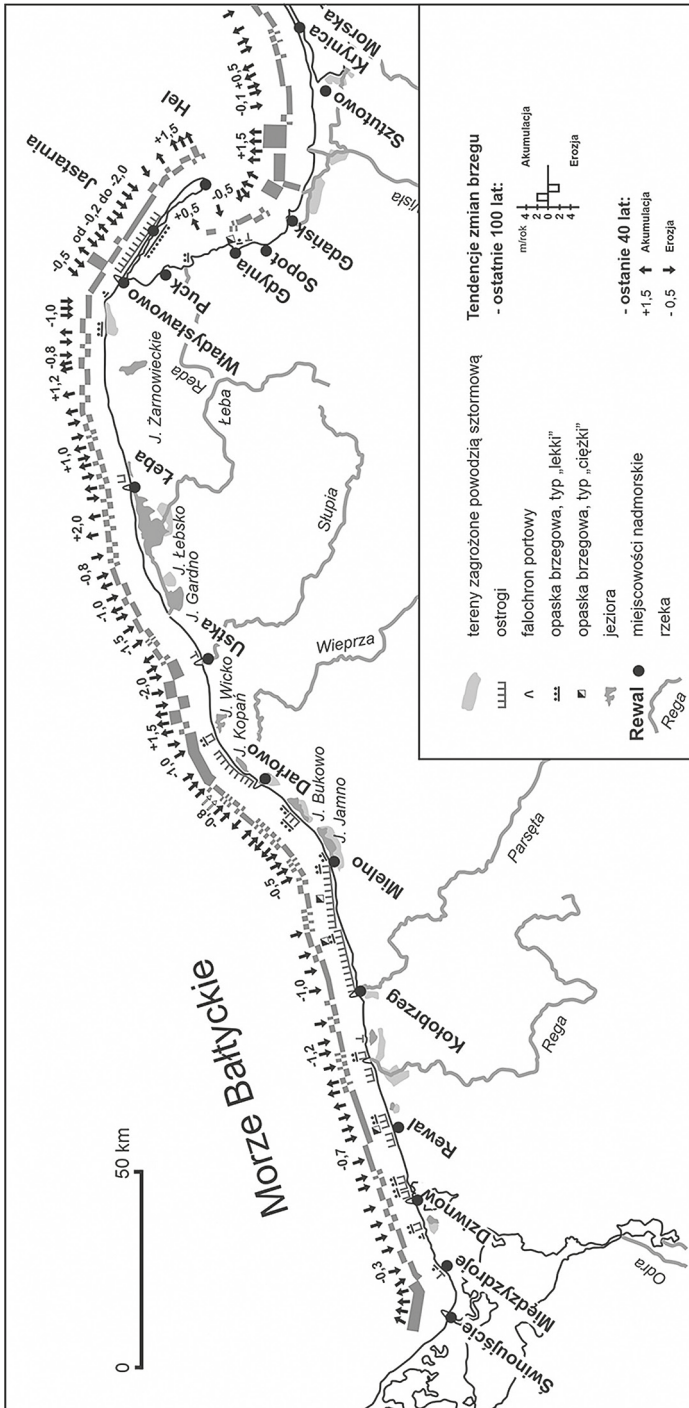
10.6. Aktualny stan morfodynamiczny i tendencje rozwoju polskiej strefy brzegowej Bałtyku

Analiza zmian położenia linii podstawy wydm i podnóży klifów wykazała, że niezależnie od typu brzegu mogą one przebiegać w obu kierunkach, tzn. do- i odlądowym (ryc. 10.18). Praktycznie jedynym rejonem o długoterminowej tendencji podczas trzech dekad badań, gdzie akumulacja przeważała nad wymyciem jest region Bramy Świny, usytuowany na wschód od Międzyzdrojów (420–428 KUM). Ta dominacja jest szczególnie zauważalna po wschodniej stronie ujścia Świny. Krótkie odcinki, w których wyraźnie przeważa akumulacja, zostały zarejestrowane również w innych rejonach wybrzeża. Sporo jest też obszarów o względnej stabilności (ryc. 10.18). W ciągu ostatnich kilkunastu lat niszczenie brzegów obejmuje ponadto odcinki dotychczas dość stabilne. Rozwinęły się liczne nisze i powierzchnie abrazyjne, występują osunięcia korony klifu oraz stałe usuwanie przez wody morskie materiału osuwiskowego, a także niszczenie wydmy przedniej u podnóża klifów. Towarzyszy temu stopniowe zanikanie drugiej i trzeciej rewy w strefie podbrzeża oraz tworzenie się pomiędzy rewami stref intensywnej abrazji. Na wielu odcinkach wybrzeża wzrost abrazji brzegów piaszczystych jest w znacznym stopniu efektem wzrostu poziomu morza. Jedną z istotnych przyczyn obserwowanej wzmożonej erozji brzegów jest wpływ działalności człowieka na naturalne procesy brzegowe.

W badaniach morskiej strefy brzegowej ważna jest nie tylko znajomość praw rządzących rozwojem tej strefy, ale też określenie czasowej i przestrzennej skali zjawisk i procesów w niej zachodzących. W geosystemie strefy brzegowej Bałtyku południowego można wyodrębnić hierarchiczne klasy zespołów czynników i procesów, nazwane systemami brzegowymi (Musielak i in. 2017), które funkcjonują równolegle w różnych skalach czasu i przestrzeni, od sekund po tysiąclecia oraz od milimetrów po setki kilometrów. Uzyskane w dotychczasowych badaniach

wyniki umożliwiły ustalenie głównych czynników, które określają kierunek i tempo przekształcania brzegów Bałtyku Południowego. Są nimi różne okresowe wahania poziomu wody, a także procesy hydrodynamiczne, uwarunkowane przemieszczaniem się układów barycznych, generujących wiatry i związane z nimi zjawiska falowania oraz prądy. Wahania położenia poziomu wody w strefie brzegowej mają różne przyczyny, amplitudę oraz różny czas trwania, a ich wpływ na strefę brzegową jest zróżnicowany również w przestrzeni. Zmiany poziomu wody powodują przemieszczanie się głównych stref rozpraszania energii falowej i związanych z nimi stref hydrodynamicznych. Istotną rolę w określonym przedziale czasowym, odgrywają związane ze zmianami klimatycznymi eustatyczne wahania poziomu morza, a także wznoszące lub obniżające ruchy podłoża, powodujące względne wahania poziomu morza. Falowanie wiatrowe intensywnie oddziałuje na dno i brzegi, przekazując duże ilości energii. Jak wykazały eksperymentalne badania terenowe, o morfodynamicznych efektach rozpraszania tej energii (erozja, akumulacja) decydują zarówno parametry falowania (wysokości fal), jak i zmiany położenia powierzchni wody przy brzegu. Dotyczy to całego spektrum wahań poziomu wody, występujących w strefie przybrzeżnej, w tym spiętrzeń sztormowych, fal barycznych, fal podgrawitacyjnych, sejszy itd. Fale o dużych parametrach, przy niskim poziomie wody, przebudowują dno w strefie przybrzeżnej, generując poprzeczny i wzdłużbrzegowy transport osadów w warstwie dynamicznej. Podwyższający się poziom morza powoduje to, że strefa dyssypacji energii falowej przemieszcza się w kierunku brzegu, a powstałe po załamaniu fal napływy wody mogą sięgać do podnóża wydmy lub klifu, powodując ich erozję. Istotne są również ekspozycja brzegu na główne kierunki falowania, długość rozbiegu fal oraz kierunki i tempo przemieszczania się układów cyklonalnych (niżów barycznych), wywołujących spiętrzenia wody i decydujących o kierunku wiatru oraz falowaniu. Nakładające się niekorzystne warunki hydrometeorologiczne i podwyższony poziom wody (silne falowanie, spiętrzenia sztormowe) mogą spowodować wystąpienie zjawisk ekstremalnych, prowadzących do katastrofalnych zmian w strefie brzegowej, w tym przerywania wydmy i zatapiania terenów niżej położonych (powódzie sztormowe), a także uaktywnienia abrazji klifów, zagrażającej posadowionej w ich pobliżu infrastrukturze.

Na ukształtowanie ogólnego zarysu linii brzegowej i jej ewolucję wpływ ma budowa geologiczna oraz tektonika obszaru. Analiza zależności ogólnego zarysu linii brzegowej od budowy geologicznej, przeprowadzona dla całego polskiego wybrzeża Bałtyku, wykazała istnienie jego związku z rozwojem określonych struktur tektonicznych (Musielak i in. 2017), w tym niecki perybałtyckiej, wyniesienia Łeby i niecki szczecińskiej, które miały istotny wpływ na rozwój erozji glacialnej w trakcie zlodowaceń plejstoceniowych. Rejonem, w których występują struktury z tendencją do powolnego podnoszenia się, towarzyszy najczęściej wysunięcie ogólnego zarysu linii brzegowej w stronę morza, jak ma to miejsce na obszarze wyniesienia Łeby na środkowym wybrzeżu Polski. Na terenach, w których podłożu występują pęknięcia tektoniczne oddzielające struktury mające tendencję do powolnego obniżania się, powstały zatoki morskie. Na wybrzeżu Polski są to



Ryc. 10.18. Stan i tendencje zmian brzegu, zagrożenia (wg Furmańczyka, Musielaka 2004). Oprac. graf. A. Giza

Zatoka Pomorska i Zatoka Gdańska. Procesy neotektoniczne, w zależności od ich znaków, wzmagają (ruchy obniżające) lub opóźniają (ruchy wznoszące) morfodynamiczne efekty transgresji morskiej, co można prześledzić na przykładzie holocenijskiej historii rozwoju wybrzeży Bałtyku (Uścińowicz 2003). Efekty ruchów neotektonicznych, mających wpływ na względne wahania poziomu morza, zauważalne są w skali czasowej mierzonej tysiącletniami, zaś przestrzennie obejmują one setki kilometrów wybrzeża. Na polskim wybrzeżu Bałtyku Południowego wykształciły się trzy takie systemy, obejmujące wybrzeża Zatoki Pomorskiej, wybrzeże środkowe oraz wybrzeża Zatoki Gdańskiej. Na tych terytoriach występują i rozwijają się zarówno brzegi klifowe, jak i wielkie formy akumulacyjne (kosalce, mierzeje).

W długookresowych wahaniami poziomu morza istotne są czynniki klimatyczne, powodujące wahania natury eustatycznej (zmiany objętości wody w morzu). Poza systematycznym podnoszeniem się poziomu wody w całym holocenie, a szczególnie w jego późniejszej fazie, w rejonie wybrzeży Bałtyku Południowego zaznaczały się oscylacje tempa wzrostu położenia poziomu wód. Występowało szereg spowolnień transgresji, a nawet krótkotrwałe wahnięcia regresyjne, obejmujące setki lat. Uwarunkowały one rozwój wielkich form akumulacyjnych wybrzeży Bałtyku Południowego, w tym Mierzei Łebskiej, Wiślanej, Dziwnowskiej i Półwyspu Helskiego. Wahania te decydowały o rozwoju zarówno brzegów wydmych, jak i klifowych (Furmańczyk, Musielak 2015). W skali stuleci na tempo zmian zachodzących w strefie brzegowej wpływała także ekspozycja brzegu i podatność na spiętrzenia oraz zróżnicowanie wielkości pionowych ruchów skorupy ziemskiej, na które nakładała się aktualna w danym okresie dynamika atmosfery, w tym kierunek i siła wiatru.

Wahania poziomu morza w skali czasowej obejmującej dziesięciolecia (Wiśniewski i in. 2011), a w przestrzeni – kilometry, warunkują powstanie wałów wydmy nadbrzeżnych. Zmiany w tym przedziale czasowym zachodzą na brzegu morskim w sposób nieregularny. W znacznej mierze decydują o nich zdarzenia ekstremalne, powodujące zazwyczaj erozję brzegu. Kiluletnie wahania poziomu morza tworzą systemy brzegowe o zasięgu przestrzennym do setek metrów (np. wydmy przednie). Analiza cykliczności zmian poziomu morza w skali poszczególnych dziesięcioleci umożliwiła wydzielenie przedziałów czasu, w których miało miejsce obniżenie lub podwyższenie średniego poziomu morza. Obniżanie się poziomu morza, jak wykazały wieloletnie obserwacje i badania prowadzone w rejonie zachodniego wybrzeża Polski, miało wpływ na większą stabilność położenia linii brzegowej, a nawet poszerzenie plaży, akumulację wydmy przedniej (również pod klifem) oraz podwyższenie głównego wału wydmy. W okresach, w których następował wzrost średniego poziomu morza, obserwowano zwężenie plaży, a w czasie ekstremalnie silnych sztormów często całkowite zniszczenie wydmy przedniej oraz erozję głównego wału wydmy nadbrzeżnej, a także podmywanie podnóża klifów.

Do opisanej powyżej kategorii systemów brzegowych zaliczyć należy również cyrkulacyjne układy wody i osadów, powiązane z punktami węzłowymi

(Furmańczyk 1994) i odbrzegowymi prądami rozrywającymi. Szerokość kanałów, którymi przemieszczają się masy wodne w kierunku otwartego morza, waha się od 100 m do ponad 1 km, a ich powtarzalność wzdłuż brzegu mieści się w przedziale do około 3 km. Obniżenia te, nazwane podwodnymi bramami cyrkulacyjnymi (Furmańczyk, Musielak 1999), występują powszechnie w rejonie wybrzeży Bałtyku Południowego, tworząc zróżnicowany pod względem rozmiarów i położenia przestrzennego układ form erozyjno-akumulacyjnych. Pomiędzy linią brzegową i pierwszą rewą tworzą się komórki cyrkulacyjne, których zasięg przestrzenny obejmuje dziesiątki metrów, a skala czasowa – miesiące, tygodnie. Podczas krótkotrwałych wahań poziomu wody w okresach sztormowych i między sztormowych funkcjonują systemy brzegowe o mniejszym zasięgu przestrzenno-czasowym. Ich skale czasowe obejmują: tygodnie, dni oraz godziny i minuty, a zasięgi przestrzenne – metry, centymetry i milimetry. Efektami ich funkcjonowania są formy rzeźby tworzące się pomiędzy brzegiem i pierwszą efemeryczną rewą oraz wały i laguny plażowe, a także wewnętrzne warstwowanie plaży. Zostały one zarejestrowane i pomierzone w badaniach prowadzonych na wielu odcinkach brzegu Bałtyku Południowego, w tym na kilku stacjonarnych poligonach badawczych.

Współczesny rozwój strefy brzegowej Bałtyku Południowego w dużej mierze zależy od aktualnych warunków hydro-meteorologicznych i ich sezonowości. Wielkość zmian zachodzących w tej strefie podczas jednego sztormu uzależniona jest zazwyczaj od usytuowania układu barycznego i kierunku jego przemieszczania się, wpływających na przeważające kierunki wiatrów, a więc pośrednio na kierunek falowania i wielkości wzdłuż-brzegowego transportu rumowiska (Jędrasik 2014).

Podwyższony znacząco poziom morza powoduje, że falowanie (przybój) dochodzi do podstawy wydmy lub klifu, przyczyniając się do ich erozji. Zazwyczaj zdarza się to raz w roku, czasem częściej. Istotny jest tutaj kierunek przemieszczania się niżu oraz spowodowane nim spiętrzenie wody, jak również zmieniający się kierunek wiatru i falowania. Wystąpienie wyjątkowo niekorzystnego układu warunków hydrologiczno-meteorologicznych uznawane jest za warunki ekstremalne (Jania, Zwoliński 2011). Z ich pojawieniem się wzmagające się silne sztormy oraz procesy abrazji rozmywają wydmy i niszczą wybrzeże wraz ze znajdującymi się na nim obiektami, wymuszając ochronę miejsc zagrożonych (Furmańczyk, Dudzińska-Nowak 2009). Jednakże każda ingerencja człowieka w strefie brzegowej w mniejszym lub większym stopniu zakłóca przebieg procesów naturalnych. Stosowane metody umocnień brzegów (ich ochrony przed erozją) w istotny sposób modyfikują procesy brzegowe, zazwyczaj osiągając na krótko zamierzony efekt. Konsekwencją bywa wzmożona erozja i przebudowa części nadwodnej, a nawet zanik plaży, stanowiącej niezmiernie istotny element stabilności tego systemu.

Omówione powyżej systemy brzegowe różnej generacji, działając równocześnie, nakładają się na siebie, a efektem tego nakładania jest złożony współczesny obraz procesów i form, występujących na wybrzeżach Bałtyku Południowego.

Podsumowując, można stwierdzić, że na kształt linii brzegowej Bałtyku Południowego znaczący wpływ miały pionowe ruchy neotektoniczne, nakładające się na eustatyczne podniesienie poziomu morza, związane ze zwiększaniem objętości wód oceanu światowego. Istotny wpływ na współczesną morfodynamikę brzegu ma lokalizacja punktów węzłowych oraz układów cyrkulacyjnych strefy brzegowej. Wielkość zmian brzegu w czasie sztormów, maksymalne zmiany objętościowe w rejonie wału plażowego, położenie linii brzegowej mają charakter oscylacyjny oraz krótkookresowy.

Literatura

- Basiński T., Pruszek Z., Tarnowska M., Zeidler R., 1993, *Ochrona brzegów morskich*, Bibl. Nauk. Hydrotechnika, 17, 1–536.
- Blott S.J., Duck R.W., Phillips M.R., Pontee N.I., Williams A., 2013, *Great Britain*, [w:] E. Pranzini, A. Williams (red.), *Coastal Erosion and Protection in Europe*, Routledge, London–New York.
- Bohdziewicz L., 1963, *Przegląd budowy geologicznej i typów polskich wybrzeży*, Materiały do Monografii Polskiego Brzegu Morskiego, 5, 10–41.
- Borówka M., 1987, *Współczesne procesy modelujące powierzchnię plaży piaszczystej morza bezpływowego*, maszynopis, Zakład Geologii i Paleogeografii Czwartorzędu IBCZ UAM, Poznań.
- Borówka R.K., 1980, *Współczesne procesy transportu i sedymentacji piasków eolicznych oraz ich uwarunkowania i skutki na obszarze wydm nadmorskich*, PWN, Warszawa.
- Borówka R.K., 1990, *Coastal dunes in Poland*, [w:] Th.W. Bakker, P.D. Jungerius, J.A. Klijn (red.), *Dunes of the European coasts*, Catena, 18, 25–30.
- Borówka R.K., 1999, *Multi-year trends of change in intensity of potential aeolian transport on the West Pomeranian coast of the Baltic in the context of the morphology and present-day development of coastal dunes*, [w:] R.K. Borówka (red.), *Late Glacial, Holocene and present-day evolution of the coastal geosystems of the Southern Baltic*, Quaternary Studies in Poland, Special Issue, 67–75.
- Borówka R.K., 2001, *Morfologia i dynamika Wydmy Łebskiej*, [w:] K. Rotnicki (red.), *Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w wistulianie i holocenie*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 85–87.
- Borówka R.K., Gonera P., Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1982, *Origin, age and paleogeographic significance of cover sands in the Wolin end moraine area, North-West Poland*, Quaestiones Geographicae, 8, 19–36.
- Borówka M., Rotnicki K., 1995, *Balance of the Aeolian sand transport on the beach and the problem of sand nourishment of the active dune field on the Łeba Barrier*, [w:] K. Rotnicki (red.), *Polish Coast. Past, Present and Future*, Journal of Coastal Research, Special Issue, 22.
- Borówka M., Rotnicki K., 1999, *Main directions of aeolian sand transport and its budget on barrier sandy beach (Łeba Barrier case study)*, [w:] R.K. Borówka, Z. Młynarczyk, A. Wojciechowski (red.), *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań–Szczecin, s. 7–24.
- Brayshaw S., Lemckert C., 2012, *Pitfalls of Shoreline Stabilization – Tweed River Mouth, Gold Coast, Australia*, [w:] J.A.G. Cooper, O.H. Pilkey (red.), *Pitfalls of Shoreline Stabilization: Selected Case Studies*, Coastal Research Library, 3, Springer.

- Buchwał A., Winowski M., 2009, *Reconstructing temporal patterns of rotational landslides activity using dendrogeomorphological approach (Wolin Island)*, *Quaestiones Geographicae*, 28(A/2), 5–14.
- Carter R.W.G., 1988, *Coastal environments*, Academic Press, London.
- Carter R.W.G., Wilson P., 1990, *The geomorphological, ecological and pedological development of coastal foredunes at Magilligan Point, Northern Ireland*, [w:] K. Nordstrom i in. (red.), *Coastal Dunes form and processes*, John, Wiley & Sons, s. 129–157.
- Cieślak A., 1981, *Tendencje dynamiczne brzegów i dna polskiego wybrzeża*, Wyd. Wewn. Instytutu Morskiego w Gdańsku.
- Cieślak A., Semrau I., Słomianko P., Zawadzka-Kahlau E., 1985, *Zagadnienia hydrodynamiki i morfodynamiki strefy brzegowej w badaniach Instytutu Morskiego w Gdańsku*, *Peribalticum*, 3.
- Cooper J.A.G., 2013, *Ireland*, [w:] E. Pranzini, A. Williams (red.), *Coastal Erosion and Protection in Europe*, Routledge, London–New York.
- Cooper J.A.G., Pilkey O.H. (red.), 2012, *Pitfalls of Shoreline Stabilization: Selected Case Studies*, Coastal Research Library, 3, Springer.
- Dobracki R., Uścińowicz S., 2007, *Geozagrożenia polskiego brzegu Bałtyku*, *Przegląd Geologiczny*, 55, 8, 639–640.
- Doody P., Ferreira M., Lombardo S., Lucius I., Misdrop R., Niesing H., Salman A., Smallegange M. (red.), 2004, *Living with Coastal Erosion in Europe. Sediment and Space for Sustainability*, Results from the EUROSION Study, European Commission, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Dudzińska-Nowak J., 2015, *Metody ochrony zachodniego wybrzeża Polski i ich wpływ na zmiany brzegu w latach 1938–2011*, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin.
- Florek W., Kaczmarzyk J., Majewski M., Olszak I.J., 2008, *Zmiany rzeźby klifu w rejonie Ustki jako efekt warunków litologicznych oraz procesów ekstremalnych i przeciętnych*, *Landform Analysis*, 7: 53–68.
- Frydel J.J., Mil L., Szarafin T., Koszka-Maróń D., Przyłucka M., 2017, *Zmienność czasowa i zróżnicowanie przestrzenne wielkości i tempa erozji klifu Zatoki Usteckiej w rejonie Orzechowa*, *Landform Analysis*, 34: 3–14.
- Furmanczyk K., Dudzińska-Nowak J., 2009, *Effects of extreme storms on coastline changes: a southern Baltic example*, *Journal of Coastal Research*, 56(SI), 1637–1640.
- Furmańczyk K., 1994, *Współczesny rozwój strefy brzegowej morza bezplynowego w świetle badań teledetekcyjnych południowych wybrzeży Bałtyku*, Wyd. Uniw. Szczec., Szczecin, *Rozprawy i Studia*, 161, 1–147.
- Furmańczyk K., 2013, *Poland*, [w:] E. Pranzini, A. Williams (red.), *Coastal Erosion and Protection in Europe*, Routledge, London–New York.
- Furmańczyk K., Musielak S., 1993, *Analiza zmian brzegów i prognoza zagrożeń Półwyspu Helskiego w świetle badań teledetekcyjnych*, *Inżynieria Morska i Geotechnika*, 1, 18–22.
- Furmańczyk K., Musielak S., 1999, *Circulation systems of the coastal zone and their role in in South Baltic morphodynamic of the coast*, *Quaternary Studies in Poland*, Spec. Issue, 91–94.
- Furmańczyk K., Musielak S., 2004, *Typy i rodzaje brzegów. Stan i tendencje zmian, zagrożenia*, [w:] C. Koźmiński, B. Michalska (red.), *Atlas zasobów i zagrożeń klimatycznych Pomorza*, AR, Szczecin.
- Furmańczyk K., Musielak S., 2015, *Polish spits and barriers*, [w:] G. Randazzo, D.W.T. Jackson, J. Andrew, G. Cooper (red.), *Sand and gravel spits*, Springer International Publishing, s. 181–194.
- Galon R., 1972, *Główne etapy tworzenia się rzeźby Niżu Polskiego*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 2, *Niż Polski*, PWN, Warszawa, s. 35–110.

- Hartnack W., 1926, *Die Kuste Hinterpomerns unter besonderer Berücksichtigung der Morphologie*, Greifswald.
- Heiser H., 1925, *Der Rückgang der Deutschen Ostseeküste*, Die Bautechnik, 3, 64.
- Hesp P.A., 1988, *Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in southeast Australia*, Sediment. Geol., 55, 17–41.
- Hildebrandt-Radke I., 1999, *Bilans transportu eolicznego na plaży Mierzei Gardnieńsko-Łebskiej*, [w:] R.K. Borówka, Z. Młynarczyk, A. Wojciechowski (red.), *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań–Szczecin, s. 79–86.
- Hildebrandt-Radke I., 2002, *Rola szerokości plaży w nasyceniu strumienia wiatrowo-piaszczystego na plaży Mierzei Gardnieńsko-Łebskiej*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., A, 53, 43–56.
- Hojan M., Tylkowski J., Rurek M., 2018, *Hydrometeorological Conditions for the Occurrence of Aeolian Processes on the Southern Baltic Coast in Poland*, Water, 10, 12, 1745.
- Jakusik J., Wójcik R., Biernacik D., Pilarski M., Miętus M., Wójcik R., 2010, *Zmiany poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego. Rezultaty projektu KLIMAT*, [w:] E. Bednorz, L. Kolendowicz (red.), *Klimat Polski na tle klimatów Europy. Zmiany i ich konsekwencje*, Studia i Prace z Geografii i Geologii, 16, 219–234.
- Jędrasik J., 2014, *Modelowanie retrospektywne i prognozowanie hydrodynamiki Morza Bałtyckiego*, Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego.
- Keilhack K., 1912, *Die Verlandung der Swinepforte*, Jahrbuch der Koniglich Preussischen Geologischen Landesanstalt, 32, 2, 209–244.
- Keilhack K., 1914, *Erluterungen zur Geologischen Karten von Preussen und benachbarten Bundesstaaten Blatt Swinemunde*, Berlin.
- Kench P.S., 2012, *Compromising Reef Island Shoreline Dynamics: Legacies of the Engineering Paradigm in the Maldives*, [w:] J.A.G. Cooper, O.H. Pilkey (red.), *Pitfalls of Shoreline Stabilization: Selected Case Studies*, Coastal Research Library, 3, Springer.
- KLIMAT 2009–2011. *Raporty z projektu badawczego KLIMAT Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej*, [w:] Zadanie 6. „Bałtyk jako element systemu klimatycznego i jego rola w tworzeniu się stanów zagrożenia”, koordynator M. Miętus (<http://klimat.imgw.pl/>).
- Kostrzewski A., 1984, *Rozwój wybrzeży klifowych wyspy Wolin w oparciu o materiały archiwalne*, Sprawozdania PTPN za 1982, 100, 129–132.
- Kostrzewski A., 1987, *Morfosystem wybrzeży klifowych wyspy Wolin (uwagi metodyczne)*, Sprawozdania PTPN, 104, 63–66.
- Kostrzewski A., 1991, *Procesy abrazji i akumulacji morskiej*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 434–437.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1986, *Operation and morphologic effects of present-day morphogenetic processes modelling the cliffed coast of Wolin Island, N.W. Poland*, [w:] V. Gardiner (red.), *International Geomorphology*, John Wiley and Sons, New York, 1, 1231–1252.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1988, *Morphodynamics of the cliffed coast, Wolin Island*, Geogr. Polonica, 55, 69–81.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1995, *Present-day morphodynamics of the cliff coasts of Wolin Island*, Journal of Coastal Research, Spec. Iss., 22, 293–303.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., Winowski M., Tylkowski J., Samołyk M., 2015, *Cliff top recession rate and cliff hazards for the sea coast of Wolin Island (Southern Baltic)*, Baltica, 28(2), 109–120.
- Leontjew O.K., Nikiforow L.G., Safjanow G.A., 1982, *Geomorfologia brzegów morskich*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Łabuz T.A., 2005, *Brzegi wydmowe polskiego wybrzeża Bałtyku*, Czasop. Geogr., 76(1–2), 19–47.

- Łabuz T.A., 2013, *Polish coastal dunes – affecting factors and morphology*, Landform Analysis, 22: 33–59.
- Łabuz T.A., 2017, *Morfodynamika i tempo erozji klifu w Trzęsaczu (1997–2017)*, Landform Analysis, 34: 29–50.
- Łabuz T.A., Grunewald R., Bobykina V., Chubarenko B., Česnulevičius A., Bautrénas A., Morkūnaitė R., Tönisson H., 2018, *Coastal dunes of the Baltic Sea shores: a review*, Quaestiones Geographicae, 37(1): 47–71.
- Majewski A., Dziadziuszko Z., 1983, *Monografia powodzi sztormowych 1951–1975*, WKiŁ, Warszawa.
- Malvarez G.C., 2012, *The History of Shoreline Stabilization on the Spanish Costa del Sol*, [w:] J.A.G. Cooper, O.H. Pilkey (red.), *Pitfalls of Shoreline Stabilization: Selected Case Studies*, Coastal Research Library, 3, Springer.
- Massel S.R., 1989, *Hydrodynamics of the coastal zone*, Elsevier, Amsterdam.
- Miszalski J., 1973, *Współczesne procesy eoliczne na pobrzeżu słowińskim. Studium fotointerpretacyjne*, Dokumentacja Geogr., 3, 1–150.
- Mojski J., 2005, *Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*, PiG, Warszawa.
- Mörner N.A., 1980, *Earth rheology, isostasy and eustasy*, [w:] N.A. Mörner (red.), *Proceedings of Earth rheology and late Cenozoic isostatic movements*, Interdiscip. symp., Stockholm, July 31–August 8, 1977, Chichester.
- Musielak S., 1989, *Morfolitodynamika morskich plaż piaszczystych*, Studia i Materiały Oceanologiczne, 54, 1, 68–77.
- Musielak S., 1992, *Scales of the relationship between sea level fluctuations and morphodynamical changes of the southern Baltic coast*, In: Lemke W., Lange D., Endler R. (eds) *Marine Scientific Reports 4*. Institut für Ostseeforschung, Warnemuende, 100–101.
- Musielak S., 1997, *Brzegi mórz i oceanów*, [w:] A. Zieliński (red.), *Encyklopedia geograficzna świata*, t. 7, *Oceany i morza*, Opres, Kraków, s. 55–62.
- Musielak S., Furmańczyk K., Bugajny N., 2017, *Factors and Processes Forming the Polish Southern Baltic Sea Coast on Various Temporal and Spatial Scales*, [w:] J. Harff, K. Furmańczyk, H. Storch (red.), *Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East*, Coastal Research Library, 19, 69–86.
- Musielak S., Furmańczyk K., Osadczuk K., Prajs J., 1993, *Fotointerpretacyjny atlas dynamiki strefy brzegu morskiego*, Geologia i Geomorfologia Środkowego Pobrzeża i Południowego Bałtyku, WSP, Słupsk, s. 75–81
- Niespodzińska L., 1980, *Eolian transport of beach material, Lubiatowo 1976*, Rozprawy Hydrotechniczne, 41, 213–215.
- Onoszko A., Mielczarski J., 1968, *Poprzeczne formy akumulacji eolicznej na plażach piaszczystych oraz analiza transportu eolicznego piasków plażowych*, Archiwum Hydrotechniki, 15, 2, 173–195.
- Osadczuk K., 2004, *Geneza i rozwój wałów piaszczystych Bramy Świny w świetle badań morfometrycznych i sedymentologicznych*, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego.
- Paprotny D., Terefenko P., 2017, *New estimates of potential impacts of sea level rise and coastal floods in Poland*, Natural Hazards, 85(2), 1249–1277.
- Pawłowski S., 1922, *Charakterystyka morfologiczna wybrzeża polskiego*, Prace Komisji Matematyczno-Przyrodniczej, PTPN, A, 1, 2.
- Phillips M.R., 2012, *Shoreline Stabilisation: Lessons from South Wales*, [w:] J.A.G. Cooper, O.H. Pilkey (red.), *Pitfalls of Shoreline Stabilization: Selected Case Studies*, Coastal Research Library, 3, Springer

- Pilkey O.H., 2012, *Presque Isle Breakwaters: Successful Failures?*, [w:] J.A.G. Cooper, O.H. Pilkey (red.), *Pitfalls of Shoreline Stabilization: Selected Case Studies*, Coastal Research Library, 3, Springer.
- Piotrowska H., Gos K., 1995, *Coastal dune vegetation in Poland. Diversity and development*, [w:] H.W.J. van Dijk (red.), *Management and preservation of coastal habitats. Proceedings of multidisciplinary*.
- Pranzini E., Williams A. (red.), 2013, *Coastal Erosion and Protection in Europe*, Routledge, London–New York.
- Pruszek Z., 1998, *Dynamika brzegu i dna morskiego*, IBW PAN, Gdańsk.
- Pruszek Z., 2003, *Akweny morskie: zarys procesów fizycznych i inżynierii środowiska*, Instytut Budownictwa Wodnego PAN.
- Psuty N.P., 1992, *Spatial variation in coastal foredune development*, [w:] Carter i in. (red.), *Coastal Dunes*, Balkema, Rotterdam, s. 3–13.
- Reimann T., Tsukamoto S., Harff J., Osadczuk K., Frechen M., 2011, *Reconstruction of Holocene coastal foredune progradation using luminescence dating – An example from the Swina barrier (southern Baltic Sea, NW Poland)*, *Geomorphology*, 132, 1–16.
- Richter A., Groh A., Dietrich R., 2012, *Geodetic observation of sea-level change and crustal deformation in the Baltic Sea region*, *Physics and Chemistry of the Earth, A/B/C*, 53, 43–53.
- Robakiewicz M., 1987, *Zróźnicowanie parametrów klimatu falowego na polskim wybrzeżu morskim*, cz. I, IBW PAN, Gdańsk.
- Rosa B., 1963, *O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych*, *Studia Societatis Scientiarum Torunensis*, 5, 1–172.
- Rosa B., 1984, *Rozwój brzegu i jego odcinki akumulacyjne*, [w:] B. Augustowski (red.), *Pobrzeże Pomorskie*, GTN, Wyd. PAN Ossolineum, Wrocław–Gdańsk, s. 67–119.
- Rotnicka J., 2011, *Impact of beach surface type on the rate of sand transport by wind*, *Journal of Coastal Research*, SI 64, 2058–2062.
- Rotnicka J., 2013, *Transport eoliczny na plaży morza bezpływowego: natężenie, uwarunkowania i wpływ na tworzenie wydmy przednich (na przykładzie bariery lebskiej)*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- Rotnicki K., 2009, *Identyfikacja, wiek i przyczyny holocenijskich ingresji i regresji Bałtyku na polskim wybrzeżu środkowym*, Wydawnictwo Słowińskiego Parku Narodowego, Smołdzino.
- Rotnicki K., Borówka R.K., Devine N., 1995, *Accelerated sea level rise as a threat to the Polish Coastal Zone – quantification of risk*, [w:] K. Rotnicki (red.), *Polish Coast – past, present and future*, *Journal of Coastal Research*, Spec. Iss., 22, 67–119.
- Rotnicki K., Borzyszkowska W., 1999, *Przyspieszony wzrost poziomu morza i jego składowe na polskim wybrzeżu Bałtyku w latach 1951–1990*, [w:] R.K. Borówka i in. (red.), *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań–Szczecin, s. 141–160.
- Salik K., 1979, *Wpływ abrazji na zmiany brzegowe Bałtyku na przykładzie badań klifu Ustka–Orzechowo*, maszynopis w Instytucie Morskim w Gdańsku.
- Semrau I., 1990, *Wpływ budowy hydrotechnicznych na brzeg morski*, *Studia i Materiały Oceanologiczne*, 5, 1.
- Sorensen P., 2013, *Denmark*, [w:] E. Pranzini, A. Williams (red.), *Coastal Erosion and Protection in Europe*, Routledge, London–New York.
- Subotowicz W., 1982, *Litodynamika brzegów klifowych*, Wyd. PAN Ossolineum, Gdańsk.
- Szopowski Z., 1961, *Zniszczenia brzegu klifowego Kępy Redłowskiej w rejonie Cypla Orłowskiego*, *Materiały do Monografii Polskiego Brzegu Morskiego*, 1, 37–61.

- Tomczak A., 1995, *Geological Structure and Holocene Evolution of the Polish Coastal Zone*, [w:] K. Rotnicki (red.), *Polish Coast – past, present and future*, Journal of Coastal Research, Spec. Iss., 22, 15–31.
- Tonisson H., Orviku K., Lapinskis J., Gulbinskas S., Zaromskis R., 2013, *The Baltic States: Estonia, Latvia and Lithuania*, [w:] E. Pranzini, A. Williams (red.), *Coastal Erosion and Protection in Europe*, Routledge, London–New York.
- Uścińciewicz S., 2003, *The Southern Baltic relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement*, Państwowy Instytut Geologiczny, Prace Specjalne, 10, Warszawa.
- Winowski M., 2008, *Geomorfologiczne skutki tajania pokrywy śniegu na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin*, Landform Analysis, 9, 222–225.
- Winowski M., 2011, *Morfodynamika zerw na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin*, Biblioteka Główna UAM, praca doktorska, niepublikowane.
- Winowski M., 2015, *Aktywność procesów osuwiskowych na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin w warunkach oddziaływania zdarzeń hydrometeorologicznych o wysokim potencjale morfogenetycznym (Zatoka Pomorska – Bałtyk Południowy)*, Landform Analysis, 28, 87–102.
- Winowski M., 2020, *Monitoring przekształceń rzeźby klifu piaszczystego w rocznym cyklu pogodowym (studium przypadku z 2019 r. – wyspa Wolin)*, [w:] A. Olszewski, A. Andrzejewska (red.), *Aktualny stan i przemiany środowiska przyrodniczego ekosystemów jako cecha wskaźnikowa zmian klimatu*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 79–92.
- Winowski M., Kostrzewski A., Tylkowski J., Zwoliński Z., 2019, *The importance of extreme processes in the development of the Wolin Island cliffs coast (Pomeranian Bay – Southern Baltic)*, [w:] *Proceedings. International Scientific Symposium New Trends in Geography*, Macedonian Geographical Society, Ohrid, s. 99–108.
- Wiśniewski B., Musielak S., Wolski T., 2011, *A long-term trend and temporal fluctuations of the sea level at the Polish Baltic coasts*, Oceanological and Hydrobiological Studies, 40, 2, 96–107.
- Wiśniewski B., Wolski T., 2009, *Katalogi wezbrań i obniżen szstormowych poziomów morza oraz ekstremalne poziomy wód na polskim wybrzeżu*, Wyd. Akademia Morska, Szczecin.
- Wolski T., 2017, *Czasowa i przestrzenna charakterystyka ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego*, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin
- Zaleszkiewicz L., Koszka-Maróń D., 2005, *Procesy aktywizujące degradację wybrzeża klifowego Zalewu Puckiego*, Przegląd Geologiczny, 53, 1, 55–62.
- Zawadzka-Kahlau E., 1999, *Tendencje rozwojowe polskich brzegów Bałtyku Południowego*, GTN, Gdańsk.
- Zawadzka-Kahlau E., 2012, *Morfodynamika brzegów wydmywanych południowego Bałtyku*, Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.