



## Współczesna dynamika plaż i wydym w środkowej części Mierzei Wiślanej oraz prognoza ich zmian po wykonaniu falochronów kanału

### *Contemporary dynamics of the beaches and dunes in the central part of the Vistula Sandbar, as well as forecast changes following the construction of canal breakwaters*

Tomasz Arkadiusz Łabuz 

Uniwersytet Szczeciński  
Instytut Nauk o Morzu i Środowisku  
ul. Mickiewicza 16/304, 70-383 Szczecin  
[tomasz.labuz@usz.edu.pl](mailto:tomasz.labuz@usz.edu.pl)

**Zarys treści.** Od stycznia 2020 r. w środkowej części Mierzei Wiślanej powstaje kanał żeglugowy, dla którego buduje się falochrony wychodzące w Zalew Wiślany i w Zatokę Gdańską. W pracy przedstawiono wyniki badań terenowych nad dynamiką tej części mierzei w latach 2003-2020 w warunkach naturalnego rozwoju brzegu. Środkowy odcinek brzegu Mierzei Wiślanej to odcinek akumulacyjny. Odbudowę wydym zapewnią przeważający transport osadu po plaży przez wiatr z kierunku SW-W. Dynamika zmian plaż i wydym w skali wielolecia nie jest duża. Plaże nie ulegają trwałej erozji, a położenie podstawy wydym zmienia się od -2 do 1 m/r. W krótkich okresach po największych spiętrzeniach sztormowych erozja wydym jest znacznie większa. Dochodzi do 4-6 m. W pracy analizowano współczesną dynamikę brzegu i nadbrzeża tego odcinka w okresie 2003-2020. Na tej podstawie przedstawiono prawdopodobne tempo i kierunek zmian brzegu: plaż i wydym po obu stronach realizowanej inwestycji. Falochrony osłaniające kanał od strony morza spowodują przerwanie transportu eolicznego w kierunku wschodnim. Przy zachodnim falochronie nastąpi przyrost szerokości plaży i rozwój nowej wydmy przedniej. Po stronie wschodniej będzie następowała znacznie szybsza erozja plaż i wydym niż prognozowana w raportach przygotowanych przed budową przekopu. Powodem będzie ujemny bilans osadu w strefie plaży. Brak dostaw osadu spowoduje po każdym sztormie z poziomem morza  $H > 1$  m erozję wydym o 2-5 m. Tempo dalszego cofania będzie uzależnione od liczby pojawiających się w okresie jesienno-zimowym spiętrzeń, w tym przy wyższym od 1 m poziomie morza. Ich prawdopodobieństwo w Gdańsku w XXI w. jest sześciokrotnie wyższe niż w wieku XX. Pogłębiające się uwarunkowania erozyjne brzegu będą sięgać do Krynicy Morskiej, gdzie odbudowa wydym po sztormach była dotychczas związana z transportem osadu z kierunku zachodniego.

**Słowa kluczowe:** dynamika plaż, rozwój wydym, erozja sztormowa, akumulacja eoliczna, przekop Mierzei Wiślanej.

**Keywords:** beach dynamics, dune development, storm erosion, aeolian accumulation, Vistula Sandbar Canal Cut.

### Wstęp

Mierzeja Wiślana od ujścia Martwej Wisły do Cieśniny Piławskiej w Bałtyjsku ma 93 km długości (ryc. 1B). Kolejne 8 km wybrzeża mierzejowo-wydmowego obejmuje odcinek od Bałtyjska do klifów Półwyspu Sambijskiego (do osady Lietnoje). Główna część mierzei na terenie Polski, od granicy z Rosją do Przekopu z 1895 r. w Mikoszewie, wynosi 48 km

według kilometrażu linii brzegowej, stosowanego przez Urząd Morski w Gdyni. Jej szerokość wynosi od 1 do 2 km.

Mierzeja Wiślana była dotychczas najdłuższym na polskim wybrzeżu odcinkiem naturalnego brzegu morskiego pozbawionego konstrukcji hydrotechnicznych. Ze względu na walory przyrodnicze mierzeję objęto ochroną w formie Parku Krajobrazowego Mierzeja Wiślana oraz Obszaru Natura 2000 Zalew Wiślany i Mierzeja Wiślana.

W styczniu 2020 r. w środkowej części Mierzei Wiślanej rozpoczęto realizację przekopu w celu budowy kanału żeglugowego w rejonie osad Nowy Świat-Przebrno, na km 24 (podział brzegu według kilometrażu Urzędu Morskiego). Jest on częścią drogi wodnej mającej połączyć Elbląg z Morzem Bałtyckim. Od strony Zalewu Wiślanego i Zatoki Gdańskiej kanał osłaniać będą wysunięte poza linię brzegową falochrony. W maju 2020 r. rozpoczęto budowę falochronów wysuniętych w Zatokę Gdańską, położonych między km 23,5 a 24,5 (ryc. 1B).

Przed wyznaczeniem jednego z 4 miejsc proponowanych na tę inwestycję wykonano w ostatnich trzynastu latach pięć raportów środowiskowych (Dembicki, 2007; Przewoźniak, 2012; Pawelec, 2015; Raport..., 2018) oraz odrębne opracowania, w tym publikacje naukowe na temat wpływu poszczególnych elementów kanału na środowisko i dynamikę brzegu mierzei (Gajewski et al., 1995; Jednorął, 1996; Szermer, 1998; Kaczmarek et al., 2008, 2009; Szmytkiewicz et al., 2017; Szmytkiewicz, 2018). Przedstawione w nich prognozy zmian brzegu oparto na stosowanych współcześnie modelowaniach matematycznych, pomiarach prądów i analizach publikacji starszych, niezawierających aktualnej charakterystyki procesów brzegowych. Każdy z tych raportów i odrębnych uzupełniających opracowań zawierał informacje o transporcie osadu w podbrzeżu, ale podawał inny jego kierunek dominujący w miejscu budowy kanału. Wymienione raporty i publikacje nie przedstawiały analizy współczesnych procesów dynamiki wydm nadmorskich opartych na badaniach terenowych.

Ponadto wszystkie te dokumenty (Dembicki, 2007; Przewoźniak et al., 2012; Pawelec et al., 2015; Raport..., 2018) oraz odrębne opracowania dynamiki brzegu (Jednorął et al., 1996; Kaczmarek et al., 2008, 2009; Szmytkiewicz et al., 2017; Szmytkiewicz, 2018) zakładały niewielki lub nieznaczący wpływ planowanych falochronów na brzeg Mierzei Wiślanej. W dokumentach tych mało miejsca poświęcono dynamice plaż i wydm. Przykładowo ostatni raport z 2018 r. wskazuje na brak wpływu inwestycji na wydmy inicjalne, uzasadniając, że podczas obserwacji w 2018 r. form takich nie było (Raport..., 2018). Rzeczywiście w 2017 i 2018 r. plaże na całej mierzei były niskie, nie było na nich roślinności wydmowej, a wydmy były cofnięte nawet o kilka metrów, co było skutkiem znaczącego spiętrzenia sztormowego Axel ze stycznia 2017 r. Czyli w dokumencie tym nie wzięto pod uwagę erozji, która nastąpiła rok wcześniej i doprowadziła do dużej przebudowy nadbrzeża.

Celem pracy jest analiza współczesnych zmian plaży i wydm przednich w części środkowej Mierzei Wiślanej, gdzie prowadzone są prace nad kanałem przekopu i falochronami. Na podstawie badań terenowych z lat 2003-2020 omówiono dynamikę i przedstawiono prognozy przyszłych zmian brzegu tej części mierzei po wybudowaniu falochronów.

## **Charakterystyka obszaru badań**

Mierzeja Wiślana jest typowym przykładem formy w kształcie kosi, utworzonej w wyniku wzdłużbrzegowego transportu osadu i akumulacji morskiej na podwodnym skłonie brze-

gu. Powstała w warunkach cofającego się morza po transgresji litorynowej (Rosa, 1963; Tomczak, 1990; Mojski, 1995; Mielczarski, 1997; Dubrawski i Zawadzka-Kahlau, 2006; Badyukova et al., 2011; Zawadzka-Kahlau, 2012). Najstarsza, zachodnia część obecnej mierzei kształtowała się po zakończeniu transgresji litorynowej około 6,3 do 5,5 ka BP (Tomczak, 1990; Mojski, 1995). Najstarsze niskie wałowe wydmy brunatne wskazujące na jej przyrost w kierunku wschodnim wydatowano na okres 6,5-6,0 ka BP w rejonie Stegny i na około 5,5 ka BP w rejonie Przebrna (Fedorowicz et al., 2009, 2012). Wschodnia, najmłodsza część mierzei narastała jako kosa w kierunku północno-wschodnim w okresie subborealnym, około 2,8-2,3 ka BP (Badyukova et al., 2011). Jeszcze 2,0 ka BP ta część mierzei była przerywana przez spiętrzenia sztormowe i tworzyła łańcuch wysp (Badyukova et al., 2011). Cieśnina Piławska jest formą powstałą w wyniku przerywania mierzei przez morze w 1510 r.

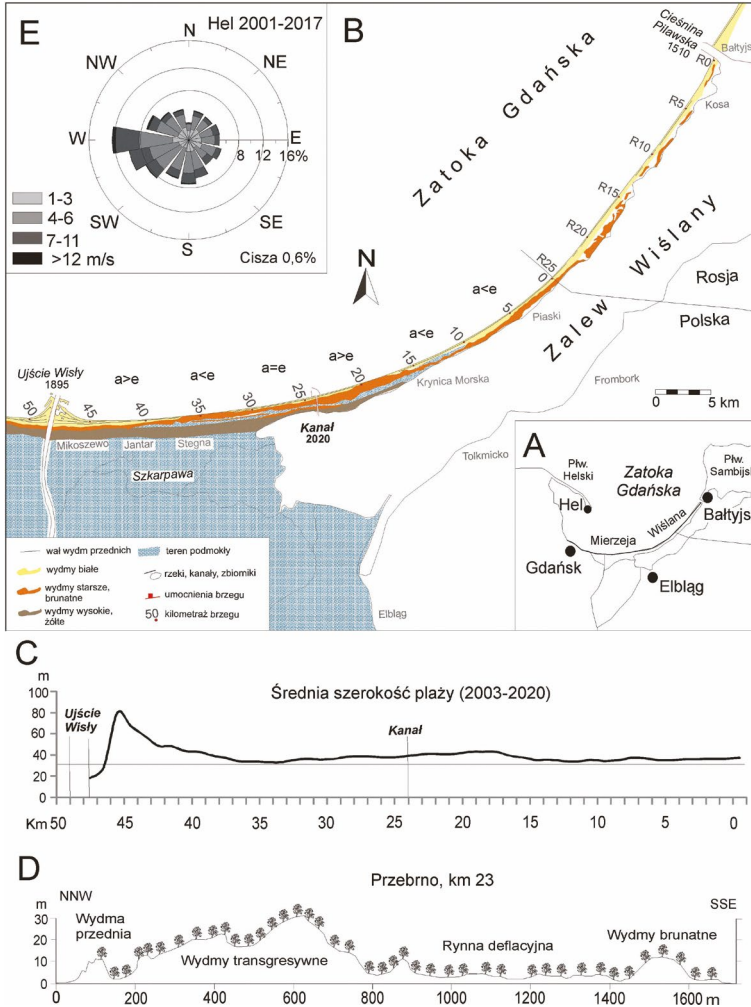
Wzdłuż mierzei przebiega wał wysokich na 20-35 m wydmy transgresywnych, czyli nasiuniętych na starsze formy podłoża. Formy te datowane są na 2,2-1,8 ka BP (Fedorowicz et al., 2009, 2012). W wyniku wycinania lasów od XVI do XVIII w. wydmy były formami ruchomymi do końca XIX w. Wysokie formy transgresywne powstały z rozwiewania nadmorskich wydmy wałowych przez wiatr o dużej prędkości z sektora SW, W do NW.

Zachodnia część Mierzei Wiślanej, w tym Wyspa Sobieszewska i cały stożek Przekopu Wisły wykonanego w 1895 r., zbudowane są z ciemnożółtego, średnio- i gruboziarnistego piasku ze znaczną domieszką skaleni. Osad ten wynoszony jest przez Wisłę i znacznie różni się składem mineralnym i litologicznym od piasku nanoszonego przez morze. Od Jantaru w kierunku wschodnim plaże i wydmy zbudowane są z typowego jasnożółtego piasku z dużym udziałem białego kwarcu, charakterystycznego dla polskiego wybrzeża. Jest to osad w przewadze średnio- i drobnoziarnisty, dobrze wysortowany (Łabuz i Sydor, 2016). Z kolei między granicą państwa w Piaskach a Krynicą Morską skłon plaży i często cały wał brzegowy zbudowany jest z gruboziarnistego piasku z dużą domieszką czerwonych skaleni ze zwietrzałych skał granitowych, dzięki którym przyjmuje kolor czerwono-różowy. Materiał pochodzi z klifów Półwyspu Sambijskiego.

Plaże (*pl*) i wydmy przednie (*wp*) mierzei zbudowane są z piasku średnio- i drobnoziarnistego. Średnia średnica osadu plaży zmniejsza się od Bałtyjska z 0,60 mm do 0,40 mm w rejonie granicy i do 0,25 mm w części środkowej mierzei (Kobelyanskaya et al., 2009; Łabuz, 2012; Łabuz i Sydor, 2016). Od granicy do Przekopu Wisły w Mikoszewie średnia średnica osadu wydmy zmienia się od 0,25-0,30 mm w Piaskach, przez 0,20-0,21 mm w rejonie Przebrna (budowanego kanału) do 0,30 mm między Kątami Rybackimi a Stegną. W rejonie Jantaru średnia średnica osadu plaży ponownie spada do 0,15-0,21 mm i wzrasta znacząco przy Przekopie w Mikoszewie do 0,25-0,35 mm. Najdrobniejszy osad, około 0,20-0,25, mm buduje wysokie, dawniej ruchome wydmy transgresywne (Łabuz, 2012).

Przeważający wiatr z SW i W (ryc. 1E) wpływa na obserwowany dominujący kierunek falowania z sektora zachodniego oraz na transport osadu wzdłuż brzegu i po plaży z zachodu na wschód. Najsilniejszy wiatr występuje w porze zimowej (Zeidler et al., 1995; Trzeciak, 2001; Miętus et al., 2004). Wiatr silny o prędkości ponad 10 m/s dominuje w chłodnej porze roku i najczęściej występuje z kierunków NW, N i NE. Wywołuje on spiętrzenia sztormowe: falowanie i wzrost poziomu morza przy brzegu (Wróblewski, 1992; Dziadziuszko i Jednorą, 1987, 1996; Majewski, 1998). Udział wiatru z tych kierunków nie przekracza 10% w ciągu roku (Zeidler et al., 1995; Trzeciak, 2001).

Pomiędzy końcem XIX a końcem XX w. (1883-1985) roczny wzrost poziomu morza ( $\Delta H_m$ ) w Gdańsku wyniósł do 1,2 mm (Zeidler et al., 1995; Dziadziuszko i Jednorą, 1987, 1996). Pod koniec XX w. trend ten wyniósł już 2,9 mm/r. (Wiśniewski i Wolski, 2009), przez co średni poziom morza w Gdańsku podniósł się od lat 60. XX w. o 12 cm (Łabuz, 2019). Okresowy wzrost poziomu morza podczas spiętrzeń sztormowych w Zatoce Gdańskiej



**Ryc. 1.** Mierzeja Wiślana

A – lokalizacja w Zatoce Gdańskiej, B – rozwinięcie linii brzegowej i wypadkowe procesy na plażach i wydmach: a – akumulacja, e – erozja, przewaga procesu (Łabuz, 2012), C – średnia szerokość plaż w latach 2003-2020, D – profil przez Mierzeję Wiślana w rejonie przekopu, km 23, E – kierunki i prędkość wiatru w Helu 2001-2017 (dane IMGW)

#### The Vistula Sandbar

A – location in Gulf of Gdańsk, B – coastline with main processes involving beaches and dunes: a – accumulation, e – erosion, process domination (Łabuz, 2012), C – mean beach width 2003-2020, D – cross-section in the part of the Sandbar near the Canal Cut, km 23, E – direction and wind velocity in Hel 2001-2017 (data from the Institute of Meteorology and Water Management, IMGW)

w stosunku do otwartego morza zachodzi najpóźniej i jest najmniejszy. Większy występuje podczas spiętrzeń powstających przy falowaniu z kierunku NNE. Wahania poziomu morza w Zatoce Gdańskiej osiągają 2,7 m, z maksymalnymi wezbraniami w warunkach silnych sztormów w okresie jesienno-zimowym (Wróblewski, 1992; Dziadziuszko i Jednorał, 1996; Majewski, 1998; Wiśniewski i Wolski, 2009).

W XX w. na wschodnim wybrzeżu średni poziom morza podczas spiętrzeń sztormowych wynosił 0,75 m (Wiśniewski i Wolski, 2009). W latach 2001-2020 w Gdańsku podczas spiętrzeń sztormowych wzrósł do 0,9 m (Łabuz, 2019). W XX w. obserwowano jedno lub dwa spiętrzenia na rok z poziomem morza  $H=1$  m (Wiśniewski i Wolski, 2009). Do 2020 r. rocznie powstawało jedno spiętrzenie z poziomem morza  $H=1$  m i co 2 lata z  $H>1,2$  m. W XX w. co 20 lat w Gdańsku notowano spiętrzenie sztormowe z poziomem morza 1,3 m ponad średni (Wróblewski, 1992; Wiśniewski i Wolski, 2009). W latach 2001-2020 w Gdańsku spiętrzenie z  $H>1,3$  m występowało już co 8 lat (Łabuz, 2019). Dane wskazują na istotny wzrost częstości spiętrzeń na wybrzeżu Zatoki Gdańskiej, w tym Mierzei Wiślanej.

Mierzeja ze względu na mniejszą dynamikę wód w Zatoce Gdańskiej niż na otwartym morzu nie ulega szybkim i dużym przekształceniom plaż i nadbrzeża wydymowego (Zawadzka-Kahlau, 1999; Łabuz, 2012). Przemieszczanie osadu i procesy brzegowe są również wolniejsze (Bohdziewicz, 1963; Górecka, 1995; Kobelyanskaya et al., 2009, 2011; Ostrowski et al., 2010; Zawadzka-Kahlau, 2012; Szmytkiewicz, 2018). Brzeg mierzei określono jako posiadający dużą odporność na procesy erozji morskiej (Musielak, 1980; Gajewski et al., 1995; Jednorał et al., 1996; Dubrawski i Zawadzka-Kahlau, 2006).

Według badań Bohdziewicza (1963) z początku lat 60. XX w. cała mierzeja poza ujściem Martwej Wisły i Przekopem Wisły znajdowała się w chwiejnej fazie rozwoju z niewielkimi zmianami w porównaniu do brzegów otwartego morza. Warunki hydrodynamiczne podbrzeża Mierzei Wiślanej decydują o wzdłużbrzegowym przemieszczaniu materiału, którego stałym źródłem dopływu są nanosy Wisły (Gołębiewski, 1967; Musielak, 1980; Tomczak, 1990; Kobelyanskaya et al., 2011; Zawadzka-Kahlau, 2012). Nie ma zgodności co do przeważającego kierunku transportu osadu. Część badań wskazuje na przeważające dostawy z ujścia Wisły w kierunku wschodnim, a część od klifów sambijskich w kierunku południowo-zachodnim (Gołębiewski, 1967; Musielak, 1980; Górecka, 1995; Jednorał et al., 1996; Ostrowski et al., 2010; Badyukowa et al., 2011; Kobelyanskaya et al., 2011; Szmytkiewicz, 2018). W rejonie granicy wskazuje się na dywergencję potoku rumowiska, o czym świadczy większe tempo niszczenia mierzei oraz bardziej gruboziarnisty osad (Gołębiewski, 1967; Kobelyanskaya et al., 2008, 2009, 2011; Łabuz, 2012; Zawadzka-Kahlau, 2012). Odcinek ten znajduje się w ekspozycji do spiętrzeń sztormowych powstających z kierunku NW, czyli częstych i dość znacznych. Jest on zorientowany prostopadle dla fal nabiegających z otwartego morza wzdłuż Półwyspu Helskiego, który osłania zachodnią część Zatoki Gdańskiej i brzeg mierzei przed większym falowaniem.

Od początku XX w. zmiany położenia podstawy wydmy na mierzei wahały się między  $\pm 0,2$  m/r. (Jednorał et al., 1996; Zawadzka-Kahlau, 1999). W latach 1911-1979 przyrost linii brzegowej od 0,4 do 0,6 m/r. występował między km 20-30, a erozja od -0,4 do -0,6 m/r. między km 30 i 40. Od granicy do km 20 tendencje zmian linii brzegowej były zmienne co 2-3 km. Cofanie podnóża wydym między 1960 a 1982 r. wynosiło -0,2 m/r. na odcinku km 25-30, a od -0,2 do -0,4 między km 15 a 20. Stabilizację obserwowano między km 20 a 25 (Jednorał et al., 1996; Zawadzka-Kahlau, 1999; Kobelyanskaya et al., 2011; Łabuz, 2012). Dynamika brzegu mierzei w okresie 1960-1983 wskazuje na zmienny

charakter: od cofania się z prędkością  $-0,4$  m/r. do jego przyrostu o około  $0,15$  m/r. (Zawadzka-Kahlau, 1999, 2012).

Badania w okresie 2003-2010 r. wskazują na zmienny w czasie rozwój brzegu, z tendencją do wyższego przyrostu wydmy w stożku Przekopu Wisły oraz mniejszego w części środkowej, w rejonie Przebrna (ryc. 1B) (Łabuz, 2006, 2007, 2012). Przyrost podstawy wydmy w Mikoszewie dochodzi do  $3,0-6,0$  m/r., w Jantarze  $1,0-1,5$  m/r. i w Przebrnie  $0,8-1,0$  m/r. Na pozostałym odcinku procesy zmieniają w zależności od kierunku falowania oraz wysokości poziomu morza podczas sztormu (Łabuz, 2012).

## Metody badań

Opracowanie powstało w oparciu o badania terenowe prowadzone wzdłuż brzegu Mierzei Wiślanej od granicy z Rosją po Przekop Wisły od 2003 do 2020 r. Prezentowana analiza obejmuje tylko środkową część brzegu mierzei w rejonie Przebrna (km 18-28). Na omawianym odcinku już w 2003 r. wyznaczono kilka stałych profili pomiarowych, zazwyczaj co  $0,5$  km, w celu pomiaru przyrostu wydmy. Pomiaru terenowe polegały na wykonywaniu profili poprzecznych do brzegu, od zaplecza nadbrzeża wydmy przednich do linii wody. Wykonywano je zazwyczaj w kwietniu/czerwcu i listopadzie/grudniu każdego roku. Pomiaru niwelacyjne od ustabilizowanych wydmy do linii wody prowadzono za pomocą niwelatora, a w latach ostatnich także urządzeń GPS RTK (Łabuz, 2015). Za pomocą urządzeń GPS od 2014 r. wykonywano pomiar położenia linii wody (styku morza z plażą). W latach 2003/05 oraz 2010/14 wzdłuż profili pobierano próbki osadu powierzchniowego z plaży i wydmy w celu określenia jego składu granulometrycznego i ustalenia pochodzenia.

Na podstawie materiału z niwelacji wykonywano profile, na których obliczano najważniejsze wskaźniki morfodynamiki plaży i wydmy:

- zmiany położenia linii wody ( $\Delta l_b$ ),
- plaża ( $p_l$ ) od linii wody do podstawy wydmy: szerokość ( $D_{p_l}$ ), wysokość ( $H_{p_l}$ ), zmiany objętości osadu ( $\Delta Q_{p_l}$ ),
- plaża górna ( $p_g$ ), część plaży pod wpływem akumulacji eolicznej: wysokość ( $H_{p_g}$ ), zmiany objętości osadu ( $\Delta Q_{p_g}$ ), obecność wydmy embrionalnych ( $w_e$ ) i ich wysokość ( $H_{w_e}$ ), pokrycie roślinnością (rodzaj, gęstość),
- wydma przednia ( $w_p$ ): szerokość ( $D_{w_p}$ ), wysokość ( $H_{w_p}$ ), objętość osadu ( $\Delta Q_{w_p}$ ), zmiany podstawy lub krawędzi ( $\Delta P/K_{w_p}$ ), pokrycie roślinnością (rodzaj, gęstość),
- wysoka wydma transgresywna bez osłony wydmy przedniej ( $w_t$ ): cofanie podstawy lub krawędzi ( $\Delta P/K_{w_t}$ ), akumulacja eoliczna na plaży pod formą,
- obecność stożków sztormowych, zasięgi napływu,
- poziom morza ( $H_m$ ).

Interpretację i obliczenia form brzegu i nadbrzeża wykonywano według typowych analiz zmian szerokości, wysokości, położenia podstawy, zmian objętości materiału (Łabuz, 2015). Sumę zmian wysokości formy  $x$  wyraża różnica pomiędzy pomiarami (np.  $H_b$  przed sztormem i  $H_a$  po nim).

$$\Delta H_{ix} = H_{b_{ix}} - H_{a_{ix}}$$

Objętość ( $Q$ ) formy ( $x$ ) obliczana jest jako suma zmian wysokości tej formy na  $1 \text{ m}^2$ .

$$\Delta Q_x = (\Sigma H) \times 1 \text{ m}^2$$

Zmiana podstawy wydmy – położenia jej stoku odmorskiego ( $\Delta K_{wp}$ ) – wyrażana jest zmianą położenia styku dolnej części jej stoku z plażą górną między okresami pomiarowymi. Zmiana szerokości plaży ( $\Delta D_{pl}$ ) wynika nie tylko z przyrostu jej szerokości, ale także ze zmian położenia linii wody ( $\Delta l_b$ ) oraz zmian położenia podstawy wydmy ( $\Delta K_{wp}$ ).

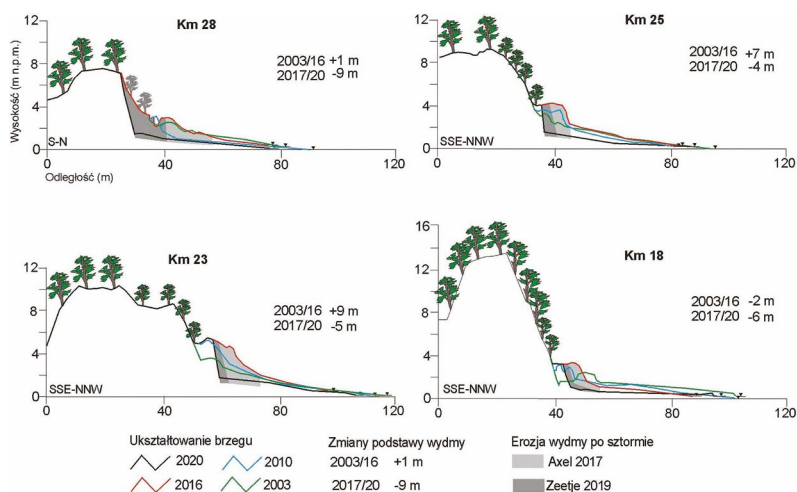
Określenie przyczyn zmian wybrzeża polegało na obserwacji rozwoju roślinności wydymowej, scharakteryzowaniu kierunku wiatru oraz ustaleniu czasu wystąpienia spiętrzeń sztormowych. Różę wiatru dla okresu 2001-2017 opracowano dla miejscowości Hel, która jest bardziej reprezentatywna dla Zatoki Gdańskiej niż Gdańsk. W Gdańsku istnieje większy wpływ wzgórz morenowych na wiatr z kierunku zachodniego. Dane pochodziły z IMGW oraz niemieckiej służby meteorologicznej. Dane o maksymalnych poziomach morza podczas wybranych spiętrzeń sztormowych z lat 2002-2020 pochodziły z Kapitanatu Portu w Gdańsku.

## Wyniki badań: czynniki i uwarunkowania oraz współczesna dynamika plaż i wydym

### Orientacja linii brzegowej a ukształtowanie wydym i plaż

Środkowy odcinek brzegu Mierzei Wiślanej (km 22-25) w miejscu budowy kanału (km 24) charakteryzuje największy i najszybszy przyrost wydym na mierzei z wyłączeniem brzegu między Jantarem a Mikoszewem.

Na Mierzei Wiślanej, ze względu na zmianę orientacji brzegu i wklęsłą (w kształcie łuku) linię brzegową, poszczególne jego odcinki kształtowane są przy innym kierunku wiatru i falowania (ryc. 1B, E). Na odcinku środkowym, w miejscu wykonywania kanału żeglugowego, zmienia się orientacja linii brzegu (km 24-25). Po zachodniej stronie kanału linia brzegowa ma kierunek W-E (km 26-30). W tej części nadbrzeże jest erodowane szybciej, wydmy przednie są mniejsze lub nie występują (ryc. 2). Na odcinku położonym na wschód



**Ryc. 2.** Ukształtowanie wydym i przebudowa nadbrzeża (wydymy i plaży) w środkowej części Mierzei Wiślanej (km 28, 25, 23 i 18) w latach 2003-2016 i 2017-2020

*Morphology of dune coast and its rebuild along the Middle part of Vistula Sandbar (km 28, 25, 23 and 18) in the periods 2003-2016 and 2017-2020*

od powstającego przekopu zmienia się przebieg linii brzegowej na WSW-ENE, co wpływa na zanik trwałych wydm wałowych i rozwój okresowo niewysokich pojedynczych wydm embrionalnych na plaży górnej (km 17-21). Pomiędzy tymi strefami nadbrzeże wydmowe tworzy niski (4-5 m) wał wydmy przedniej, erodowany w trakcie najsilniejszych spiętrzeń sztormowych (ryc. 2, km 23 i 25). W okresach pomiędzy sztormami forma ta była zawsze odbudowywana. Na wydmach jest tu zatrzymywany osad, transportowany po plaży z zachodu na wschód. Dzięki temu na tym odcinku powstają najszybciej wydmy przednie ( $w_p$ ), są one najwyższe, a plaże mają największą szerokość ( $D_{pl}$ ) i wysokość ( $H_{pl}$ ) z wyłączeniem stożka Przekopu Wisły (ryc. 1C). Po sztormach z 2017 i 2019 wał wydmy był znacznie zerodowany (ryc. 2). Miejscami po sztormie Axel ze stycznia 2017 r. w wyniku erozji niszczone były wysokie wały wydm transgresywnych (km 18-21).

### Najczęstsze kierunki wiatru a procesy eoliczne

Wiatr nad Zatoką Gdańską (stacja pomiarowa Hel, lata 2001-2017) wieje w 27-30% czasu w ciągu roku z sektora SW-W, czyli najczęściej wzdłuż brzegu, od Przekopu w Mikoszewie w kierunku środkowej części Mierzei Wiślanej. Z kolei od Przebrna w kierunku Krynicy Morskiej osad transportowany jest po plaży przez częsty wiatr z SW (ryc. 1E). Tylko przez ok. 10-15% czasu w ciągu roku wiatr wieje z kierunku E i NE. Przy tym kierunku wiatru transport po plaży oraz w podbrzeżu zachodzi z rosyjskiej części mierzei w kierunku SW, do rejonu Przebrno-Nowy Świat. Jest to jednak dziesięciokrotnie rzadziej spotykany kierunek przemieszczania osadu niż z kierunku SW i W. Przy wietrze o prędkości  $V > 8$  m/s, który najczęściej powstaje z kierunku W i SW, duże ilości osadu transportowane są po szerokiej plaży w kierunku wschodnim (fot. 1A, B, D).

Na fotografii 1A widoczne są mezobarchany na mokrej plaży (a), powstałe podczas transportu przy wietrze z WSW-W o prędkości 12-14 m/s w dniach 26-27.11.2011 r. Na fotografii 1B widać przemieszczanie piasku po górnej plaży z kierunku W podczas bardzo silnego wiatru 18-22 m/s podczas sztormu 18.11.2004 r. W tym czasie cała dolna plaża znalazła się pod wodą przy poziomie morza  $H=0,6$  m ponad średni. Z kolei na fotografii 1D widoczna jest dolna plaża obniżona i zwężona po sztormie Angus podczas falowania NW z  $H=0,5$  m, w dniach 04-06.10.2016 r. Osad z dolnej plaży został nawiany przez silny wiatr na jej górną część i wydmy przednią. Z tego powodu część osadu nie jest abradowana, a trwale zasila niski wał wydmy (Łabuz, 2014). Podobne zjawisko obserwowano po sztormach z 2009 i 2012 r.

Wiatr o dużej prędkości występuje najczęściej w okresie wiosny i jesieni (tab. 1). Najsilniejszy wiatr z kierunku W do NW powoduje zarówno rozwój najwyższych spiętrzeń sztormowych, jak i transport dużych ilości osadu z szerokich plaż przy Przekopie Wisły w kierunku środkowej części mierzei.

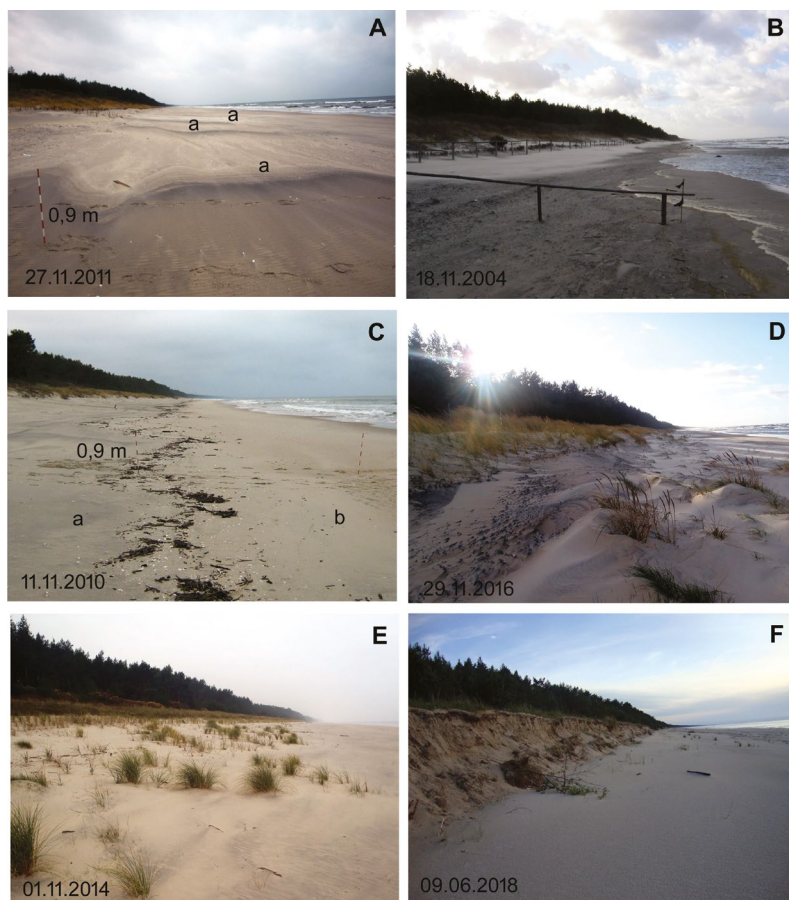
W dniu 18.11.2004 r. podczas wiatru o prędkości 19-24 m/s z kierunku WSW-W, na odcinku Kąty Rybackie-Przebrno (przebieg brzegu W-E) osad był transportowany wzdłuż brzegu po górnej części plaży na wschód (fot. 1B) i nasypywany na wydmy przednie między Przebrnem a Krynicą Morską. Między Krynicą Morską a Piaskami (przebieg brzegu SW-NE) tylko niewielkie ilości osadu były zwiewane z wąskiej zalewanej przez morze plaży prosto na wał wydmy (Vykhovanetz i Łabuz, 2005). Największy transport osadu odbywał się po osi plaży na odcinku o orientacji W-E w Przebrnie. W ciągu 1 minuty przez plażę o szerokości 1 m transportowane było 1-2 kg osadu, a u podstawy wydmy do 3 kg (Shuisky



**Tabela 1.** Charakterystyczne, powtarzające się formy brzegu środkowej części Mierzei Wiślanej i warunki ich rozwoju  
*Characteristic, recurring coastal forms of the middle part of the Vistula Sandbar and conditions underpinning their development*

Data obserwacji	Formy brzegu	Data powstania	Warunki rozwoju
Erozyjne z powodu spiętrzeń sztormowych			
01-05.09.2003	Podcięcia erozyjne wydym przednich i stożki sztormowe na wysokości 2,8 m n.p.m. utrzymujące się po sztormie z 2002 r.	02.01.2002	Spiętrzenie sztormowe WNW-NNE, H=1,08 m n.p.m.
24-25.06.2010	Podcięcia erozyjne wydym przednich i stożki sztormowe na wysokości 3,4 m n.p.m. utrzymujące się po sztormie z 2009 r.	14-16.10.2009	Spiętrzenie sztormowe NE, H=1,06 m n.p.m.
21.04.2012	Niska i wąska plaża, duże podcięcia erozyjne i stożki sztormowe na wys. 3,6 m n.p.m.	05-07 i 13-16.01.2012	Dwa spiętrzenia sztormowe Andrea z H=1,08-1,31 m n.p.m. od WNW do NE
03.04.2015	Niska, płaska plaża (a), w górnej części nowa akumulacja eoliczna (b)	04-05.01 i 07-08.02.2015 (a) 30-31.03 i 01-02.04.2015 (b)	Spiętrzenie sztormowe Felix z H=0,76 m n.p.m. i Ole H=0,82 m n.p.m. (a) Wiatr WSW-W 8-14 m/s, NW 7-14 m/s (b)
Od 18-19.01 do 06-09.06.2019	Niska plaża, podcięcia erozyjne, stożki sztormowe na wys. 4 m n.p.m.	01-03.01.2019	Spiętrzenie sztormowe Zeetje z H=1,28 m n.p.m. od W do NNE
8-11.06.2018	Niska plaża bez akumulacji	4-6.01.2017 (a), 29-31.10.2017 (b)	Sztorm Axel, H=1,18 m n.p.m. z NW-NNE, wiatr 18 m/s (a), kolejny H=1,04 m n.p.m. z NNE (b)
18.11.2004	Intensywny transport eoliczny w górnej części plaży z kierunku W do E, zatopiona dolna plaża (fot. 4B)	18.11.2004	Wiatr z kierunku W do 24 m/s, w pierwszej fazie sztormu z 11.2004 r.
Akumulacyjne z powodu wiatru i prądów z przeciwnych kierunków (W i E)			
27.11.2011	Mezobarchany i ciemne minerały ciężkie na plaży (fot. 4A)	26-27.11.2011	Bardzo silny wiatr W-WSW 12-14 m/s
31.10.2015	Mezobarchany, bursztyn w odsypach na plaży	23.10.2015	Wiatr i falowanie z W., wiatr 10-15 m/s
29.10.2016	Minerały ciężkie, czarne na wąskiej rozmywanej plaży	04-06.10.2016 (a) 28-30.10.2016 (b)	Spiętrzenie sztormowe Angus, H=0,4 m n.p.m. z NE, wiatr 14 m/s (a), kolejne H=0,6 m n.p.m., z NW do NE, wiatr 12-16 m/s (b)
11.11.2010	Nanosy materii organicznej z bursztynem z Wisły (a), przed nimi wał brzegowy z czerwonego piasku z Płw. Sambijskiego (fot. 4C)	04-05.11.2010 08.11.2010	Prądy przy wietrze WSW-W 8 m/s (a) Prądy przy wietrze E-ENE 8-12 m/s (b)
14.06.2014	Wał brzegowy z czerwonego piasku z Płw. Sambijskiego	27-29.05.2014	Falowanie przy wietrze z NNE-NE 7-11 m/s
01.11.2014	Wał brzegowy z czerwonego piasku z Płw. Sambijskiego	22-23.10.2014	Falowanie przy wietrze z NNE-E 6-8 m/s
06-08.06.2020	Wał brzegowy z czerwonego piasku z Płw. Sambijskiego	29-31.05.2020	Falowanie przy wietrze z NNE-NE 9-11 m/s
Zakonserwowana plaża po okresie chłodnej zimy, efekt wiatru z N			
04.04.2013	Szeroka i płaska plaża (a), śnieg zwiany na wydymę (b)	Styczeń-marzec 2013 (a) 01-02.04.2013 (b)	Zjawiska lodowe na brzegu ograniczające erozję (a), Wiatr z N 6-10 m/s (b)

et al., 2006). Przyjmując średnią wagę piasku suchego na  $1520 \text{ kg w } 1 \text{ m}^3$ , w ciągu godziny przenieszone po plaży było  $0,04 \text{ m}^3$  osadu. W ciągu 12 godzin dawało to do  $0,48 \text{ m}^3$  materiału. Część z niego akumulowana była trwale na wydmie przedniej, a część na plaży górnej. W ciągu 2-3 dni z bardzo silnym wiatrem akumulowane jest maksymalnie od  $0,5$  do  $1 \text{ m}^3$



**Fot. 1.** Przykłady zmian brzegu środkowej części Mierzei Wiślanej

A – mezobarchany poprzeczne do brzegu (a), powstałe podczas transportu przy wietrze z WSW-W, 12-14 m/s, 26-27.11.2011 r., B – przemieszczanie piasku po górnej plaży z kierunku W w trakcie bardzo silnego wiatru 18-22 m/s, podczas sztormu, 18.11.2004 r., C – materia organiczna odłożona przy falowaniu z kierunku W do 8 m/s, 04-05.11.2010 r. (a), wał brzegowy zbudowany z piasku pochodzącego z Półwyspu Sambijskiego utworzony przy wietrze 8-12 m/s z E-ENE, 08-09.11.2010 r. (b), D – akumulacja eoliczna na górnej plaży podczas sztormu Angus, 04-06.10.2016 r., E – odbudowana plaża górna i wydma po sztormie Andrea, 01.2012 r., F – ponad 1,5 m wysokości podcięcie wydmy przedniej po spiętrzeniu sztormowym Axel z 01.2017 r.

*Examples of coast changes along the central part of the Vistula Sandbar*

A – mesobarchans transverse to shore (a), developed during aeolian transport from WSW-W wind, 12-14 m/s, 26-27.11.2011, B – sand transportation on upper beach from westerly direction during strong wind 18-22 m/s, accompanying storm surge, 18.11.2004, C – organic material accumulated as waves came in from W, wind up to 8 m/s, 4-5.11.2010 (a), beach ridge formed by coarse sand originating on Sambian Peninsula, wind 8-12 m/s from E-ENE, 8-9.11.2010 (b), D – aeolian accumulation on upper beach during storm surge Angus, 4-6.10.2016, E – rebuilt upper beach and dune after storm surge Andrea, 01.2012 r., F – cliffed dune shape up to 1.5 m high following storm surge Axel dated 01.2017.

osadu na wydymie przedniej ( $\Delta Q_{wp}$ ). W ciągu roku występują 2-3 dni z wiatrem o takiej prędkości. Roczne zmiany objętości osadu wydym między Przebrnem a Skowronkami wahają się od 0,2 do 0,5 m<sup>3</sup> na rok ( $\Delta Q_{wp}$ ). Wartości pomiarów transportu względem trwałej akumulacji są dwukrotnie wyższe.

### Spiętrzenia sztormowe a erozja brzegu

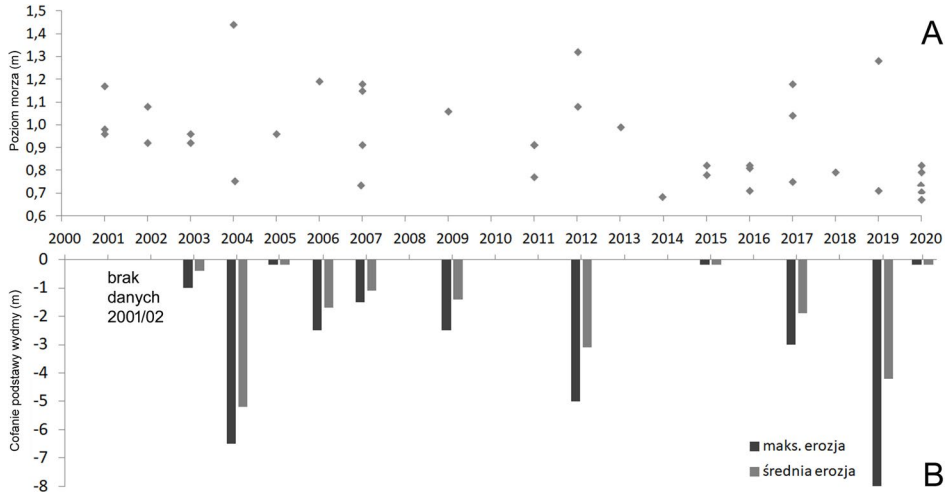
W ciągu dwóch dekad XXI w. w Gdańsku zarejestrowano szereg spiętrzeń sztormowych, w tym co 2 lata przynajmniej jedno z poziomem morza  $H > 1$  m. Największe spiętrzenia z poziomem morza z  $H > 1,2$  m ponad średni powstały w 2004, 2006, 2007, 2009, 2012, 2017 i 2019 r. (ryc. 3A). W okresie objętym badaniami obserwowano zróżnicowaną erozję, tym większą im wyższy był poziom morza podczas sztormu (ryc. 3B). Średnia erozja wydym na środkowym odcinku Mierzei Wiślanej dochodziła do 3-5 m po sztormach w 2004, 2012, 2017 i 2019 r. Erozji wydym nie było podczas spiętrzeń z poziomem morza mniejszym niż 1 m ponad średni. Mniejsza erozja była zawsze tam, gdzie wysokość plaży była wyższa niż napływ wody. Ustalono, że na Mierzei Wiślanej przy spiętrzeniu sztormowym z poziomem morza  $H = 1$  m, napływ wody na plażę sięga 2,5-2,8 m. Im wyższy poziom morza i falowanie przy wietrze o dużej prędkości, tym napływ wody na brzeg mierzei jest wyższy (ryc. 4A). Najwyższy zasięg napływu do 4 m n.p.m. obserwowano podczas spiętrzeń z poziomem morza  $H > 1,2$  m. Im wyższy był poziom morza, tym większa była erozja wydym: ich cofanie i ubytek osadu w metrach sześciennych (ryc. 4B).

W XXI w. pierwsze spiętrzenia z poziomem morza większym od 1 m wystąpiły w styczniu i lutym 2002 r. We wrześniu 2003 r. nadal obserwowano stożki spiętrzeń sztormowych i podcięcia wydym przednich po tych spiętrzeniach sztormowych (tab. 1). W grudniu 2003 r. wystąpiły dwa spiętrzenia przy wietrze 12-16 m/s z kierunku N z poziomem morza do 1 m ponad średni, które nie powodowały erozji wydym.

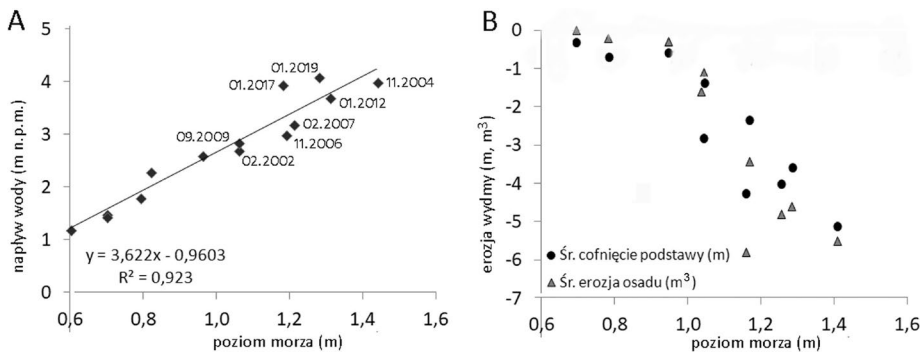
Największą erozję wydym obserwowano po spiętrzeniu sztormowym z listopada 2004 r. z poziomem morza  $H = 1,44$  m ponad średni w Gdańsku. Spiętrzenie początkowo rozwijało się z kierunku W przy silnym wietrze 17-24 m/s. Po sztormie, który trwał kilka dni, na odcinku Stegna-Kąty Rybackie oraz Przebrno-Krynica Morska powstały strome klifowe podcięcia wysokich wydym nadmorskich. Na odcinku między Stegną a Krynica Morską cofnięcie podstawy wysokich wydym transgresywnych sięgało 3-4 m ( $\Delta P_{wt}$ ).

Kolejne spiętrzenia powodujące erozję wydym wystąpiły w listopadzie 2006 r. oraz styczniu 2007 r. Ich efektem było cofanie niskich wydym przednich o 3-5 m ( $\Delta P_{wp}$ ) i dalsza erozja wysokich wydym między Stegną oraz Sztutowem. Do 2009 r. wydymy były odbudowywane. Spiętrzenie sztormowe z 2009 r. w wyniku rozwoju falowania z NE nie spowodowało dużej erozji w środkowej i wschodniej części mierzei.

W wyniku jednego z dwóch spiętrzeń sztormowych Andrea ze stycznia 2012 r. z poziomem morza  $H = 1,31$  m ponad średni, niszczone były wydymy przednie między Stegną a Piaskami. Najbardziej erodowane były wydymy w części wschodniej Mierzei Wiślanej w rejonie Piasków. Mniejsza erozja wystąpiła na odcinku między Kątami Rybackim-Przebrnem i Krynica Morską (km 18-30). Erozja podstawy wydymy dochodziła do 3,0-5,5 m ( $\Delta P_{wp}$ ). Dwa lata po tym podwójnym spiętrzeniu plaże były odbudowane do wysokości co najmniej 1,6 m n.p.m., a stoki podciętych wydym osłonięte zakumulowanym piaskiem. W latach 2013-2016, ze względu na brak spiętrzeń z poziomem morza  $H > 1$  m, obserwo-



**Ryc. 3.** Piętrzenia sztormowe w XXI w. i wielkość erozji wydm środkowej części Mierzei Wiślanej (km 18-28) A – maksymalne poziomy morza w Gdańsku podczas sztormów z  $H > 0,7$  m, B – maksymalne i średnie cofanie podstawy wydm, brak wartości – brak erozji wydm  
*Storm surges in the 21<sup>st</sup> century and level of dune erosion in the middle part of the Vistula Sandbar (km 18-28)*  
 A – maximum sea level in Gdańsk during storm surges with  $H > 0,7$  m, B – maximum and average dune-base retreat, no value – no dune erosion



**Ryc. 4.** Piętrzenia sztormowe i ich wpływ na erozję wydm środkowej części Mierzei Wiślanej (km 18-28) w XXI w.  
 A – piętrzenia sztormowe z poziomem morza  $H > 0,7$  m trwające co najmniej 10 godzin, zarejestrowane w Gdańsku, B – wielkość cofania i erozji wydm (m)  
*21<sup>st</sup>-century storm surges and their influence on the erosion of dunes in the central part of the Vistula Sandbar (km 18-28)*  
 A – storm surges with sea level  $H > 0,7$  m, up to 10 hours in Gdańsk, B – rate of dune erosion (m)

wano stałą odbudowę wydm (wzrost wysokości o 1-1,5 m i szerokości o 3-4 m). Na plaży środkowego odcinka mierzei tworzyły się nowe formy wydm inicjalnych (ryc. 3E). Nie były one niszczone na górnej plaży w trakcie mniejszych piętrzeń sztormowych z grudnia 2013 r. i ze stycznia oraz lutego 2015 r.

Podczas piętrzenia Axel ze stycznia 2017 r. najwyższy poziom morza w Gdańsku wyniósł 1,18 m ponad średni. Największa erozja wystąpiła na odcinku Piaski-Krynica Morska

oraz między Kątami Rybackimi i Stegną (ryc. 3F). Odcinek ten był erodowany przy wietrze i falowaniu z kierunku WNW do N. Po spiętrzeniu wałowe wydmy przednie w rejonie Piasków cofnęły się o 2-4 m, a w Krynicy Morskiej o około 6-8 m ( $\Delta P_{wp}$ ). W miejscach, gdzie wał wydmy przedniej nie był osłonięty przez formy inicjalne, erozja dochodziła do 2,0-3,5 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> ( $\Delta Q_{wp}$ ). W wysokich formach transgresywnych powstały podcięcia klifowe o wysokości 4-5 m.

Niewielka odbudowa wysokości plaży, widoczna dopiero w połowie 2018 r., nie ochroniła wydym przed ponowną erozją przez sztorm Zeetje w styczniu 2019 r. (tab. 1). Ze względu na wyższy poziom morza (H=1,28 m ponad średni) i niskie plaże, spiętrzenie Zeetje spowodowało większą erozję wydym niż podczas sztormu Axel. Erozja podstawy wydmy w rejonie Stegna-Krynica Morska sięgała maksymalnie 8-10 m. W środkowej części mierzei w rejonie Skowronki-Przebrno erozja wynosiła średnio 2,0-3,5 m (km 22-27). Dotychczas po silnym spiętrzeniu następował okres spokojniejszy, w którym wydmy były odbudowywane. Dwa duże spiętrzenia ze stycznia 2017 i 2019 r. spowodowały znaczne cofnięcie podstawy wydmy przedniej lub jej zupełne zniszczenie.

Mniejsze spiętrzenia z 2018 i 2020 r. nie powodowały erozji wydym, a jedynie części plaży. Do czerwca 2020 r. na omawianym odcinku obserwowano niewielką odbudowę górnej części plaży, w tym w miejscu występowania roślin, które wyrosły z wyrzuconej na brzeg materii organicznej w styczniu 2019 r.

### Uziarnienie osadu plaży i wydym

Osad eoliczny budujący formy wydymowe (*wp*) to najczęściej piasek średnioziarnisty (30%) i drobnoziarnisty (70%). Jest on bardzo dobrze wysortowany. W transporcie eolicznym lub na powstających wydymach przednich udział piasku średnioziarnistego spada poniżej 50%, a wzrasta drobnoziarnistego. Bardzo drobną frakcją osadu stanowią czarne minerały ciężkie, rzadko spotykane na plażach mierzei (fot. 1A, (a) u podstawy mezobarchanów). Zazwyczaj tworzą wąskie nagromadzenia podczas silnego wiatru z kierunku SW. Przy wietrze i falowaniu z NE powstaje wał brzegowy pokryty piaskiem gruboziarnistym pochodzącym z klifów Półwyspu Sambijskiego. Na fotografii 1C widoczna jest materia organiczna wraz z bursztynem na jasnym piasku kwarcowym, naniesione przez prąd z kierunku W przy wietrze do 8 m/s w dniach 4-5.11.2010 r. oraz wał brzegowy zbudowany z czerwonego piasku pochodzącego z Półwyspu Sambijskiego. Wał widoczny na rycinie został utworzony w dniach 8-9.11.2010 r. przez prąd z kierunku E-ESE przy wietrze 8-12 m/s. Praktycznie przez cały rok osad ten tworzy niewielkie nagromadzenia na skłonie plaży lub na progu kipielowym. Jego średnica wynosi 0,3-0,4 mm. Ten typ osadu buduje zazwyczaj wał brzegowy od granicy państwa w Piaskach do Krynicy Morskiej, a zanika na odcinku środkowej części mierzei między Krynicą Morską a Skowronkami. Gruboziarnisty czerwony piasek nie buduje wydym na Mierzei Wiślanej, poszerza za to plaże po okresie z falowaniem z sektora NE. Osad ten jest dowodem na transport rumowiska w kierunku południowo-zachodnim, ku środkowej części mierzei.

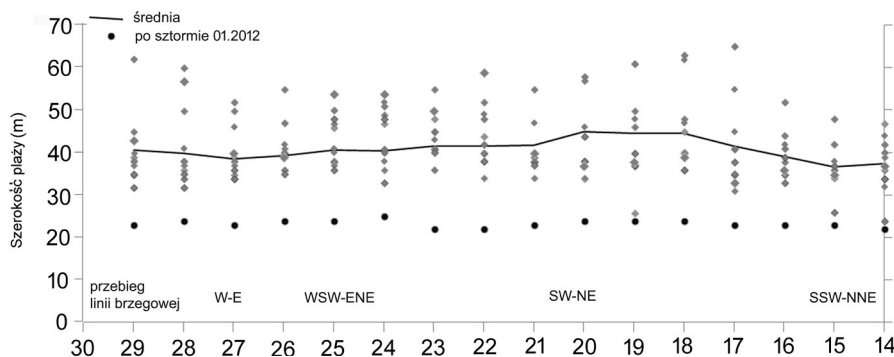
### Znaczenie roślinności wydymowej

Plaże Mierzei Wiślanej rzadko pokrywają niewielkie kępy traw wydymowych: piaskownicy zwyczajnie i widmuchrzycy piaskowej (fot. 1D, E). Na fotografii 1E widoczna jest

odbudowana plaża górna i wydma po sztormie Andrea z 01.2012 r., pokryta przez rzadkie kępy traw, położona wyżej w efekcie akumulacji eolicznej trwającej od 2 lat. Wymienione gatunki wyrastają z korzeni i nasion w miejscach odkładania materii organicznej przez falowane sztormowe (tzw. kidzina). Odbywa się to na górnej plaży na wysokości 1,2-2,0 m n.p.m. Na wiosnę z korzeni wyrastają nowe rośliny, które zatrzymując transportowany piasek przyczyniają się do wzrostu wysokości plaży górnej. Na fotografii 1D widoczna jest górna plaża nadbudowana osadem zwanym z dolnej plaży podczas sztormu Angus z 04-06.10.2016 r. z poziomem morza  $H=0,55$  m n.p.m. Rośliny te ze względu na niewielką średnicę kęp nie powodują rozwoju typowych pagórków. Akumulacja jest niewielka, za to na większej powierzchni, powodując wzrost wysokości całej plaży górnej. W miejscach, gdzie brak jest roślin, osad jest odkładany w postaci zasp u podstawy wydmy. Jest to akumulacja okresowa, tylko do kolejnego silnego wiatru. Ze względu na małą wysokość wydm przednich (*w<sub>p</sub>*) akumulacja odbywa się na nich przy każdym silniejszym wietrze z sektorów podchodzących skośnie do wału. W miejscu zmiany orientacji linii brzegowej (*lb*), która przypada na rejon budowy kanału (km 24), wiatr z kierunku W powoduje największą akumulację i najszybszy rozwój niewysokich wydm przednich (km 22-25). Osad dotychczas akumulowany między Przebrnem a Krynicą Morską w niskich wydmach przednich lub na górnej plaży wokół roślin, stanowił rezerwar materiału do zasilania plaż i wydm w samej Krynicy Morskiej.

## Dynamika plaży

Szerokość plaży jest wyznacznikiem akumulacji morskiej, a jej wysokość n.p.m. ( $H_{pl}$ ) określa wielkość akumulacji eolicznej. Średnia szerokość plaży na Mierzei Wiślanej wynosi około 35 m (ryc. 1C). Na środkowym odcinku jest największa i dochodzi do 45 m (ryc. 6), z wyłączeniem odcinka Jantar-Mikoszewo, gdzie osiąga ponad 50 m. Zmiany szerokości plaży w ciągu roku w części środkowej mierzei wynoszą 20-30 m (ryc. 5). Zmiany wysokości w ciągu roku nie są duże i wynoszą około 0,5 m. W okresie wiosny i lata szerokość plaży w części środkowej mierzei dochodzi do 55-60 m. Najwęższa występuje w okresie jesienno-zimowym po spiętrzeniach sztormowych, do 22-25 m (np. w styczniu 2012 r.). W tym czasie plaża jest również rozmyta lub osad jest zwany przez silny wiatr na wydmy, co skut-



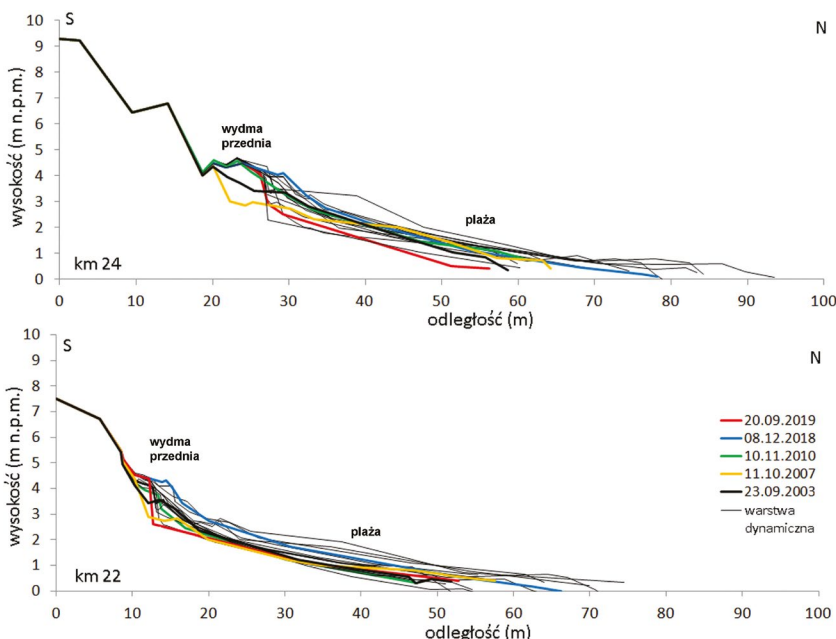
**Ryc. 5.** Zmiany szerokości plaży, jej wartości średnia oraz najmniejsza na odcinku środkowej części Mierzei Wiślanej, km 18-28 w okresie 2003-2020  
*Beach-width changes 2003-2020, average and lowest values on the middle part of the Vistula Sandbar, km 18-28*

kuje niższą jej wysokością. Wysokość plaży u podstawy wydmy osiąga 2,0-2,5 m n.p.m., po spiętrzeniach sztormowych zmniejsza się do 1 m. Po erozji sztormowej wysokość plaż w górnej części (*pg*) zazwyczaj wzrasta w okresie wiosny do 2 m n.p.m., zazwyczaj w pasie o szerokości 5-10 m od podstawy wydmy. W dolnej części falowanie kształtuje wał brzegowy o wysokości do 0,5 m n.p.m. Jest on często nadbudowany osadem gruboziarnistym nanoszonym przez prądy z Półwyspu Sambijskiego.

Spiętrzenia sztormowe przy wyższym poziomie morza skutkują erozją plaży górnej (*pg*) i podcinaniem wydym przednich (*wp*). W czasie występowania wiatru z kierunku W na plaży powstaje szereg następujących po sobie mezobarchanów, form akumulacji eolicznej ułożonych poprzecznie do brzegu (fot. 1A). Zmiany objętości osadu plaży na  $m^2$  wynoszą od  $-1,5$  do  $0,6 m^3$  i od  $-10$  do  $10 m^3$  na metr bieżący brzegu.

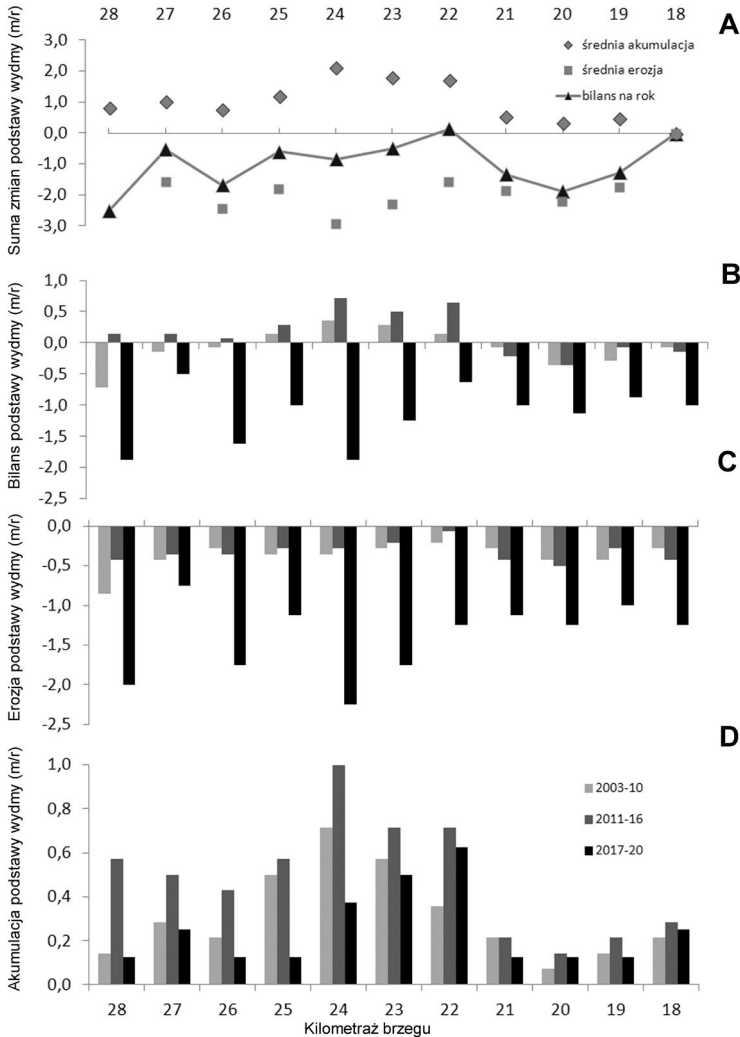
### Dynamika wydym przednich

W środkowej części Mierzei Wiślanej, gdzie zmienia się orientacja linii brzegowej, dwa czynniki mają wpływ na dynamikę nadbrzeża wydymowego, w tym rozwój nowych wydym. Są to przeważające kierunki wiatru z kierunku SW-W-NW o prędkości ponad 8 m/s oraz częstość spiętrzeń sztormowych z kierunku NW przy poziomie morza  $H > 1$  m. Spiętrzenia przy tym poziomie i falowanie powodują napływ załamujących się fal na górną część plaży i erozję podstawy wydym. Wiatr po okresie erozji nanosi osad na wydmy, powodując ich odbudowę. Warstwę dynamiczną brzegu tego odcinka prezentują profile km 24 i 22 (ryc. 6). Największe zmiany wysokości zachodzą w górnej części plaży u podstawy wydmy przedniej.



**Ryc. 6.** Warstwa dynamiczna plaży i wydmy przedniej oraz wybrane profile w rejonie przekopu w okresie 2003-2020: *the dynamic layer of beach and foredune and selected profiles in the area near the present day Canal Cut*

W środkowej części mierzei przyrost podstawy wydm w latach 2003-2020 wynosił średnio do 0,4 m/r., a maksymalnie 2 m/r. w miejscu zmiany orientacji brzegu pomiędzy km 25 a 22 (ryc. 7A). Średnia erozja podstawy wydm wyniosła od 2 do 3 m/r. Wypadkowe położenie podstawy wydmy zawiera się od 0 do -0,5 m/r. Na skrajnych odcinkach wschodnim i zachodnim erozja przekroczyła -1 m/r. (km 18-20 oraz 26-28). Wypadkowe zmiany położenia podstawy wydmy wynosiły średnio od -0,2 do 0,5 m/r. Średnia obejmuje okresy kilkuletnie ze sztormami i czasem bez sztormów, gdy wydma przednia była



**Ryc. 7.** Zmiany położenia podstawy wydmy na rok (m), km 18-28 w latach 2003-2020

A – średni przyrost i erozja podstawy wydmy oraz bilans na rok, B – bilans zmian położenia podstawy wydmy w okresach, C – erozja podstawy wydmy w okresach, D – przyrost podstawy wydmy w okresach

*A – mean growth and erosion of dune-bases per year, B – overall balance for change of location of dune-bases in the periods, C – dune-base erosion in the periods, D – dune-base growth in the periods*



odbudowywana (ryc. 7B). Zmiany podstawy wydmy na rok wynosiły od -2,5 do 1,1 m (ryc. 7C, D, tab. 3). Największa dynamika płózenia podstawy wydmy (i jej objętości) zachodzi na odcinku zmiany orientacji linii brzegu i wałów wydymowych między km 22 a 26. Maksymalnie akumulacja dochodziła do  $0,5 \text{ m}^3/\text{m}^2$  na rok. Zmiany okresowe wysokości wydmy i plaży nie są duże. Przyrost objętości osadu wydym w poszczególnych latach sięgał średnio  $0,15\text{-}0,25 \text{ m}^3/\text{m}^2$  na rok.

Brzeg, na którym zachodzi akumulacja po każdej erozji sztormowej, obejmuje 5 km długości, od km 22 do km 26. Na tym odcinku od 2003 r. stale obserwowano rozwój wydmy przedniej. Niezależnie od skutków erozji, po 3-4 latach forma ta była wyższa i szersza.

### **Dyskusja – przyszłe zmiany brzegu morskiego środkowej części mierzei z powodu obecności falochronów**

Na podstawie analizy morfodynamiki wydym i plaż środkowej części mierzei oraz interpretacji uwarunkowań i czynników wpływających na dynamikę tych form określono warunki morfodynamiczne, które będą wpływać na zmiany brzegu po obu stronach wybudowanych falochronów na km 24 długości mierzei.

Na odcinku między km 15 a 30 można wyróżnić cztery sektory różniące się formami wydym przednich i dynamiką (ryc. 8B). W poszczególnych sektorach wysokość wydym przednich, tempo ich odbudowy oraz erozji, szerokość oraz wysokość plaż jest inna ze względu na ekspozycję linii brzegowej na kierunki najczęstszego wiatru i falowania (ryc. 8A). Od km 15 do 18 wydmy podlegają powolnej erozji i cofaniu (sektor I). Od km 18 do 21 występuje odcinek o nieznacznej przewadze erozji, ale z odbudowującą się w dłuższym czasie niską wydumą przednią lub tylko występują niewielkie formy embrionalne (sektor II). Występuje tu najszerza plaża na badanym odcinku (do 44 m), gdzie po sztormie z 2017 r. nie odbudowuje się wydma przednia (ryc. 2, km 18). W latach 2017 i 2019 niszczone były wysokie wały wydym transgresyjnych (km 20-21). Pomiędzy km 21 a 27 przeważa akumulacja eoliczna i powstają niskie wydmy przednie (sektor III). Szerokość plaż sięga 41 m (ryc. 2, km 23 i 25). W tym sektorze wydmy przednie podlegają odbudowie, a na plaży powstają niewysokie wydmy embrionalne (ryc. 3D, E). Najwyższe i najszerze powstają pomiędzy km 22,5 a 25,5. W kierunku zachodnim wydma przednia nie odbudowuje się od 2012 r., a szerokość plaży zmniejsza się do 39 m (sektor IV). W latach 2017 i 2019 niszczone były wysokie wały wydym transgresyjnych (ryc. 2, km 28). Różnice w morfodynamice wydmy wynikają z nieznacznej zmiany przebiegu linii brzegowej na badanym odcinku.

Każdy z raportów oddziaływania falochronów przyszłego kanału na strefę brzegową odmorskiej części mierzei (km 24) zakładał inny kierunek transportu osadów w podbrzeżu (Jednorąf et al., 1996; Kaczmarek et al., 2008, 2009; Przewoźniak et al., 2012; Pawelec et al., 2015). Według pomiarów falowania i modelowania transportu rumowiska (Kaczmarek et al., 2008, 2009; Szmytkiewicz et al., 2017; Szmytkiewicz, 2018) w rejonie Kątów Rybackich występują niewielkie i prawie równoważne kierunki ruchu osadu w podbrzeżu z niewielką przewagą na wschód ( $7 \text{ tys. m}^3/\text{r.}$ ). W rejonie Krynicy Morskiej wypadkowy transport osadu jest większy i wynosi  $18 \text{ tys. m}^3/\text{r.}$  w kierunku zachodnim, a największy – również w kierunku zachodnim – do  $71 \text{ tys. m}^3/\text{r.}$  – określono na wysokości miejscowości Piaski. Dynamika brzegu (plaży) i nadbrzeża wyraża się inną skalą zmian niż obliczenia przedstawione dla podbrzeża.

Zmiany roczne położenia linii wody i podstawy wydmy, ustalone na podstawie pomiarów na mapach, są niewielkie – od -0,2 do 0,2 m/r. (Jednorął, 1996; Zawadzka-Kahlau, 1999, 2012). Średnie roczne zmiany położenia linii wody dla sektorów brzegu przedstawia tabela 2. Przed rozpoczęciem budowy przekopu szerokość plaż na tym odcinku brzegu zmieniała się o 10-30 m i wynosiła od 20-25 m po spiętrzeniach sztormowych. Średnia szerokość wynosi od 39 do 41 m (ryc. 5). Wczesną wiosną i jesienią plaże były poszerzone o wał brzegowy szeroki na 3-8 m, zbudowany z osadu gruboziarnistego, naniesionego przez prądy wywołane wiatrem z NE. W krótkim czasie, po sztormach, położenie linii brzegowej tej części mierzei zmienia się o 10-20 m, czyli znacznie bardziej niż przewidziano w prognozach lub obliczono na mapach. Rodzaj osadu budującego plaże tej części mierzei odzwierciedla okresową przewagę wiatru z SW-W – jest to drobnoziarnisty piasek kwarcowy, w tym budujący eoliczne mezobarchany, lub gruboziarnisty osad z Półwyspu Sambijskiego tworzący wał brzegowy przy wietrze i falowaniu z kierunku ENE-NE.

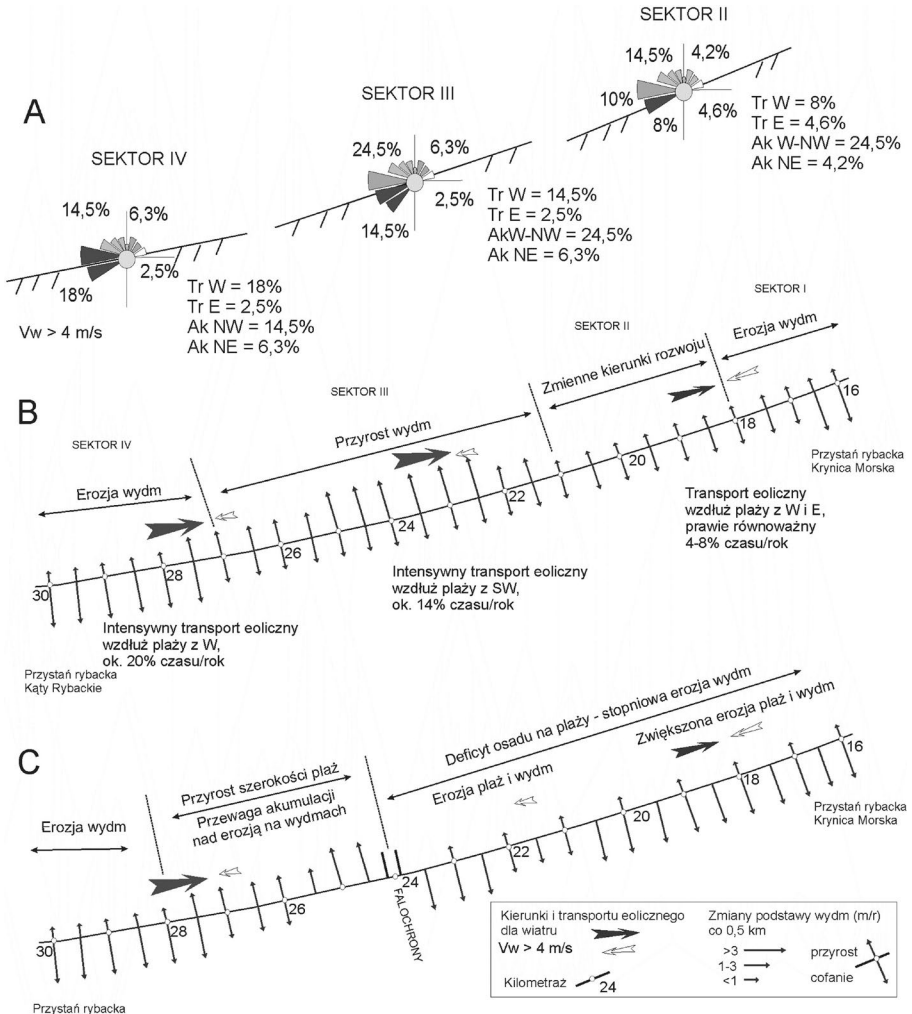
Rycina 8A przedstawia procentowy udział kierunków wiatru transportującego osad po osi plaży w wyróżnionych 3 głównych sektorach analizowanego odcinka o nieznacznie zmieniającym się przebiegu linii brzegowej (II-IV). Przyjmując występującą częstość wiatru o prędkości powyżej 6 m/s z kierunków SW i W na 14-18% w ciągu roku, w porównaniu do tego z E i NE o udziale 2,5%, należy stwierdzić, że ponad sześciokrotnie więcej osadu jest transportowane po plaży przez wiatr z sektora W. Wiatr z sektora NE jest czynnikiem powodującym odbudowę szerokiej plaży po spiętrzeniach sztormowych na odcinku Prze-

**Tabela 2.** Zmiany położenia linii wody w środkowej części Mierzei Wiślanej, dane obliczone i prognozowane  
*Changes in the location of the waterline in the middle part of the Vistula Sandbar, calculated and forecast data*

Sektor	IV Zachodni, km 26-30	III Środkowy, km 21-25	I-II Wschodni, km 15-20
Średnia szerokość plaży (m) 2003-2020 (Łabuz <sup>1</sup> )	39,7	41,2	37,6
Zmiany położenia linii wody według pomiarów i obliczeń (m/r.)			
Średnia na rok, 1908-1979 (Jednorął et al., 1996)	-0,5 do +0,5	+0,1 do +1,0	-0,2 do +0,3
Średnia na rok, 1960-1992 (Jednorął et al., 1996)	-1,0 do -0,6	-0,2 do +0,1	-0,2 do -0,1
Średnia na rok, 1960-82 (Zawadzka-Kahlau, 1999)	-0,4	-0,1	-0,2
Średnia na rok, 1982-92 (Zawadzka-Kahlau, 2012)	-1,6 (-3,5 do -0,8)	0 (-0,2 do +0,3)	-0,2 (-1,8 do +0,5)
Średnia na rok, 2003-20 (Łabuz <sup>1</sup> )	+0,1	+0,16	+0,1
Prognozy zmian położenia linii wody po wybudowaniu falochronów (m/10 lat)			
Kaczmarek et al., 2008, 2009	+10 do +40	-30 do -10	brak danych
Przewoźniak et al., 2012, Pawelec et al., 2015	na przemian w różnych latach erozja i akumulacja		brak danych
Szmytkiewicz et al., 2017, Raport..., 2018	-5	+10	brak danych
Po sztormie z H>1m na 2 lata (Łabuz <sup>1</sup> )	> +20	-15 do +5	-15 do +5
Po sztormie z H>1m na rok (Łabuz <sup>1</sup> )	> +10	-10 do +5	-20 do +5

<sup>1</sup> Badania własne autora.

brno-Krynica Morska. Z kolei częsty i silny wiatr z sektora W i NW odpowiada za odbudowę plaży górnej i wydmy po sztormach. Zupełne ograniczenie transportu eolicznego z kierunku W spowoduje jego deficyt po wschodniej stronie kanału na odcinku km 24 do 18



**Ryc. 8.** Dynamika wydym w środkowej części Mierzei Wiślanej (km 16-30)

A – główne kierunki wiatru w strefach o zmieniającym się przebiegu linii brzegowej, wiatr  $V > 4 \text{ m/s}$ , transportujący osad (Tr) i akumulujący na wydmie (Ak), (sektor II-IV), B – maksymalne zmiany podstawy wydym w warunkach naturalnych przed budową falochronów (m/r.), C – prognoza maksymalnych zmian podstawy wydym po wybudowaniu falochronów (m/r.)

*Dune dynamics in the middle part of the Vistula Sandbar (km 16-30)*

A – major wind directions in zones with changing courses of the coastline, wind  $V > 4 \text{ m/s}$ , transporting sediment (Tr) and accumulating on dunes (Ak), (sector II-IV), B – dune-base changes in natural conditions prior to the construction of breakwaters (m/y), C – forecast maximum dune-base changes following the construction of breakwaters (m/y)

i stopniowe zwięzanie i obniżanie plaży oraz erozję wydmy. Przy niższej plaży wydma będzie erodowana przy mniejszych spiętrzeniach sztormowych, czyli częściej niż dotychczas.

Wyniki badań modelowania ruchu rumowiska na podstawie obliczeń przepływu prądów wykazują niewielką przewagę dostawy osadu ze wschodu lub zachodu (Ostrowski et al., 2010; Szymkiewicz et al., 2017). Analiza litodynamiczna plaży i podbrzeża wskazuje na zbieżny ruch rumowiska z zachodu i wschodu (Gołębiowski, 1967; Kobelyanskaya et al., 2009, 2011). Nie ma więc zgodności co do kierunku przeważającego. Transport morski i eoliczny osadu z kierunku NE nie równoważy strat po sztormach na tym odcinku. Powodem jest sześciokrotnie rzadszy i słabszy wiatr z tego kierunku, węższe plaże i bardziej gruboziarnisty osad, transportowany tylko przy bardzo dużej prędkości wiatru  $V > 12$  m/s, co zdarza się do 0,1% czasu w ciągu roku. Najwięcej osadu transportowane jest po plaży przy najczęstszym, bardzo silnym wietrze z kierunku SW i W (Vykhovanetz i Łabuz, 2005).

Rycina 8C przedstawia prognozy maksymalnych zmian podstawy wydmy w metrach na rok po wybudowaniu falochronów. Po stronie wschodniej falochronów rocznie ubytek osadu na plaży i w wydmy sięgał będzie 1-2 m<sup>3</sup> na każdy m<sup>2</sup> powierzchni. W przypadku powstania znaczącego spiętrzenia sztormowego z poziomem morza  $H > 1$  m n.p.m. (w Gdańsku) wydmy i plaże będą niszczone szybciej, co pogłębi ubytek osadu o 3-5 m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> powierzchni brzegu (plaży i wydmy przedniej). Z kolei odbudowa wydmy dotychczas obserwowana nie będzie możliwa z powodu braku dostaw osadu z kierunku W. Obecnie erozja na 1 m bieżący brzegu wynosi łącznie od 15 do 25 m<sup>3</sup> po spiętrzeniu z poziomem morza  $H > 1$  m. Ze względu na nieprzewidywalność spiętrzeń sztormowych trudno wskazać jednoznacznie roczne tempo erozji po wschodniej stronie falochronów. Będzie ono zależało od ilości spiętrzeń sztormowych i wysokości poziomu morza podczas ich trwania.

W środkowej części mierzei (km 18-28) w latach 2003-2020 przyrost podstawy wydmy sięgał nawet 1,5 m na rok (tab. 3). W tym czasie obserwowano jednak cofanie, średnio o 0,2-0,6 m/r. Jest to wynikiem przewagi erozji nad akumulacją po znaczących spiętrzeniach sztormowych. Średni bilans położenia podstawy wydmy na rok w okresie 2003-2020 wynosi od -0,5 do -1,0 m. Jest to 3-4 razy więcej niż podają inne badania terenowe (Kobelyanskaya et al., 2009, 2011) oraz pomiary kartometryczne wykonane na mapach (Jednorat, 1996; Zawadzka-Kahlau, 1999).

Z powodu budowy falochronów na dotychczasowym odcinku charakteryzującym się stabilizacją w dłuższym czasie (km 22-25) zmiana podstawy wydmy może wynosić średnio od +0,1 do -0,7 m/r. Cofanie podstawy wydmy będzie wynosiło od 2 do 4 m po każdym spiętrzeniu znaczącym z  $H > 1$  m n.p.m. (ryc. 8C). Liczba spiętrzeń z poziomem morza wyższym od 1 m zwiększyła się względem XX w. W Gdańsku w XX w. co 20 lat powstawało spiętrzenie sztormowe z poziomem morza 1,3 m ponad średni (Wróblewski, 1992; Wiśniewski i Wolski, 2009). W XXI w. spiętrzenie z  $H > 1,3$  m wystąpiło raz na 8 lat (Łabuz, 2019). Wraz ze wzrostem poziomu morza spiętrzeń większych będzie więcej. To przyspieszy erozję wydmy mierzei. Po 10 latach od zakończenia budowy falochronu cofnięcie podstawy wydmy po jego wschodniej stronie wynieść może od 7 do 10 m. Po stronie zachodniej w zależności od liczby spiętrzeń sztormowych zmiany będą wynosić  $\pm 0,5$  m/r. (tab. 3).

Z powyższej analizy wynika, że prognozowane niewielkie zmiany brzegu po wybudowaniu falochronów są założeniem błędnym. O ile rzeczywistość w dłuższych okresach dynamika brzegu (plaży i wydmy przedniej) jest niewielka, to w okresie spiętrzeń sztormowych zmiany są duże, a po 2 większych sztormach nawet bardzo duże. Cofanie wydmy sięga wtedy średnio 4-5 m (maksymalnie do 7 m) po każdym sztormie. O ile szerokość i wysokość

**Tabela 3.** Zmiany podstawy wydmy w środkowej części Mierzei Wiślanej, dane obliczone i prognozowane  
*Dune-base changes along the middle part of the Vistula Sandbar, calculated and forecast data*

Sektor, kilometrąż brzegu	IV Zachodni, km 26-30	III Środkowy, km 21-25	I-II Wschodni, km 15-20
Przebieg linii brzegowej	E-W	ENE-WSW	NE-SW
Zmiany podstawy wydmy według obliczeń (m/r.)			
Średnia na rok, 1973-82 (Jednorat, 1996)	-0,4	-0,1 do 0	-0,4 do -0,6
Średnia na rok, 1960-82 (Zawadzka-Kahlau, 1999)	-0,3	0, stabilizacja	-0,2
Średnia na rok, 1982-92 (Zawadzka-Kahlau, 2012)	-0,3	-0,1 do +0,1	-0,3
Średnia na rok, 2007 (Kobelyanskaya et al., 2009, 2011)	deficyt osadu, erozja	stabilizacja	przewaga erozji
Średnia na rok, 2003-20 (Łabuz <sup>1</sup> ), w tym:	-0,5	-0,2	-0,6
• Akumulacja, przyrost podstawy na rok	0,8	1,5	0,3
• Erozja sztormowa, średnia	-2,3	-2,0	-2,5
• Erozja sztormowa, maksymalna	-9,0	-9,0	-10,0
Zmiany podstawy wydmy według obliczeń bez falochronów (m/r.)			
Średnia, gdy 1 sztorm H>1 m/5 lat (Łabuz <sup>1</sup> )	+0,18	+0,8	-0,26
Średnia, gdy 1 sztorm H>1 m/2 lata (Łabuz <sup>1</sup> )	-0,75	-0,25	-1,1
Zmiany podstawy wydmy według prognoz po wybudowaniu falochronów na km 24 (m/r.)			
Raporty dotyczące budowy falochronów	brak danych	brak danych	brak danych
Średnia, gdy 1 sztorm H>1 m/5 lat (Łabuz <sup>1</sup> )	+0,5	+0,1	-0,4
Średnia, gdy 1 sztorm H>1 m/2 lata (Łabuz <sup>1</sup> )	-0,55	-0,7	-1,2

<sup>1</sup> Badania własne autora.

plaż była powiększana w 1-2 lata po sztormie, to przy braku osadu ten proces przestanie zachodzić. Brak akumulacji eolicznej na plaży po wschodniej stronie falochronu spowoduje trwałe jej obniżenie w części górnej do 1 m. To spowoduje jej podtapianie przy niższych spiętrzeniach, czyli erozja wydym będzie zachodzić częściej, również podczas spiętrzeń mniejszych. W takich warunkach należy stwierdzić, że erozja podstawy wydmy i jej cofanie będzie zachodzić nie co 2 lata, a po każdym spiętrzeniu z poziomem morza H=0,7 m n.p.m. Spiętrzeń takich rocznie na Zatoce Gdańskiej jest obecnie od 2 do 3. W okresie jesienno-zimowym 2019-2020 wystąpiło aż 8 spiętrzeń z poziomem morza H>0,7 m.

Po zachodniej stronie falochronów przekopu (km 24,5-27,0) wydmy przednie będą powstawać szybciej niż dotychczas. Spowodowane to będzie poszerzeniem plaży i odkładaniem części materii organicznej, z której będą wyrastać rośliny zatrzymujące piasek. W czerwcu 2020 r. na odcinku przyległym po stronie zachodniej do budowanego falochro-

nu plaża była już szersza o 10-15 m (km 25), a jej górna część wyższa o około 0,3 m niż po stronie wschodniej (km 23,5). Jednak brak wału brzegowego formowanego z gruboziarnistego piasku niesionego falowaniem z kierunku NE może obniżyć odporność brzegu na erozję na tym odcinku.

Odrębną kwestią jest cel ułożenia pod stokiem wydmy korzeni drzew usuniętych z mierzei w miejscu wykonywania przekopu. W okresie między styczniem a czerwcem 2020 r. korzenie ułożone zostały na odcinkach z podciętą wydmą przednią, to jest po obu stronach budowanych falochronów: km 24,3-25,0, km 23,4-23,8 oraz na km 20,8-21,5 (gdzie blisko krawędzi wydmy przebiega oddana do użytku w 2018 r. ścieżka rowerowa). Działanie to jest niewłaściwe z punktu widzenia naturalnych procesów i obudowy siedlisk wydmowych. Jest to ingerencja antropogeniczna, nieujęta ani w Programie Ochrony Brzegów (nowelizacja z 2015 r.), ani w dokumentacjach budowy przekopu, dotyczących ewentualnych kompensacji środowiska (Dembicki, 2007; Przewoźniak et al., 2012; Pawelec et al., 2015; Raport..., 2018). Ten prowizoryczny zabieg ochrony wydm ograniczy rozwój wydm i siedlisk roślinnych na wiele lat, powodując zahamowanie odbudowy wydm i jednocześnie obniżenie wartości naturalnego krajobrazu.

Podsumowując badania z lat 2003-2010 (Łabuz, 2007, 2012, 2014) i te prowadzone do 2020 r., należy stwierdzić, że dynamikę wydm na Mierzei Wiślanej kształtują spiętrzenia sztormowe tworzące się z kierunku NW lub NNE oraz procesy eoliczne wywoływane najczęstszym i najsilniejszym wiatrem z kierunku W i SW. Erozję w części zachodniej mierzei między Jantarem a Przebrnem powodują rzadsze spiętrzenia sztormowe z kierunku NE lub rozwijające się na zachodnim wybrzeżu Polski z NW i wygasające przy wietrze NNE (np.: 2004, 2009, 2019). Wschodnia część mierzei od Krynicy Morskiej do granicy państwa niszczona jest najczęściej podczas częstych spiętrzeniach sztormowych z kierunku NW (2004, 2006, 2007, 2012, 2017). Ze względu na wyższe i szersze plaże w środkowej części mierzei między Skowronkami a Przebrnem (km 26-21), odcinek ten nie podlega tak często erozji jak pozostałe. Cofanie wydm po sztormach jest najmniejsze. Odcinek ten jest obszarem akumulacji osadu nawiewanego przez wiatr z W, a zarazem strefą tranzytu osadu w kierunku wschodnim przy często występującym wietrze z kierunku SW. Jego stałe dostawy powodują wzrost wysokości erodowanych plaż i odbudowę wydm na wschód od Przebrna. Falochrony zatrzymują ten proces, powodując rozwój erozji na odcinku środkowej części mierzei po wschodniej stronie falochronów kanału oraz zwiększenie erozji wydm w rejonie Krynicy Morskiej.

## Wnioski

Przedstawiona analiza zmian brzegu środkowej części Mierzei Wiślanej powstała na podstawie terenowych pomiarów form wydmowych i plaży w latach 2003-2020. Na podstawie profili poprzecznych do brzegu i zmian po największych spiętrzeniach sztormowych analizowano ich morfodynamikę. Określono także tempo odbudowy warunkowane reżimem wiatru. Na odcinku budowy kanału żeglugowego (km 24) dynamika plaż i wydm jest największa (km 18-28) na całej mierzei z wyłączeniem stożka Przekopu Wisły w Mikoszewie. W różnym czasie odkładany jest tu osad gruboziarnisty przynoszony prądami morskimi z kierunku NE lub drobnoziarnisty przynoszony częstszymi prądami lub nawiewany po plaży z kierunku W i SW. Osad gruboziarnisty odbudowuje niewysokie i szerokie do 8 m

wały brzegowe. Poszerza plaże, ale nie jest przenoszony na wydmy. Osad drobnoziarnisty, nawiewany wzdłuż plaży z kierunku W, odbudowuje formy eoliczne na całym odcinku między Kątami Rybackimi a Krynica Morską (km 30-17). Ten materiał wzmacnia odporność brzegu na erozję, powodując odbudowę wydym oraz wzrost wysokości plaży górnej, co chroni nadbrzeże przed napływem fal sztormowych.

Obserwowana akumulacja w środkowej części mierzei jest wynikiem zmian orientacji linii brzegowej na przeważające kierunki wiatru z kierunku W. Po okresie z erozją brzegu zachodzi dość szybko niewielka akumulacja eoliczna skutkująca odbudową plaży górnej i niewysokich wydym przednich. Nie zachodzą tu wyraźne tendencje akumulacyjne, jednak bilans osadu plaży i wydym jest nieznacznie dodatni i równoważy straty sztormowe. W ostatnich latach zaznacza się jednak wzrastająca przewaga erozji nad akumulacją, co jest efektem zwiększenia liczby spiętrzeń sztormowych i wzrostu poziomu morza.

Z przeprowadzonych badań terenowych wynika, że w środkowej części Mierzei Wiślanej zmiany podstawy wydym w wynoszą średnio od -2,5 do 1,5 m/r. Cofanie podstawy wydym sięga w tym rejonie 2 m, po każdym większym spiętrzeniu, a maksymalnie 6-8 m.

Analizy zmian brzegu po wybudowaniu falochronów nie uwzględniają przewagi transportu eolicznego po plaży w kierunku wschodnim. Jego zatrzymanie przez falochron po stronie zachodniej przekopu uniemożliwi dotychczasową odbudowę po sztormach i będzie skutkować powiększaniem erozji po stronie wschodniej (km 18-23,5). W efekcie tego po każdym kolejnym spiętrzeniu z poziomem morza  $H > 1$  m plaże będą niższe i węższe. Z tego powodu wydmy będą się cofać nie tylko okresowo, średnio o 1-3 m, po silnym spiętrzeniu, ale także i przy mniejszych. Erozja wydym może dochodzić do 5 m na rok i nie będzie równoważona akumulacją z powodu obecności falochronów. Bilans osadu plaż i wydym po zachodniej stronie przekopu będzie nadal dodatni, większy niż dotychczas.

Kanał i powstające falochrony od strony morza zmienią nie tylko zależności i przebieg poszczególnych procesów brzegowych z rozwojem wydym włącznie, ale doprowadzą do szybszego rozwoju infrastruktury i masowej turystyki w naturalnej jeszcze części mierzei. Inwestycja zaburzy naturalny układ rozwoju wydym przednich i brzegu mierzei w znacznie większym stopniu niż zakłada się to w dokumentacji dotyczącej projektu przekopu. Plaże i wydmy po stronie wschodniej falochronów będą erodowane znacznie szybciej niż dotychczas, co będzie widoczne przede wszystkim na odcinku brzegu Przebrno-Krynica Morska (km 23-16).

Ryciny i tabele, pod którymi nie zamieszczono źródeł, są opracowaniem własnym autora artykułu.

Opublikowane wyniki badań pochodzą z własnego projektu badawczego *Anthropogenic-Natural Dunes Dynamics* (ANDDY), realizowanego od 2003 r. (<http://polishdunes.usz.edu.pl>); z projektu KBN z lat 2004-2007 „Ekstremalne zjawiska meteorologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczne” (KBN-086/PO4/2003) ze wspólnych badań z naukowcami Uniwersytetu w Odessie (Vykhovanetz i Łabuz, 2005; Shuisky et al., 2006); z projektu NCBiR z lat 2011-2014 „Rozmieszczenie i morfodynamika środowiska wydym przednich i fluktuacje roślinności – bioróżnorodne siedlisko polskiego wybrzeża” (LIDER/33/85/L-2/NCBiR/2011) oraz z projektu NCN *Embryo Dune Dynamics* (2018/02/ST10/00665) z lat 2018-2019.

## Piśmiennictwo

- Badyukova, E.N., Zhindariev, L.A., Lukyanova, S.A., & Soleva, G.D. (2011). The geological-geomorphological structure of the Baltic (Vistula) Spit. *Oceanology*, 51(4), 675-682. <https://doi.org/10.1134/S0001437011040023>
- Bohdziewicz, L. (1963). Przegląd budowy geologicznej i typów polskich wybrzeży. W: A. Mielczarski, (red.), *Geologia i zagadnienia pokrewne* (s. 10-41). *Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego*, 5. Gdańsk-Poznań: Instytut Budownictwa Wodnego PAN.
- Dembicki, E. (red.). (2007). *Studium wykonalności inwestycji budowa kanału żeglugowego przez Mierzę Wiślaną*. Gdańsk: Polbud Pomorze, Przedsiębiorstwo Geosyntex Spółka z o. o., Fundacja Naukowo-Techniczna.
- Dubrawski, R., & Zawadzka-Kahlau, E. (2006). Przyszłość ochrony polskich brzegów morskich. Gdańsk: Instytut Morski.
- Dziedziszko, Z., & Jednorą, T. (1987). Wahania poziomów morza na polskim wybrzeżu Bałtyku. *Studia i Materiały Oceanologiczne*, 52, *Dynamika Morza*, 6, 215-238.
- Dziedziszko, Z., & Jednorą, T. (1996). Zagrożenia powodziowe spowodowane spiętrzeniem sztormowymi u brzegów Bałtyku i Zalewu Wiślanego. *Wiadomości Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej*, 19, 123-133.
- Fedorowicz, S., Gołębiwski, R., & Wysiecka, G. (2009). The age of the dunes of the Vistula Spit in the vicinity of Stegna. *Geologija*, 51(3-4), 139-145. <https://doi.org/10.2478/v10056-009-0015-z>
- Fedorowicz, S., Zieliński, P., Wysiecka, G., & Houb, B. (2012). Phases of aeolian accumulation on the Vistula Spit (Southern Baltic Sea) in the light of TL dating and analysis of a digital elevation model. *Geological Quarterly*, 56(2), 345-352. <https://doi.org/10.7306/gq.1>
- Gajewski, J., Gajewski, L., Jednorą, T., & Lewandowski, A. (1995). Symulacja morskich procesów litodynamicznych wzdłuż Mierzei Wiślanej. *Inżynieria Morska i Geotechnika*, 6, 284-291.
- Gołębiwski, R. (1967). Z badań nad ruchem rumowiska wzdłuż Mierzei Wiślanej. *Zeszyty Geomorfologiczne*, 9, Gdańsk: WSP, 223-230.
- Górecka, I. (1995). The dynamic of the surface bottom sediments at the sea-floor along the Vistula Spit shoreface. *Geological Quarterly*, 39(2), 255-270.
- Jednorą, T. (red.). (1996). *Dynamika morza i strefy brzegowej w Zatoce Gdańskiej. Wpływ planowanego kanału żeglugowego w polskiej części Mierzei Wiślanej na zmiany morskich procesów hydrodynamicznych po odmorskiej stronie strefy brzegowej Mierzei Wiślanej*. Gdańsk: Instytut Morski.
- Kaczmarek, L.M., Biegowski, J., Gaca, K., Gąsiorowski, D., Kaźmierski, J., Ostrowski, R., Perfumowicz, T., Pruszek, Z., Schönhofer, J., Skaja, M., Szmytkiewicz, M., & Szmytkiewicz, P. (2008). *Analiza procesów hydro- i litodynamicznych w rejonie planowanego przekopu przez Mierzę Wiślaną i predykcja wpływu przekopu na brzeg morski wraz z oceną intensywności zapiaszczania (zamułania) toru wodnego na odcinku od przekopu do portu w Elblągu*. Raport końcowy z realizacji projektu badawczego rozwojowego na zlecenie Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego, Gdańsk: IBW PAN.
- Kaczmarek, L.M., Ostrowski, R., Skaja, M., & Szmytkiewicz, M. (2009). Wpływ falochronów osłaniających wejście do planowanego przekopu przez Mierzę Wiślaną na zmiany położenia linii brzegowej. *Inżynieria Morska i Geotechnika*, 2, 262-268.
- Kobelyanskaya, J., Bobykina, V.B., Piekarek-Jankowska, H. (2011). Morphological and lithodynamic conditions in the marine coastal zone of the Vistula Spit (Gulf of Gdańsk, Baltic Sea). *Oceanologia*, 53(4), 1027-1043. <https://doi.org/10.5697/oc.53-4.1027>



- Kobelyanskaya, J., Piekarek-Jankowska, H., Bobykina, W.P., Boldyriev, W.L., Wolkowa, I.I., & Szaplygina, T.W. (2008). Problemy zagospodarowania i ochrony środowiska w polskiej i rosyjskiej części Mierzei Wiślanej. W: K. Furmańczyk (red.), *Morze-łąd wzajemne relacje, 3. Zintegrowane Zarządzanie Obszarami Przybrzeżnymi w Polsce – stan obecny i perspektywy* (s. 171-180). Szczecin: Uniwersytet Szczeciński.
- Kobelyanskaya, J., Piekarek-Jankowska, H., Boldyrev, V.L., Bobykina, V.B., & Stępniewski, P. (2009). The morphodynamics of the Vistula Spit seaward coast (Southern Baltic, Poland, Russia). *Oceanological and Hydrobiological Studies*, 28(1), 41-56.
- Łabuz, T.A. (2006). Wydmy nadmorskie Mierzei Wiślanej i ich zagospodarowanie. W: *Materiały konferencji: Perspektywy zrównoważonego rozwoju Mierzei Wiślanej, Mierzeja 2006, 21-22.09.2006* (s. 34). Gdynia: GTN, KBM PAN, IO Uniwersytet Gdański.
- Łabuz, T.A. (2007). Współczesne przekształcenia antropogeniczne środowiska wydym nadmorskich Mierzei Wiślanej. W: E. Smolska, P. Szwarzewski (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym* (s.79-88). Warszawa: Wydawnictwo Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin.
- Łabuz, T.A. (2012). Zmienność rzeźby i położenia wydym przednich na Mierzei Wiślanej pomiędzy rokiem 2003 a 2010. W: W. Florek (red.), *Geologia i geomorfologia pobrzeża i południowego Bałtyku, 9* (s.111-123). Słupsk: Pomorska Akademia Pedagogiczna.
- Łabuz, T.A. (2014). Erosion and its rate on an accumulative Polish dune coast: the effects of the January 2012 storm surge. *Oceanologia*, 56(2), 307-326. <https://doi.org/10.5697/oc.56-2.307>
- Łabuz, T.A. (2015). Metody badań terenowych w analizie zmian ukształtowania akumulacyjnych odcinków wydym nadmorskich polskiego wybrzeża. *Landform Analysis*, 28, 45-60.
- Łabuz, T.A. (2019). Spiętrzenia sztormowe w XXI w. (w latach 2000-2019) i ich wpływ na erozję wybrzeża wydymowego w Polsce. W: *Abstrakty. II Konferencja Naukowa Polskich Badaczy Morza, 24-25.2019* (s. 77). Gdynia: Uniwersytet Gdański.
- Majewski, A. (1998). Katastrofalne sztormy i powodzie u południowych brzegów Morza Bałtyckiego. *Inżynieria Morska i Geotechnika*, 2, 67-69.
- Mielczarski, A. (1997). Ostatnie pięćset lat rozwoju Mierzei Wiślanej. W: W. Florek (red.), *Geologia i Geomorfologia Pobrzeża i Południowego Bałtyku, 3* (s. 211-229). Słupsk: Wyższa Szkoła Pedagogiczna.
- Miętus, M., Filipiak, J., & Owczarek, M. (2004). Klimat wybrzeża południowego Bałtyku. Stan obecny i perspektywy zmian. W: J. Cyberski (red.), *Środowisko polskiej strefy południowego Bałtyku – stan obecny i przewidywane zmiany w przededniu integracji europejskiej* (s. 11-44). Gdańsk: Gdańskie Towarzystwo Naukowe.
- Mojski, J.E. (1995). Geology and evolution of the Vistula Delta and Vistula Bar. W: K. Rotnicki (red.), *Polish coast past, present and future. Journal of Coastal Research, Special Issue*, 22, 141-149.
- Musiela, S. (1980). Współczesne procesy brzegowe w rejonie Zatoki Gdańskiej. W: B. Rosa (red.), *Peribalticum* (s.17-30). Gdańsk: Gdańskie Towarzystwo Naukowe.
- Ostrowski, R., Pruszek, Z., Skaja, M., & Szymkiewicz, M. (2010). Variability of hydrodynamic and lithodynamic coastal processes in the east part of the Gulf of Gdańsk. *Archives of Hydro-Engineering and Environmental Mechanics*, 57(2), 139-153.
- Pawelec, Z. (red.). (2015). *Prognoza oddziaływania na środowisko programu wieloletniego: Budowa drogi wodnej łączącej Zalew Wiślany z Zatoką Gdańską, 1*. Gdynia: Urząd Morski w Gdyni.
- Przewoźniak, M. (red.). (2012). *Prognoza oddziaływania na środowisko programu wieloletniego: Budowa drogi wodnej łączącej Zalew Wiślany z Zatoką Gdańską, 1*. Gdynia: Urząd Morski w Gdyni.
- Raport o oddziaływaniu na środowisko przedsięwzięcia pn. *Budowa drogi wodnej łączącej Zalew Wiślany z Zatoką Gdańską*. (2018). Gdańsk: Eko Konsult ASE.

- Rosa, B. (1963). *O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis, 5. Toruń: Państwowe Wydawnictwo Naukowe.
- Shuisky, Y.D., Vykhoanetz, G.V., & Łabuz, T.A. (2006). Ułsławia i cisnienie wieliciny eolowo procesa perenoska pieska na jużnych bieriegach Bałtyjskowo Morja. *Odessa National University Herald*, 11(3), 148-165.
- Szermer, B. (1998). Czy należy przekopać Mierzeję Wiślaną. *Inżynieria Morska i Geotechnika*, 4, 204-210.
- Szmytkiewicz, M. (2018). Ocena oddziaływania falochronów osłaniających wejścia do projektowanego kanału żeglugowego w rejonie Nowego Światu na brzegi Mierzei Wiślanej. *Inżynieria Morska i Geotechnika*, 6, 384-394.
- Szmytkiewicz, M., Sulisz, W., Ostrowski, R., Paprota, M., Piotrowska, D., Pruszek, Z., Skaja, M., & Szmytkiewicz, P. (2017). *Badanie falowania i ruchu rumowiska dla inwestycji pod nazwą „Budowa drogi wodnej łączącej Zalew Wiślany z Zatoką Gdańską”*. Gdańsk: IBW PAN.
- Tomczak, A. (1990). O fazach rozwoju Mierzei Wiślanej w najmłodszym holocenie w świetle dat radiowęglowych. W: *Przewodnik LXI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Gdańsku* (s. 136-139). Kraków: Wydawnictwo AGH.
- Trzeciak, S. (2001). *Wiatry sztormowe na polskim wybrzeżu Bałtyku*, Wydawnictwa Wyższej Szkoły Morskiej, 36. Szczecin: Wyższa Szkoła Morska.
- Ustawa z dnia 25 września 2015 r. o zmianie ustawy o ustanowieniu programu wieloletniego „Program ochrony brzegów morskich z 2003 r.” Dz.U. 2015 poz. 1700. Pobrane z: <http://isap.sejm.gov.pl/isap.nsf/DocDetails.xsp?id=WDU20150001700> (07.11.2020).
- Vykhoanetz, G.V., & Łabuz, T.A. (2005). Eołowyje pieriemieszczenie nanosow wo wre mija diejstwa Silnowo wietra na jużnych bierjegach Bałtyjskowo Morja. *Falz-Fein Readings*, 1 (s. 111-115). Chersoń: Chersoński Uniwersytet Państwowy.
- Wiśniewski, B., & Wolski, T. (2009). *Katalogi wezbrań i obniżień sztormowych poziomów morza oraz ekstremalne poziomy wód na polskim wybrzeżu*. Szczecin: Akademia Morska.
- Wróblewski, A. (1992). Analysis and forecast of long-term sea level changes along the Polish Baltic Sea coast. Part I Annual sea level maxima. *Oceanologia*, 33, 65-85.
- Zawadzka-Kahlau, E. (1999). *Tendencje rozwojowe polskich brzegów Bałtyku Południowego*. Gdańsk: Instytut Budownictwa Wodnego PAN.
- Zawadzka-Kahlau, E. (2012). *Morfodynamika brzegów wydmowych południowego Bałtyku*. Gdańsk: Uniwersytet Gdański.
- Zeidler, R.B., Wróblewski, A., Miętus, M., Dziadziuszko, Z., & Cyberski, J. (1995). Wind, wave and storm surge regime at the Polish Baltic coast. W: K. Rotnicki (red.), *Polish coast past, present and future. Journal of Coastal Research, Special Issue*, 22, 33-54.

## Summary

The aim of the work described here has been to analyse contemporary changes along the shore along the central part of the Vistula Sandbar located on the Baltic's south coast. There, breakwaters are being installed to protect the canal cut that has been under construction since 2020 (fig.1). Shoreline changes involving both dunes and beaches have been predicted to arise following construction of breakwaters, which will obviously influence the dynamics of the previously natural shore of the Sandbar. Factors exerting

an influence on these have been presented by reference to the results of field research done in the 2003-2020 period.

The section of the Sandbar under discussion (the middle part, at km 18-25, fig. 1, 2) has so far shown only limited accumulation trends. Plate 1 presents different relief of the foredunes caused by storm surges and aeolian processes. The wind regime for 2001-2017 features the more marked presence of wind from the W and SW sector. Aeolian accumulation caused by such westerly winds is rebuilding the beach and dune in the investigated area (fig. 6-8). The strongest winds are those from the NW that arise during the autumn-winter period.

The orientation of the sandbar coast ensures that erosion in the course of storm surges is different. The middle part of the Vistula Sandbar is only eroded during the highest storm surges (fig. 3). Over the research period, it was possible to observe erosion of various types caused by storm surges recorded in Gdańsk. Since 2003, there have been several storm surges featuring a water level higher than 1.2 m AMSL. Each such surge ensures severe erosion of dunes (as in 2004, 2006, 2007, 2012, 2017 and 2019). Storm erosion is a major factor in dune development: the higher the surge, the higher the levels of water run up and coastal erosion (fig. 4). During the highest surges (featuring water of  $H > 1.2$  m AMSL, the run-up is of almost 4 m AMSL. The mean rate of retreat at the base of the foredune is 3-4 m, while the maximum reaches 7-8 m.

In the periods between storms, the areas at the bases of dunes increases by 0.8 to 1.5 m/y. Reconstruction of the dunes took place up to 2-3 years after a major storm surge. The sand building foredunes is fine and medium (average 0.20-0.21 mm). There are fines sands along the whole Vistula Sandbar, while beach dune sand is coarser. The coarsest sand is the type that builds the beach ridge (0.3-0.4 mm). This type of material comes from the cliffs of the Sambian Peninsula located in the NE part of the Gulf of Gdańsk. Plants scattered across the beach ensure aeolian accumulation on the upper beach.

Beach height is often higher than the highest water run-up during storm surges, with this serving to safeguard dunes against erosion. Beach width is almost widest on the investigated part of Sandbar (other than at the mouth of the Vistula delta), exceeding 41 m on average (figs. 1C and 5).

The foredune dynamics are not great (figs. 6 and 7). However, there are more major increases in years lacking storm erosion, with the height of foredunes exceeding 4-5 m. Neighbouring sections of coast lack such foredunes, however – meaning that erosion is more marked there than along the Sandbar's central stretch.

The area under study is one of two accumulating sections of the Vistula (the second being in the Vistula Delta). Analyses show that breakwaters constructed will block sediment transport on both the shore and the beach. All aeolian sediment will accumulate on the western side of the Canal that is to be completed (at km 26-25). There will be new dune growth and beach widening. Sand will not be transported eastwards (at km 23-18 and further east to Krynica Morska). Dunes will not develop in this section, and that will ensure the development of erosive tendencies. The erosion of dunes will take place on the eastern side of breakwaters and may exceed 0.5 to 1.2 m/y (fig. 8). Annual rates of erosion will depend on the number of strong storm surges with sea level  $H > 1$  m. Such surges occur more frequently than they did in the 20<sup>th</sup> century.