



## Model litofacjalny stożka ujściowego Wisły jako zapis interakcji środowiska lądowego i morskiego

Dorota Koszka-Maróń<sup>1</sup>



**Lithofacies model of the Vistula river-mouth fan as a record of the interaction of marine and terrestrial environments.** Prz. Geol., 64: 315–327.

*Abstract.* The study area (20 km<sup>2</sup>) covers part of the Vistula River's delta front and prodelta, active since 1895. The Vistula river-mouth fan is a unique area of intense accumulation of clastic material, whose development can be investigated from a precisely defined moment in the history of its origin to the present day. The research has resulted in a morphodynamic model (based on bathymetric plans of the contemporary Vistula mouth area over the period of 1894–2000) and a facies model of the Vistula mouth fan. The analysis of the morphometric models shows that 105 years after the Vistula Cross-Cut was opened, the volume of the sediment accumulated in the fan was 133.39 million m<sup>3</sup> and the rate of accretion has decreased. Facial models were created on the basis of results of lithological analysis of sediments. The Vistula mouth fan is built of delta front sediments represented mainly by sand facies (fine-, medium- and coarse-grained, locally with gravel, as well as marine and freshwater mollusc shells), only locally by silt facies. The thickness of the river-mouth fan sands is 11–15 m. The prodelta sediments are found on the fan's forefield within a depth zone of 12–16 m, and they also underlie the fan sediment. Their thickness is up to ca. 10 m. Cluster analysis of the individual grain-size distributions made it possible to distinguish two lithofacies in the Vistula mouth fan: lithofacies A (fine-grained sand, silty sands, clayey silt) and lithofacies B (medium-grained and coarse-grained sand). This allowed reconstructing the processes which has taken place over the last 100 years, and to forecast future changes in the development of the active part of the Vistula Delta.

**Keywords:** Vistula River, delta front, prodelta, facial model, morphodynamics

Współczesny stożek ujściowy Wisły jest unikatowy w skali światowej. Tworzy on aktywną część delty, dając jednocześnie możliwość jego obserwacji od momentu wykonania Przekopu Wisły w 1895 r. do chwili obecnej. Prezentowane wyniki dotyczą obszaru badań o powierzchni 20 km<sup>2</sup>. Obejmuje on strefę czoła delty Wisły wraz z rynnami rozprowadzającymi i efemerycznymi odsypami przyujściowymi oraz jej przedpole, czyli strefę prodelty, jak również część równi deltowej, położonej na pograniczu Żuław Wiślanych i Zatoki Gdańskiej (ryc. 1).

Celem pracy było rozpoznanie budowy geologicznej współczesnego stożka ujściowego Wisły wraz z rekonstrukcją jego rozwoju i wyróżnienie tworzących go litofacji. Na obszarze tym zachodzą współcześnie procesy depozycyjne, dlatego analizę litofacjalną poprzedzono oszacowaniem objętości i tempa przyrostu stożka. Poza tym na podstawie wyników interpretacji litodynamicznej oraz analizy następstwa litofacji zbudowano model facjalny.

Pojęcie litofacji jest rozumiane jako nagromadzenie osadu wyróżniające się cechami litologicznymi (Jaroszewski i in., 1985; Gradziński i in., 1986).

### MATERIAŁY I METODY BADAŃ

W celu określenia tempa przyrostu stożka ujściowego Wisły wykorzystano 52 plany batymetryczne o zbliżonej szczegółowości opracowań ze zbiorów: Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej, Biura Hydrograficznego Marynarki Wojennej, Urzędu Morskiego oraz Instytutu Morskiego. Poddano je geokodowaniu i ujednoczeniu pod względem skali. Wykorzystując oprogramowanie ArcGIS

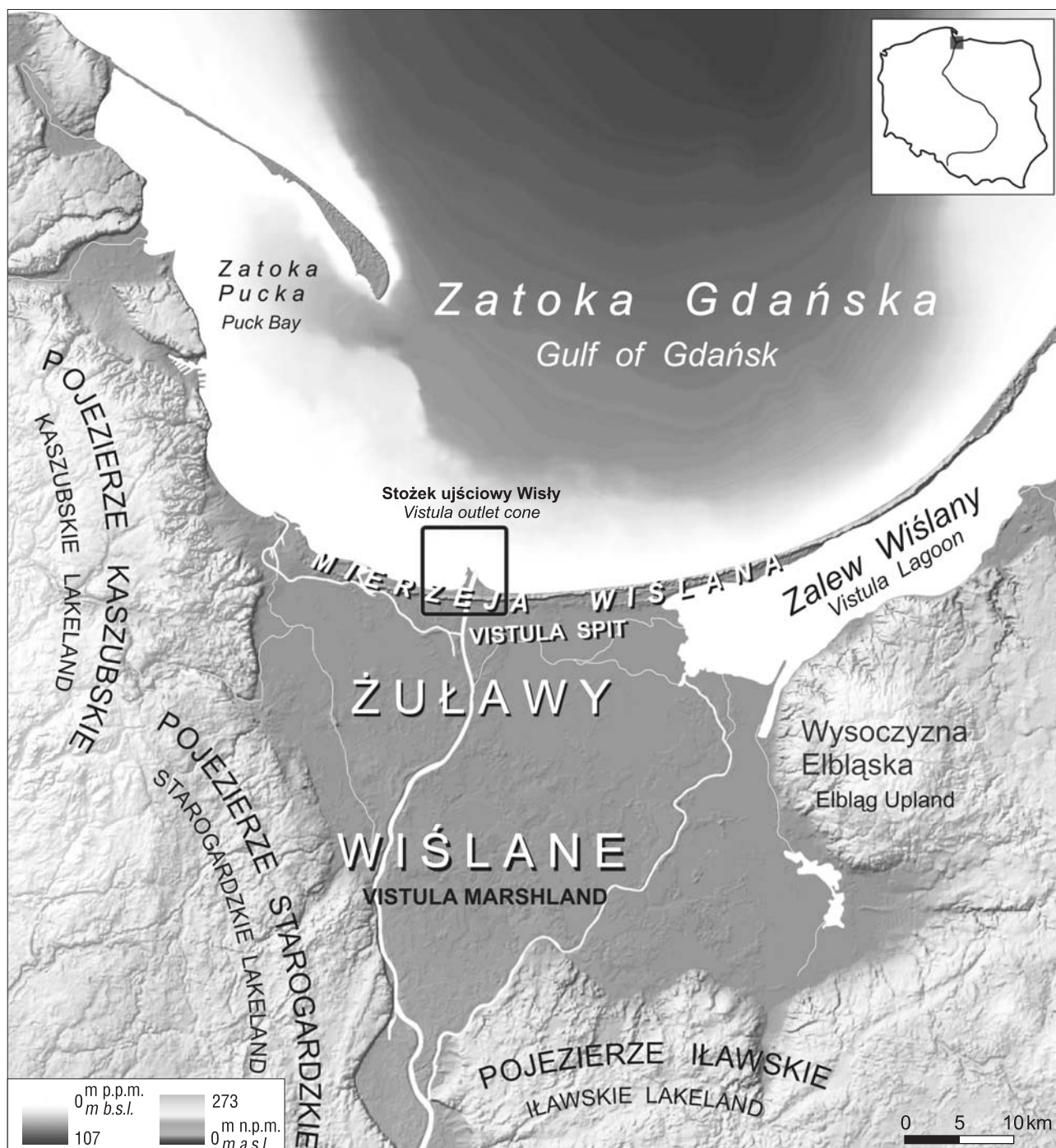
firmy ESRI, utworzono 7 modeli 3D rozwoju tej formy dla lat: 1894 (rok przed wykonaniem Przekopu Wisły), 1906, 1933, 1953, 1970, 1990 i 2000. Za pomocą Modułu Spacial Analyst obliczono objętości i określono tempo przyrostu osadów stożka ujściowego w następujących przedziałach czasu: 1894–1906, 1894–1933, 1894–1953, 1894–1970, 1894–1990, 1894–2000.

Do analizy litofacjalnej wykorzystano wyniki badań uziarnienia, mineralogicznych, malakologicznych oraz datowania radiowęglowego osadów, które pochodziły z 17 rdzeni wiertniczych, o łącznej długości 303 m (ryc. 2). Materiał ten jest efektem realizowanych w Oddziale Geologii Morza PIG-PIB projektów badawczych (Koszka-Maróń, 2004a, b; Krzywińska, 2004; Zachowicz & Dobracki, 2003). Ogółem wykonano:

- 370 analiz granulometrycznych osadów (290 z osadów stożka ujściowego i 80 z jego podłoża),
- 52 analizy zawartości minerałów ciężkich, realizowane przez Annę Szelewicką (PIG-PIB),
- 252 analizy malakofauny, przeprowadzone przez Jarmilę Krzywińską (PIG-PIB),
- 6 oznaczeń wieku metodą <sup>14</sup>C AMS (Poznańskie Laboratorium Radiowęglowe),
- 30 analiz zawartości CaCO<sub>3</sub>.

Zastosowano analizę grup, używając programu „STATISTICA 5”. Według wzorów Folka & Worda (1957) obliczono statystyczne parametry rozkładu wielkości ziarna, na podstawie diagramu C–M (Passega & Byramje, 1969) określono typy osadów. Do obliczeń wykorzystano program „Uziarnienie” autorstwa Piotra Przedzickiego. W celu ilościowego ujęcia ogólnych prawidłowości następstwa litofacji

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk; dorota.koszka-maron@pgi.gov.pl.



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań  
 Fig. 1. Location of the study area

zestawiono macierz prawdopodobieństw przejść między nimi, stosując model przemian Markowa (Patil & Taillie, 2001).

### OSADY PODŁOŻA

Osady budujące bezpośrednie podłoże stożka Wisły są związane z rozwojem delty w późnym glacie i holocenie oraz transgresją atlantycką Morza Bałtyckiego. Powierzchnię depozycyjną wyznaczono na podstawie planu batymetrycznego z 1894 r. oraz zróżnicowania litologicznego osadów w otworach badawczych.

Na podstawie opisów makroskopowych, wyników analiz litologicznych (uziarnienia, zawartości minerałów ciężkich) i datowań radiowęglowych, a także wyników analiz malako-

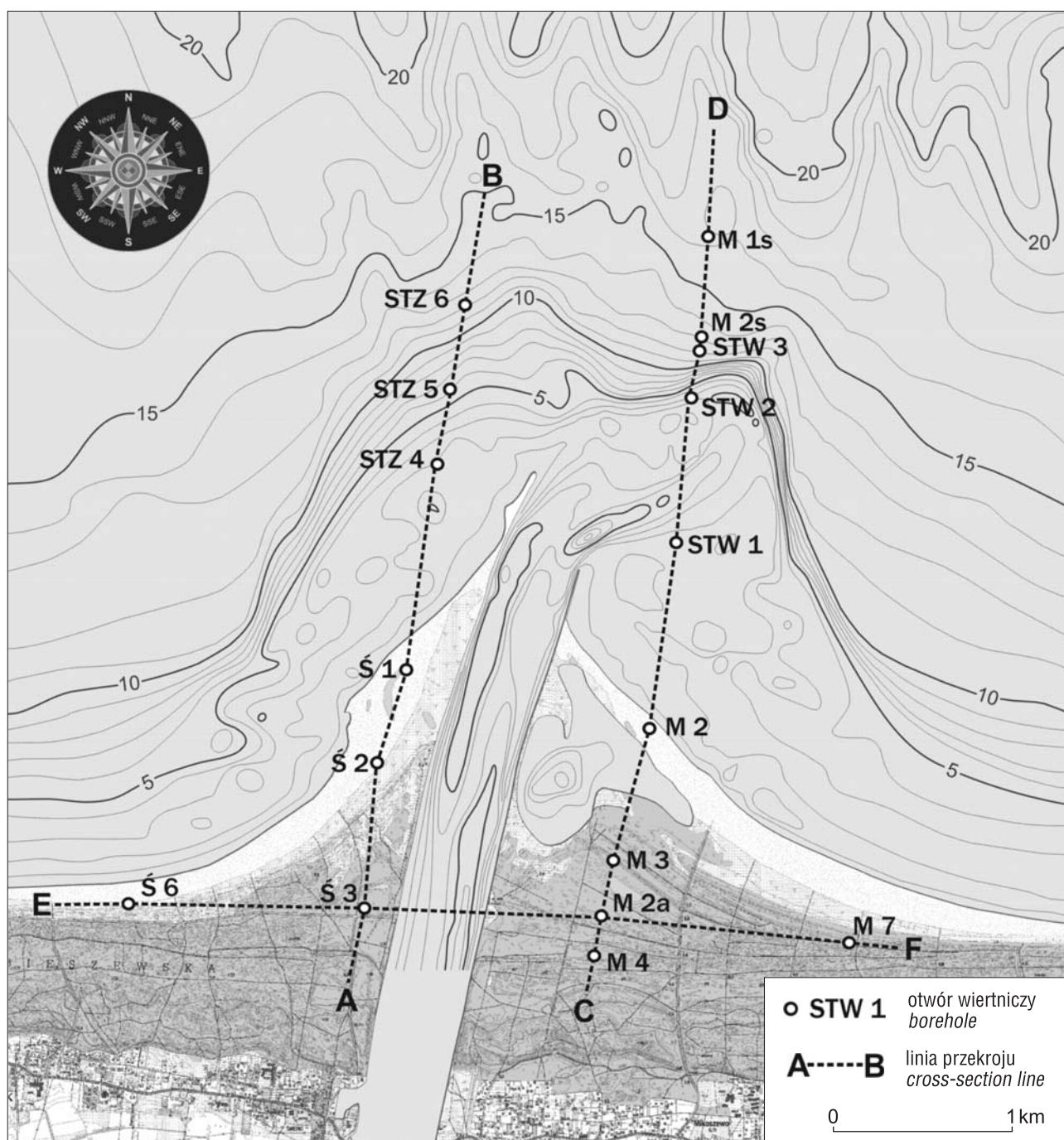
logicznych w podłożu stożka ujściowego wyróżniono trzy warstwy osadów (ryc. 3): piaski morskie eemskie, osady deltowe środkowego holocenu oraz piaski morza litynowego i postlitynowego.

Wiek piasków morskich podścielających osady współcześnie aktywnego stożka ujściowego Wisły dokumentują daty radiowęglowe muszli małży. Wyniki mieszczą się w przedziale od  $4890 \pm 35$  (wiercenie STW1) do  $1735 \pm 30$  lat BP (wiercenie STW3) (ryc. 3).

### MORFODYNAMIKA

Rzeczony stożka Wisły przeanalizowano na podstawie map ukształtowania powierzchni dna, które umożliwiły





**Ryc. 2.** Lokalizacja wykorzystanych wierć badawczych i przekrojów geologicznych  
**Fig. 2.** Location of the research boreholes and geological cross-sections

skonstruowanie modeli 3D ujścia rzeki (ryc. 4). Przemieszczanie się linii brzegowej w wybranych latach w stronę morza w stosunku do położenia w 1894 r. oraz zmienność położenia izobat: 5, 10, 15 m przedstawia rycina 5. W okresie 1895–2000 linia brzegowa przesunęła się w kierunku morza o 1,5 km po wschodniej do ok. 2,5 km po zachodniej stronie ujścia Wisły. Izobata 5 m przesunęła się w kierunku morza o ok. 3 km, a izobaty 10 i 15 m – po 2,5 km każda.

W czasie powstawania stożka ujściowego wykształciły się typowe dla niego elementy rzeźby, które utrzymują się przez cały czas, zmieniając swoje położenie i wielkość:

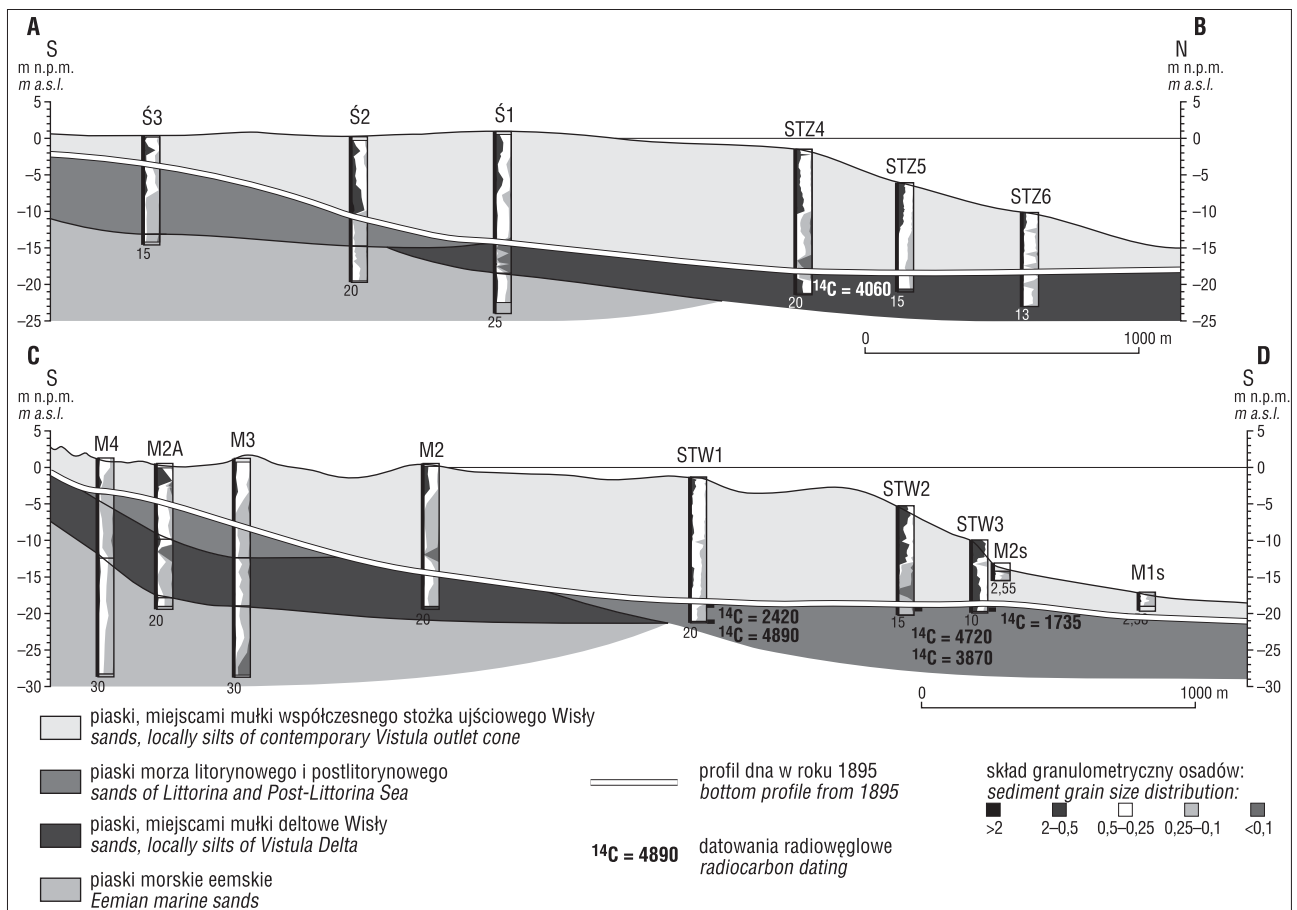
- powierzchnia szczytowa stożka ograniczona izobata 3 m, porożciniana korytami rozprzewadzającymi, urozmaicona odsypami przujściowymi i wyspami;

- stromo nachylone zbocze stożka (strefa czoła delty), występujące na głębokościach od 3–5 do 12–13 m;

- łagodnie nachylone podnóże stożka (prodelta) rozciągające się do głębokości 16–17 m.

Wartości tempa akumulacji osadów stożka maleją od 1,96 mln m<sup>3</sup>/rok w okresie 1895–1906 do 0,34 mln m<sup>3</sup>/rok w czasie 1990–2000 r. (ryc. 6). Intensywność przyrostu z pierwszych dekad po otwarciu przekopu, zaczęła maleć w latach trzydziestych ubiegłego stulecia.

Szybkość akumulacji zależy od ilości osadu dostarczanego przez rzekę, warunków hydrologicznych panujących w dorzeczu i ujściu oraz przybrzeżnych częściach zbiornika ujściowego, które zmieniają się okresowo. Wielkość osadu transportowanego przez rzekę jest uwarunkowana ilością materiału dopływającego ze zlewni i zabudowy



**Ryc. 3.** Osady podłoża stożka ujściowego Wisły  
**Fig. 3.** Sediment base of the Vistula outlet cone

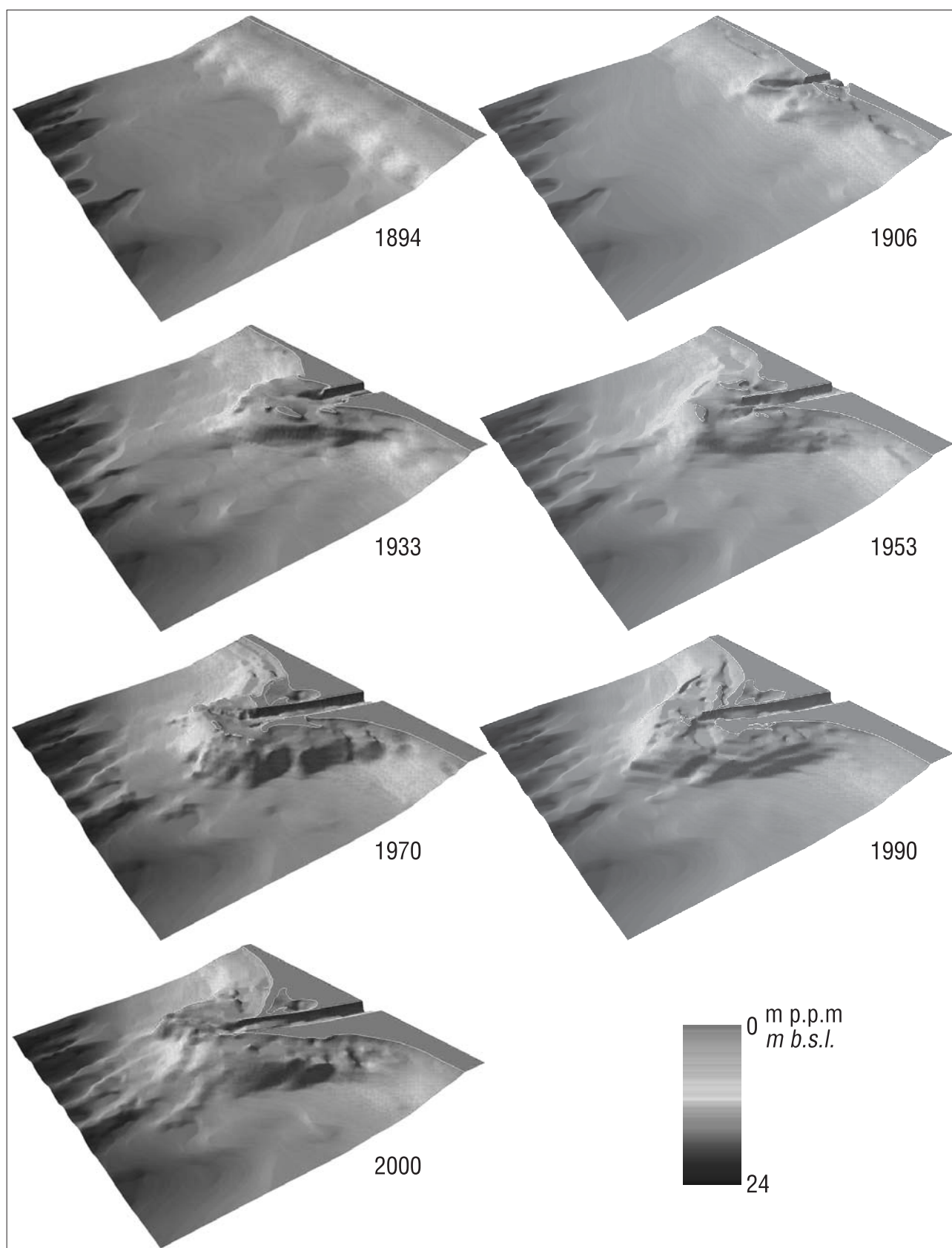
hydrotechnicznej dorzecza. W ostatnim stuleciu nie zaszły większe zmiany w sposobie użytkowania ziemi w zlewni Wisły oraz stanie uregulowania koryta jej dolnego odcinka. Wzrosła natomiast liczba hydroenergetycznych zbiorników zaporowych w dorzeczu i na Wiśle. Jak wynika z zestawienia (ryc. 7), pierwsze 5 budowli powstało w latach 1902–1911, a następnie do 1942 r. – kolejne 4. Zakres prac hydrotechnicznych w dorzeczu Wisły szczególnie zwiększył się po 1960 r. W latach: 1951–1960 powstały 3 zbiorniki zaporowe, 1961–1970 – 8 zbiorników, 1971–1980 – 4 zapory, 1981–1990 – 2 zapory, a w 1991–2000 oddano do użytku 7 zbiorników hydroenergetycznych.

Podsumowując, w historii zabudowy hydroenergetycznej dorzecza Wisły rysują się dwa okresy: 1902–1950, w którym powstało dziewięć zbiorników, oraz po roku 1950, kiedy zbudowano wszystkie pozostałe zbiorniki na Wiśle, przy czym pięć z nich w latach 1951, 1961, 2003, 2004 i 2006 w górnym biegu rzeki, a jeden zlokalizowany w dolnym biegu (Włocławek) i oddany do użytku w 1970 r.

Każda zapora w dolinie rzeki powoduje osadzanie się materiału transportowanego przez rzekę w zbiorniku powstałym powyżej zapory. Na przykład, w Jeziorze Sulejowskim w okresie 1973–2008 zgromadziło się 3,89 mln m<sup>3</sup> osadów, w Jeziorze Zegrzyńskim w czasie 1963–2004 – 1,46 mln m<sup>3</sup> (Achrem & Gierszewski, 2007). Największy wpływ na ilość i jakość osadów dopływających do ujścia Wisły może mieć największy sztuczny zbiornik we Włocławku (70,4 km<sup>2</sup>), zapora znajduje się ok. 266 km od ujścia rzeki. Szacuje się, że Zbiornik Włocławski w latach

1971–2008 zatrzymał 78,6 mln m<sup>3</sup> osadów (Achrem & Gierszewski, 2007). Są to głównie osady mułowe – 67%, udział frakcji piaszczystej wynosi 25,9%, a ilastej 7,1% (Gierszewski & Szymańska, 2010).

Regulacji hydrotechnicznej podlega również samo ujście rzeki, w 1897 r. rozpoczęto budowę falochronów kierunkowych, wyprowadzających jej nurt w głąb zatoki (ryc. 8). Przerwa w rozbudowie nastąpiła w latach 1939–1958. Można by przypuszczać, że systematycznie prowadzone prace są przyczyną zmniejszania się tempa akumulacji osadów. Wtedy pierwszy 30-letni okres szybkich przyrostów stożka można wyjaśnić kształtowaniem się nowego profilu równowagi w dolnym odcinku koryta Wisły, a w latach 1939–1958 należało by się spodziewać zwiększonej akumulacji osadów spowodowanej przerwą w rozbudowie falochronów. Tymczasem okres wyraźnego zmniejszenia się tempa przyrostu przypada na lata 1933–1953 (1,39 mln m<sup>3</sup>/rok) i 1953–1970 (0,87 mln m<sup>3</sup>/rok). Nie ma też pełnej korelacji czasowej pomiędzy malejącym tempem przyrostu stożka i zwiększającą się od 1960 r. ilością zbiorników zaporowych w dorzeczu Wisły. W 1970 r. oddano do użytku zbiornik we Włocławku, natomiast tempo depozycji osadów w ujściu w okresie 1970–1990 nieznacznie wzrosło. Fakt ten można tłumaczyć zwiększoną erozją w korycie Wisły poniżej zbiornika we Włocławku (Babiński, 2013). Równie trudno powiązać malejące tempo przyrostu stożka ujściowego ze zmiennymi warunkami hydrologicznymi. Nie zaobserwowano powiązań tempa przyrostu stożka z okresami przyspieszonych wzrostów poziomu morza



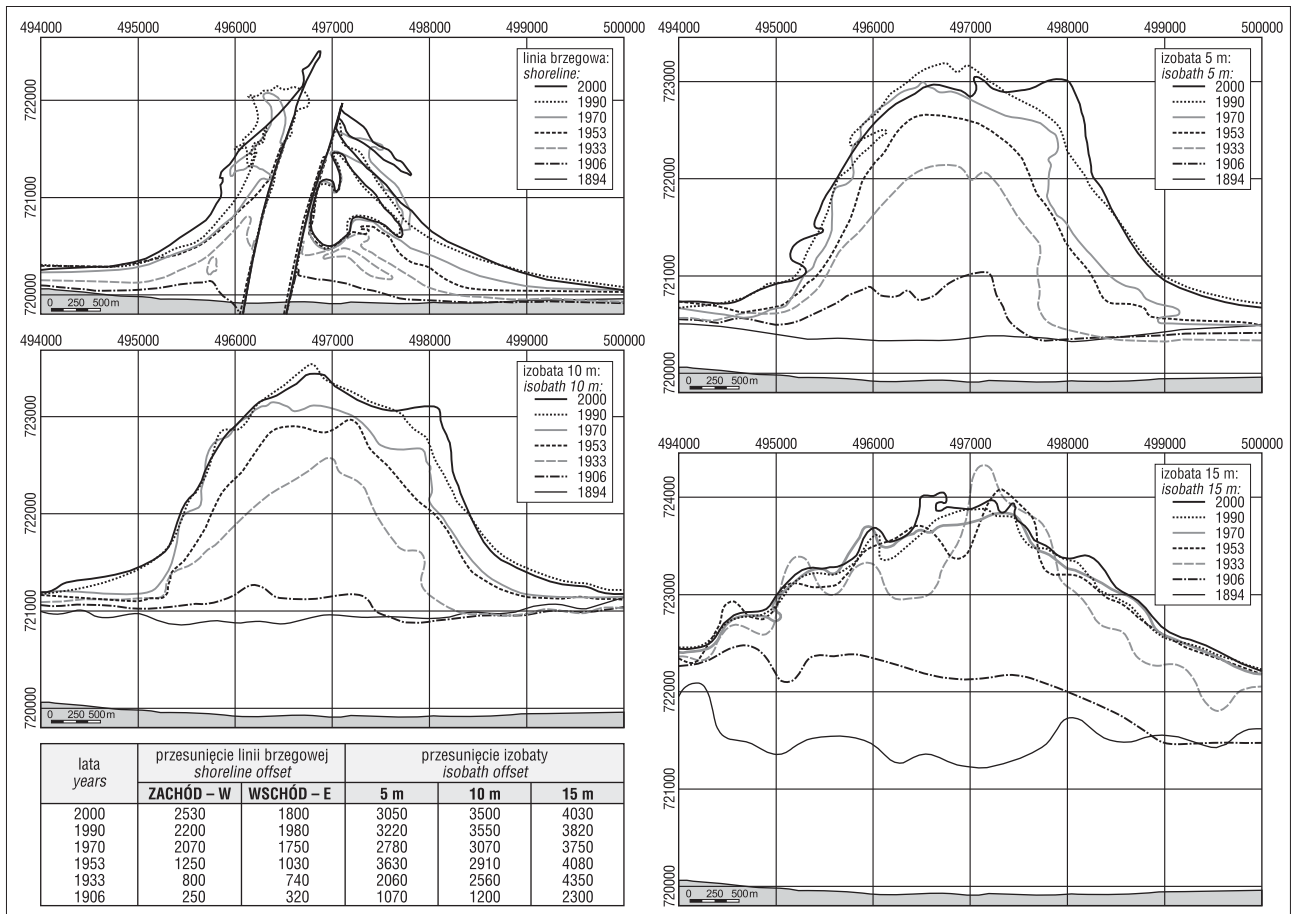
**Ryc. 4.** Modele 3D obszaru współczesnego ujścia Wisły

**Fig. 4.** 3D model of the Vistula River outlet cone development

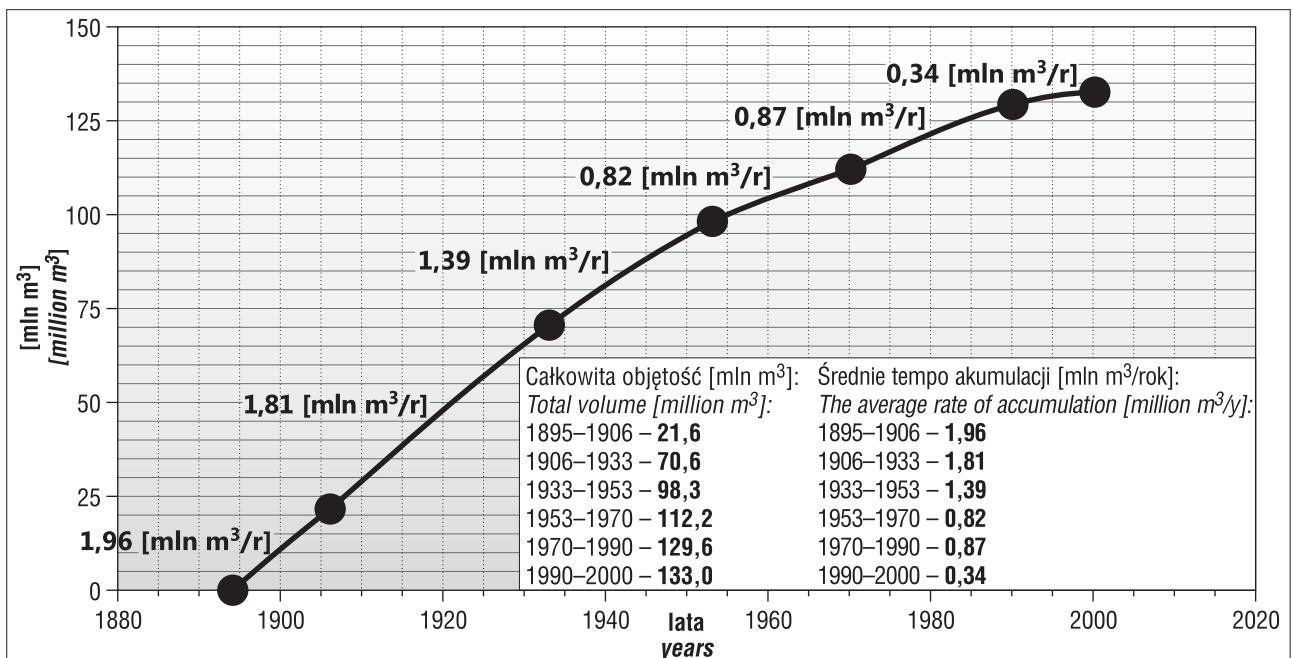
w latach 1886–1906 i 1970–1990, ani z okresami, gdy średnie roczne poziomy morza obniżały się (1920–1940), czy też były stabilne, jak w latach 1946–1970 i 1990–2000. Stwierdzono natomiast ujemną korelację długookresowych

zmian w przepływach Wisły z tempem akumulacji osadów na stożku (ryc. 9). W latach 1896–1906 przepływy w Wiśle były bardzo niskie, a tempo przyrostu stożka ujściowego wysokie. Wzrost wielkości przepływów w latach 1907–1933





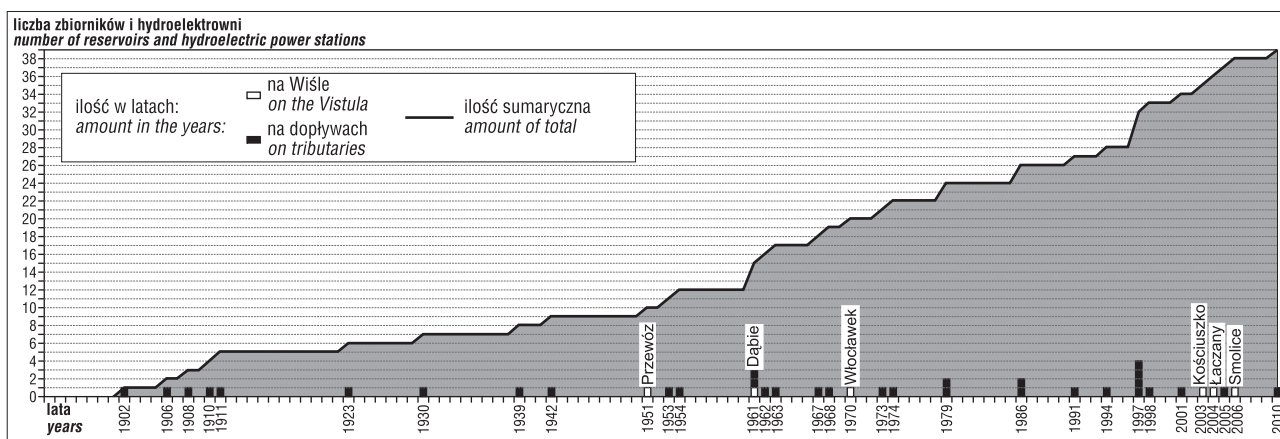
Ryc. 5. Położenie i przesunięcie linii brzegowych oraz izobat (5, 10 i 15 m) w wybranych latach w stosunku do brzegu z 1894 r.  
Fig. 5. The location and changes in shorelines and isobaths (5 m, 10 m, 15 m) in selected years relative to the year 1894



Ryc. 6. Przyrost całkowitej objętości stożka ujściowego Wisły  
Fig. 6. Increase in the total volume of the Vistula outlet cone

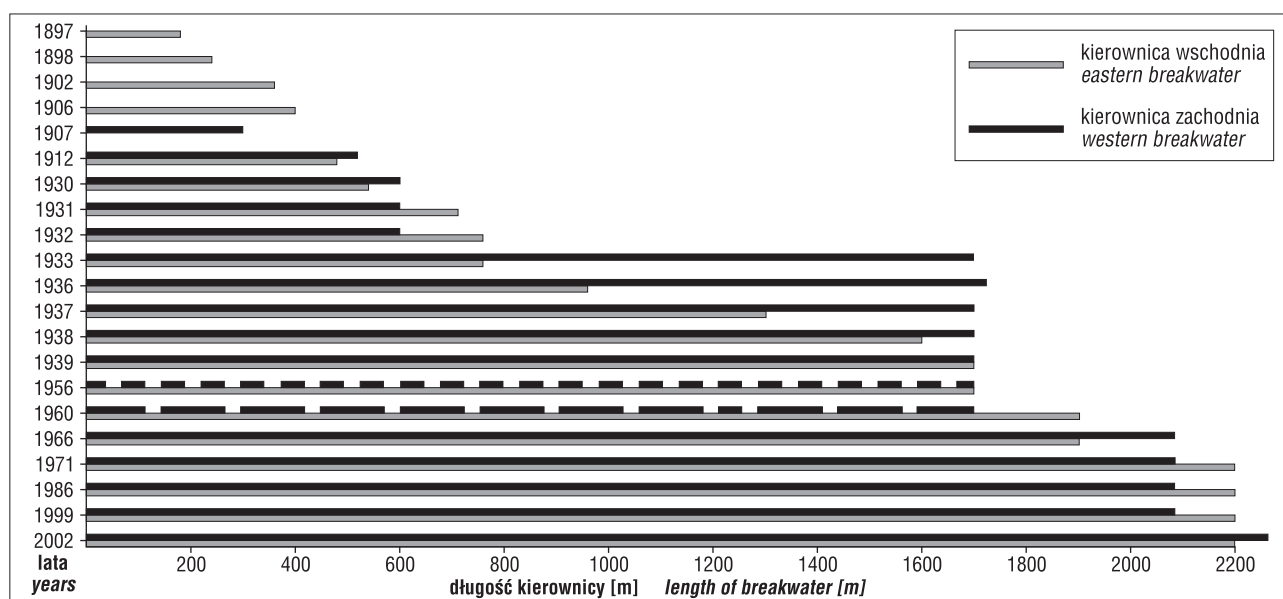
nie spowodował wzrostu akumulacji na stożku, a wręcz przeciwnie, tempo akumulacji w tym okresie spadło. W latach 1970–1990, gdy przepływy były niskie, tempo akumulacji na stożku wzrosło, a w okresie 1990–2000, gdy przepływy wzrastały, tempo akumulacji osadów w ujściu

malowało. Wynika z tego, że wzrost przepływu jest związany ze zmniejszeniem tempa przyrostu stożka, zaś zmniejszenie przepływu to wzrost tempa przyrostu stożka. Jest to zatem odwrotnie proporcjonalny związek przyrostu stożka do przepływu Wisły.



Ryc. 7. Zbiorniki zaporowe i hydroelektrownie zbudowane w dorzeczu Wisły w latach 1895–2010 (zestawiono na podst. <http://klimat.imgw.pl/wp-content/uploads/2010/09/zad.9.r2009web.pdf>)

Fig. 7. Artificial lakes and hydroelectric power plants built in the Vistula River basin in the years 1895–2010 (based on <http://klimat.imgw.pl/wp-content/uploads/2010/09/zad.9.r2009web.pdf>)



Ryc. 8. Historia regulacji ujścia Wisły (opracowanie własne na podstawie Makowskiego, 1995)

Fig. 8. The history of the Vistula River mouth engineering (own work based on Makowski, 1995)

Podsumowując, tempo przyrostu stożka ujściowego Wisły systematycznie i znacznie maleje, co wykazały już prace Kowalskiego (1976), Franza i in. (2005) oraz Kozakiewicza i in. (2005). Malejące tempo przyrostu stożka najprawdopodobniej wynika z faktu, że im bardziej rozbudowuje się on w kierunku morza, tym mniej osadów pozostaje na stożku, a większe ilości mogą być odprowadzane w głębsze partie zatoki oraz wzdłuż brzegów w kierunku wschodnim. Na znaczący transport osadów ze stożka ku wschodowi wskazuje układ koryt rozpraszających na stożku, które odchylają się w kierunku wschodnim oraz duże ilości osadów gromadzone na plażach i podbrzeżu Mierzei Wiślanej.

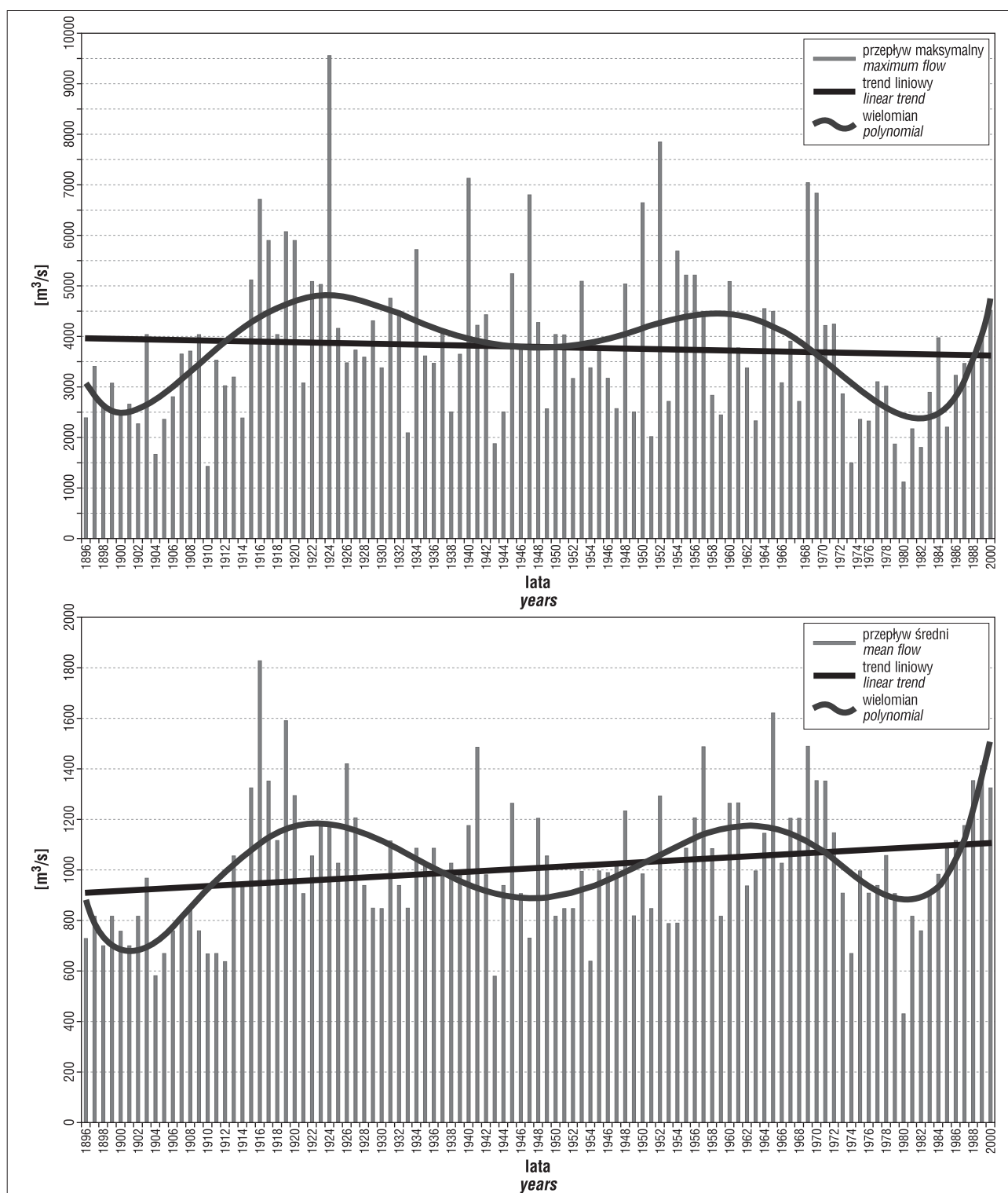
### CHARAKTERYSTYKA OSADÓW

W celu uchwycenia powiązań między typami i podtypami granulometrycznymi osadów zastosowano analizę grup, której poddano 290 próbek osadów budujących stożek ujściowy (ryc. 10). Miara powiązań, czyli podobieństwa pod względem rozkładów wielkości ziarna, jest wyra-

żona w jednostkach względnych. Wartość 0 określa podobieństwo 100%, czyli brak różnic w rozkładach uziarnienia próbek. Wartość 100 odpowiada grupom próbek najbardziej różniącym się. Dwie grupy próbek wyższego rzędu o minimalnym stopniu powiązania oznaczono symbolami A i B. Grupa A dzieli się na podgrupy Aa i Ab, a grupa B na Ba i Bb, które z kolei dzielą się na klastry: Ba1, Ba2, Bb1 i Bb2.

Grupa A skupia osady od piasków drobnoziarnistych po muły ilaste, podgrupa Aa – muły ilaste zawierające domieszki frakcji piaszczystych od 4 do 15%. Frakcje ilaste stanowią 25–40% osadu. Są to osady o złym i bardzo złym wysortowaniu oraz platykurtycznych rozkładach wielkości ziarna. Według diagramu C–M (Passega & Byramje, 1969) należą do typów VIII i III, deponowanych z zawieszin jednorodnych i pelagicznych.

Podgrupa Ab zawiera piaski drobnoziarniste z udziałem średnioziarnistych. Wśród nich występują domieszki piasków mułowych i ilastych od 0,1 do 50% oraz frakcji żwirowych. Domieszki frakcji >1mm stanowią 0–6%. Piaski drobnoziarniste i mułowe podgrupy Ab charakteryzują



Ryc. 9. Przepływy wody w profilu Tczew  
Fig. 9. Water flows in the Tczew profile

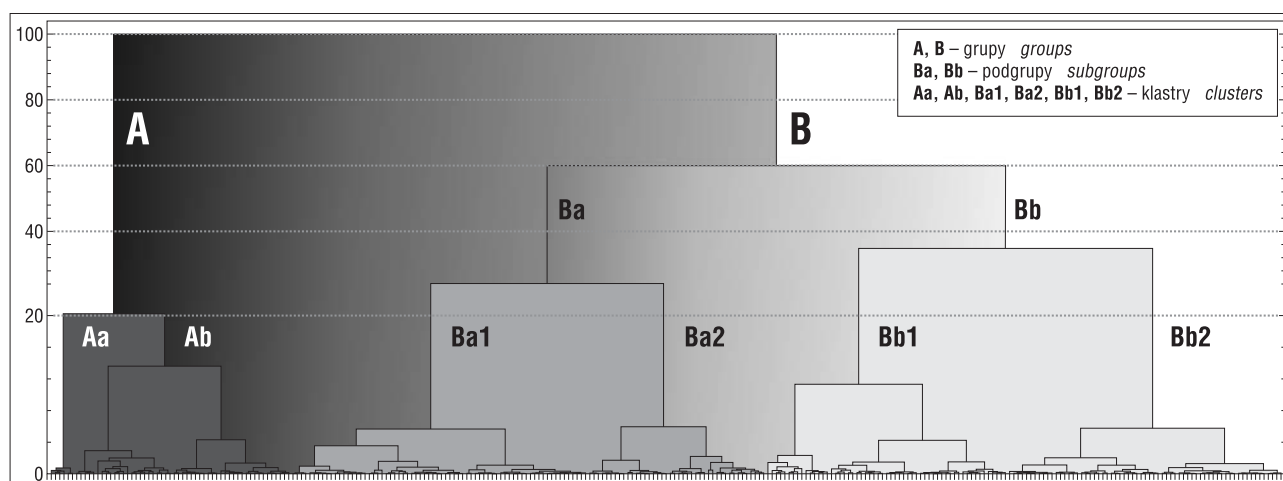
wartości średniej średnicy ziarna  $M_z$  od 2,0 do 2,7  $\phi$ . Odchylenie standardowe od średniej wartości  $\sigma_1$ , obejmuje przedział 0,46–1,02  $\phi$ , wysortowanie mieści się w zakresie od dobrego do złego. Biorąc pod uwagę odchylenie standardowe od średniej wartości  $Sk_1$ , rozkłady wielkości ziarna mieszczą się w przedziale od –0,15 do 0,17 – od ujemnych przez symetryczne do dodatnio skośnych. Rozkłady uziarnienia są leptokurtyczne (43,2%) i mezokurtyczne (41,2%), ale występują też platykurtyczne i bardzo leptokurtyczne. Według diagramu C–M należą do typu IV i V

(deponowane z zawiesiny frakcyjnej), sporadycznie do II i I (deponowane w warunkach wysokiej energii środowiska i transportowane przez toczenie).

Grupa B zawiera piaski średnioziarniste i gruboziarniste. Podgrupa Ba skupia piaski średnioziarniste, dzielące się na klastry Ba1 i Ba2 (ryc. 10).

Piaski średnioziarniste klastra Ba1 reprezentuje frakcja 0,5–0,25 mm (72%). Domieszki frakcji  $>0,5$  i  $<0,25$  mm wynoszą odpowiednio 14,87 i 12,96%. Graficzna średnia średnica ( $M_z$ ), przy średniej wartości równej 1,48  $\phi$ , zawie-





Ryc. 10. Dendrogram osadów stożka ujściowego  
Fig. 10. Dendrogram of the Vistula outlet cone sediments

ra się w przedziale 1,60–1,35  $\phi$ . Są to osady umiarkowanie dobrze wysortowane (64,3%) oraz dobrze (32,9%) i sporadycznie bardzo dobrze wysortowane (2,8%), o wartościach  $\sigma_1$  zawartych w przedziale 0,34–0,66  $\phi$ . Rozkłady wielkości ziarna są symetryczne (94,3%; śr.  $Sk_1 = 0,00$ ) i niekiedy dodatnio skośne (5,7%), zaś pod względem spłaszczenia leptokurtyczne (92,9%; śr.  $K_G = 1,29$ ), mezokurtyczne (4,3%) oraz sporadycznie bardzo leptokurtyczne (1,4%) i leptokurtyczne (1,4%). Według diagramu C–M należą one do typu IV (52,9%) i I (47,1%), odpowiadając osadom depnowanym przy wysokiej turbulencji ośrodka sedymentacji.

Dominująca masa ziaren osadów należących do klastra Ba2 skupia się we frakcji 0,50–0,25 mm (54,97%) oraz 0,25–0,10 mm (31,23%). Osady te cechują się przeciętną średnicą ziarna ( $M_z$ ) od 1,6 do 2,0  $\phi$ . Są to osady dobrze wysortowane, których średnia wartość graficznego odchylenia standardowego wynosi 0,36  $\phi$ . Wartości  $\sigma_1$  zawierają się w przedziale 0,21–0,51  $\phi$ . Rozkłady wielkości ziarna są symetryczne (54%; śr.  $Sk_1 = 0,05$ ) i dodatnio skośne (41%), sporadycznie bardzo dodatnio skośne (2,5%) i ujemne (2,5%). Wartość graficznego spłaszczenia osadów tego klastra świadczy o leptokurtycznym (56,5%; śr.  $K_G = 1,12$ ) i mezokurtycznym (41%) rozkładzie uziarnienia, sporadycznie bardzo leptokurtycznym (2,5%). Wartości  $K_G$  zawierają się w przedziale 0,98–1,26. Według diagramu C–M osady Ba2, należą do typu IV (52,4%) i I (47,6%).

Podgrupę Bb, dzielącą się na klastry: Bb1 i Bb2, reprezentują piaski gruboziarniste z domieszką średnioziarnistych i średnioziarniste z domieszką gruboziarnistych.

Osady klastra Bb1 reprezentują frakcje piasku gruboziarnistego (45,10%) i piasku średnioziarnistego (35,27%). Odnznaczają się one wartościami graficznej średnicy ( $M_z$ ) w przedziale 0,45–1,00  $\phi$ . Dominują osady umiarkowanie wysortowane (93%; śr.  $\sigma_1 = 0,79 \phi$ ), rozkłady źle (5,3%) i dobrze wysortowane (1,7%). Wartości  $\sigma_1$  są najczęściej zawarte w przedziale 0,6–1,0  $\phi$ . Rozkłady wielkości ziarna osadów klastra Bb1 są ujemnie skośne (68,4%), oraz symetryczne (31,6%). Wartości  $Sk_1$  zawierają się w zakresie od –0,02 do –0,30. Średnia wartość graficznego spłaszczenia ( $K_G$ ) wynosi 1,19. Pod względem spłaszczenia dominują rozkłady leptokurtyczne (66,8%), rzadziej mezokurtyczne (29,8%), a sporadycznie platykurtyczne (1,7%) i bardzo leptokurtyczne (1,7%). Wartości  $K_G$  mieszczą się w grani-

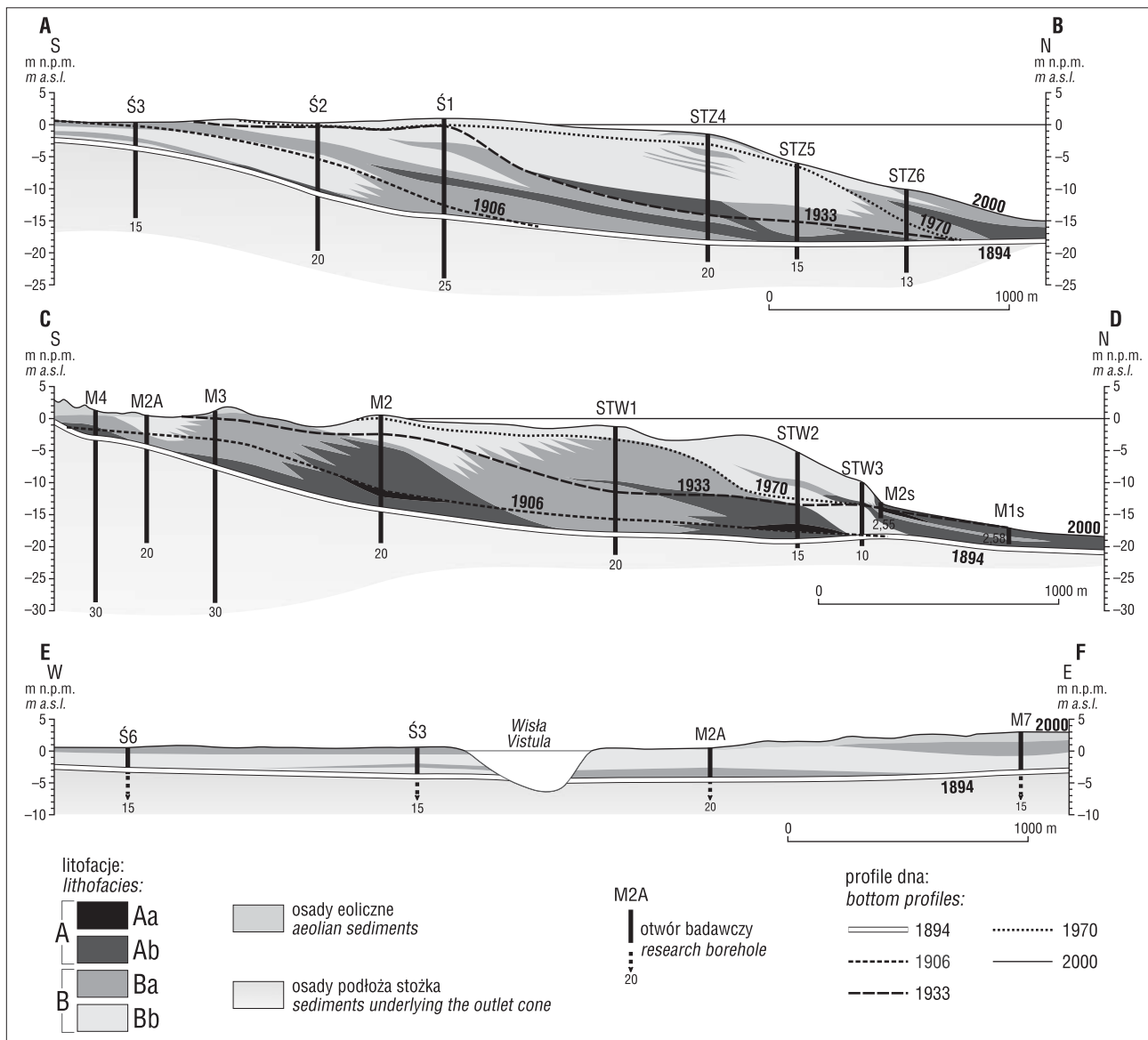
cach 0,88–1,40. Osady klastra Bb1 wg diagramu C–M należą do typu I. Były one deponowane w środowisku o wysokiej energii, gdzie często występują duże i znaczne wahania prędkości przepływu.

W skład klastra Bb2 wchodzi piaski średnioziarniste z domieszką frakcji grubopiaszczystych. Frakcje 0,25–0,50 mm stanowią 59,6%, a domieszki frakcji 0,5–1,0 mm – 29,65%. Wartości średniej średnicy ( $M_z$ ) piasków klastra Bb2 wynoszą 1,09–1,25  $\phi$  (śr.  $M_z = 1,17$ ). Są to osady umiarkowanie wysortowane (75,4%) i dobrze wysortowane (24,6%). Wartości  $\sigma_1$  występują w przedziale 0,47–0,75  $\phi$ , przy wartości średniej  $\sigma_1$  wynoszącej 0,61  $\phi$ . W obrębie klastra Bb2 obserwuje się przewagę symetrycznych (57%) i ujemnie skośnych (38,4%) rozkładów uziarnienia oraz sporadycznie dodatnio skośnych (4,6%). Wartości  $Sk_1$  występują w przedziale od 0,01 do –0,19, przy średniej wynoszącej –0,09. Pod względem spłaszczenia dominują rozkłady lepto- i mezokurtyczne (52,3 i 44,6%). Rzadko występuje rozkład bardzo leptokurtyczny (3,1%). Wartość średnia  $K_G$  dla osadów tego klastra wynosi 1,15, a wartość minimalna to 0,96, maksymalna 2,15. Według diagramu C–M osady klastra Bb2 w 83% należą do typu I, a w 17% do IV.

Cechy uziarnienia grup i podgrup osadów, interpretacja litodynamiczna tych cech oraz wykazane różnice i podobieństwa, uzasadniają wyróżnienie zasadniczych grup osadów i określenie ich jako litofacje A i B, które zawierają w sobie dwie sublito-facje: Aa i Ab oraz Ba i Bb.

## ROZMIESZCZENIE LITOFACJI

Rozmieszczenie litofacji i sublito-facji osadów stożka ujściowego Wisły tworzy złożony układ przestrzenny (ryc. 11). Po zachodniej stronie częściej występuje subfacja Bb, reprezentująca piaski gruboziarniste i średnioziarniste z domieszką gruboziarnistych. Osiąga miąższości dochodzące na czole stożka do ok. 7 m, podczas gdy po stronie wschodniej nie przekracza 4,5 m. W części wschodniej częściej występuje litofacja A oraz subfacja Ba. Miąższość piasków średnioziarnistych subfacji Ba z tej strony stożka dochodzi do 7,80 m, a po zachodniej nie przekracza 4 m. Po stronie wschodniej wyraźniej zaznacza się zwiększona miąższość litofacji A, dochodząca tu do 10 m, podczas gdy po stronie zachodniej jej miąższość nie przekracza 2,5 m.



Ryc. 11. Przekroje litofacjalne stożka ujściowego Wisły (lokalizacja przekrojów – ryc. 2)

Fig. 11. Lithofacies cross-sections of the Vistula outlet cone (for location of the cross-sections see Fig. 2)

Rozmieszczenie litofacji i sublitofacji odzwierciedla dominujące w Zatoce Gdańskiej warunki hydrodynamiczne. Nad zatoką najczęściej wieją wiatry zachodnie, dlatego ta część stożka jest wystawiona na częste oddziaływanie fal i prądów z tego kierunku. Ogranicza to możliwości depozycji frakcji drobnopiaszczystych w zachodniej części stożka. Frakcje te dominują w części wschodniej. Najdrobniejsza subfacja Aa, reprezentująca muły ilaste, występuje wyłącznie w części wschodniej stożka, osłoniętej od fal i prądów z sektora zachodniego. Przestrzenna zmienność osadów litofacji zależy również w dużej mierze od położenia koryt rozprzewadzających na stożku, które odchylają się w kierunku wschodnim.

Przeanalizowano zmienność poziomą rozmieszczenia litofacji i sublitofacji w kierunku łąd–morze wzdłuż przekrojów litofacjalnych, na które naniesiono profile powierzchni dna z lat: 1894, 1906, 1933, 1970 i 2000 (ryc. 11). Zgodnie z zestawieniami na rycinie 12., w poszczególnych latach występowały przejścia poziome pomiędzy litofacjami i sublitofacjami.

W 1906 r. po zachodniej stronie ujścia przejście pomiędzy sublitofacją Bb a sublitofacją Ba występowało na skłonie stożka na głębokości 10 m. Po stronie wschodniej przejście Ba w Aa wystąpiło na zboczu stożka w strefie głębokości 10 m, a następnie Ba w Ab u jego podnóża (ryc. 11, 12). W 1933 r. po obu stronach stożka przejścia poziome pomiędzy litofacją B i A następowały na głębokości 10 m. W 1970 r. przejścia pomiędzy litofacjami B i A występowały na głębokościach 12–14 m. Na powierzchni dna w 2000 r. po stronie wschodniej wystąpiło przejście sublitofacji Bb w Ab u podnóża stożka w strefie głębokości 13–14 m. Przejścia poziome w kierunku od nasady stożka do podnóża w tym samym czasie występują najczęściej w następującym porządku: Bb → Ba → Ab → Aa.

W celu ilościowego ujęcia ogólnych prawidłowości następstwa litofacji w pionie, zestawiono korelację przejść między nimi (ryc. 13), na podstawie której skonstruowano diagram przejść stwierdzonych (ryc. 14).

W obrębie stożka ujściowego Wisły najczęściej występuje następstwo pionowe typu: osady podłoża, litofacja A (sublitofacja Ab), sublitofacja Ba, sublitofacja Bb. Możli-

	Ś 3	Ś 2	Ś 1	STZ 4	STZ 5	STZ 6	PRODELTA FOREHEAD
2000			Bb	Ba	Bb	Ba	Ba
1970		Bb	Bb	Bb	Bb	Ba	Ab
1933		Bb	Bb	Ba	Ba	Ab	
1906	Bb	Bb	Ba				

	M 4	M 2A	M 3	M 2	STW 1	STW 2	STW 3	M 2s	M 1s (PRODELTA) (FOREHEAD)
2000				Bb	Bb	Bb	Bb	Ab	Ab
1970				Bb	Ba	Bb	Ab	Aa	Ab
1933			Ba	Bb	Ba	Ab	Ab	Aa	Ab
1906	Ab	Ba	Ba	Aa	Ba	Ab			

Ryc. 12. Zmienność litofacji pomiędzy profilami otworów wzdłuż profili dna z wybranych lat (objaśnienia patrz ryc. 11)

Fig. 12. Lithofacies variability between core sections along the bottom profiles in selected years (for explanations see Fig. 11)

we są przypadki, gdy na osadach podłoża zalegają bezpośrednio osady litofacji Ba lub Bb. Często występujące wzajemne przejścia pomiędzy sublito-facjami Ba i Bb oraz pomiędzy sublito-facjami Ab i Aa, potwierdzają ich bliskie powiązania. Stosunkowo rzadko stwierdzone są przejścia sublito-facji Ba w sublito-fację Ab, szczególnie w części zachodniej. Natomiast przejście sublito-facji Bb w sublito-fację Ab zanotowano tylko w jednym przypadku (wiercenie STW3). Charakterystyczne jest to, że nie stwierdzono ani jednego przypadku zalegania sub-facji Aa bezpośrednio na osadach podłoża.

Litofacje odzwierciedlają warunki hydrodynamiczne depozycji, natomiast o zasięgu oddziaływania rzeki może świadczyć rozmieszczenie zespołów malakofauny i ich powiązanie z litofacjami i sublito-facjami. W osadach stożka znajdują się małże i ślimaki morskie oraz słodkowodne o niskiej frekwencji. W przebadanych 106 próbkach z 15 otworów badawczych malakofauna występowała w 88 próbkach (ok. 83%). W osadach stożka oznaczono 22 gatunki rzeczne i 17 gatunków morskich, które tworzyły zespoły: morski, rzeczny i mieszany. Zastosowano półilościową analizę występowania poszczególnych zespołów. W 52,2% przypadków występowały zespoły malakofauny mieszanej, natomiast morskiej i rzecznej występowały z taką samą częstotliwością – po 23,9% przypadków (ryc. 15).

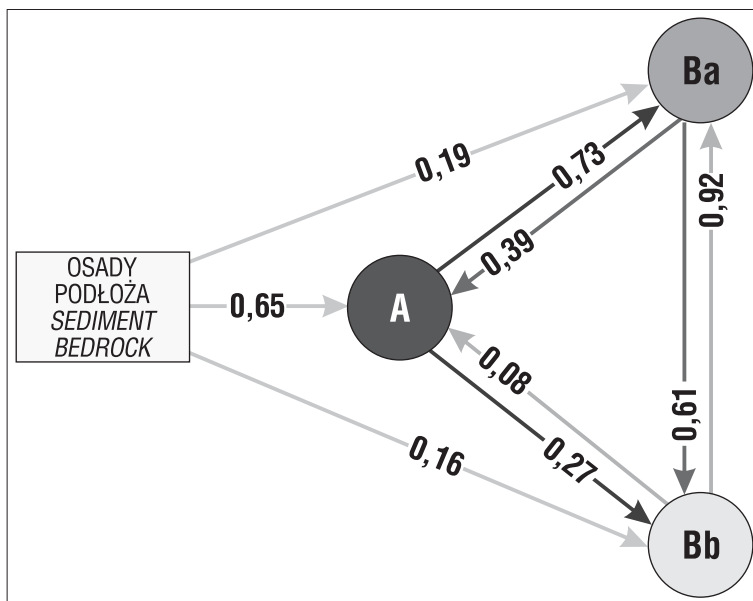
		LITOFACJE LITHOFACIES		
		A	Ba	Bb
LITOFACJE LITHOFACIES	OSADY PODŁOŻA SEDIMENT BEDROCK		0,65	0,19
	A	0,00	0,73	0,27
	Ba	0,00	0,39	0,61
	Bb	0,00	0,08	0,92

Ryc. 13. Korelacja przejść pionowych litofacji stożka ujściowego Wisły (objaśnienia patrz ryc. 11)

Fig. 13. Vertical transition probability matrix of the Vistula outlet cone lithofacies (for explanations see Fig. 11)

W osadach litofacji A dominują zespoły malakofauny morskiej, które jednoznacznie przypisano do prodelty, gdzie wpływy środowiska morskiego przeważają nad wpływami wód rzecznych. W osadach sublito-facji Ba zespoły malakofauny rzecznej występują częściej niż zespoły morskie, a dominują zespoły malakofauny mieszanej. Taka częstotliwość występowania zespołów malakofauny, wskazuje, że osady te leżą w strefie ścierania wpływów środowiska





Ryc. 14. Diagram przejść pionowych litofacji stożka ujściowego Wisły  
Fig. 14. Vertical diagram of the Vistula outlet cone lithofacies

LITOFACJE LITHOFACIES	CZĘSTOTLIWOŚĆ WYSTĘPOWANIA ZESPOŁÓW MALAKOFAUNY FREQUENCY OF MOLLUSC ASSEMBLAGES			
	MORSKIEJ MARINE	RZECZNEJ FRESH WATER	MIESZANEJ MIXED	
<b>Ab</b>	13,6%	5,7%	4,6%	23,9%
<b>Ba</b>	4,6%	6,8%	17,0%	28,4%
<b>Bb</b>	5,7%	11,4%	30,7%	47,7%
	23,9%	23,9%	52,2%	88 = 100% próbek samples

Ryc. 15. Częstość występowania zespołów malakofauny w litofacjach osadów stożka ujściowego Wisły (objaśnienia patrz ryc. 11)

Fig. 15. Frequency of mollusc assemblages in the Vistula outlet cone lithofacies (for explanations see Fig. 11)

morskiego i rzeczno, czyli w strefie czoła delty. Wśród osadów sublitoacji Bb dominują zespoły malakofauny mieszanej, a następnie rzeczne. Zespoły morskie występują najrzadziej, co sugeruje, że ta sublitoacja, tak jak Ba, znajduje się w środowisku współdziałania środowiska rzeczno i morskiego.

Cechy litologiczne oraz następstwa oboczne i pionowe litofacji i sublitoacji w obrębie stożka ujściowego pozwalają przypisać je do określonych subsrodowisk sedymentacyjnych, zróżnicowanych pod względem poziomów energii, natomiast rozmieszczenie zespołów malakofauny umożliwiło określenie zasięgu oddziaływania rzeki i interakcji środowiska rzeczno i morskiego.

Litofacja A tworzy się w prodelcie i na przedpolu czoła delty. Zróżnicowanie na sublitoacje zależy zarówno od odległości od ujścia rzeki, jak i lokalnych warunków morfologicznych. Osady sublitoacji Aa są deponowane w dystalnych częściach prodelty lub u podnóża czoła delty, gdy występują lokalne warunki morfologiczne, które osłaniają od działania fal i prądów na dno. Osady sublitoacji Ab są związane z proksymalnymi częściami prodelty.

Litofacja B tworzy czoło delty, a rozróżnienie jej sublitoacji jest odpowiednikiem zróżnicowania energetycznego

środowiska czoła delty. Sublitoacja Ba charakteryzuje mniej energetyczne obszary, takie jak: odsypy przyujściowe, wysepki i obniżenia między nimi, gdzie współdziałanie środowiska morskiego i rzeczno jest wyraźne, ale ograniczone przez lokalne uwarunkowania morfologiczne. Sublitoacja Bb odpowiada wysokoenergetycznemu środowisku koryt rozprzewadających oraz dystalnym częściom czoła delty, wystawionym na atak fal i prądów morskich. Rozróżnienie osadów powstałych w środowisku zdominowanym przez przepływy rzeczne w korytach rozprzewadających oraz utworzonych pod wpływem fal i prądów morskich jest możliwe dzięki zróżnicowanym zespołom malakofauny.

## WNIOSKI

Zaprezentowane studium morfodynamiczne i litofacjalne osadów współcześnie aktywnej, zewnętrznej części delty Wisły, jest przykładem złożoności procesów i sekwencji osadowych występujących w ujściach dużych rzek do morza bezpływowego, które może być pomocne w interpretacji środowisk kopalnych.

Przeprowadzone badania umożliwiły rozpoznanie budowy geologicznej współczesnego stożka ujściowego Wisły i jego podłoża oraz określenie ilości zdeponowanych osadów oraz tempa jego przyrostu.

Stożek Wisły leży bezpośrednio na osadach morza litorynowego i politorynowego, tylko lokalnie brak jest piasków morskich i osady stożka leżą bezpośrednio na osadach deltowych wieku atlantyckiego. Jest on zewnętrzną, współcześnie aktywną częścią delty Wisły, progredującą w kierunku otwartego morza, o objętości 133 mln m<sup>3</sup>, której tempo przyrostu wyraźnie maleje w czasie. Tworzą go osady czoła delty głównie w facji piaszczystej, tylko lokalnie w facji mulistej. Miąższość osadów piaszczystych stożka ujściowego wynosi 11–15 m. Osady prodelty występują na przedpolu stożka ujściowego na głębokości 12–16 m, jak również podścielają osady stożka. Ich miąższość waha się od 0 do ok. 10 m.

Analiza podobieństw pomiędzy poszczególnymi typami i podtypami granulometrycznymi oraz ich interpretacja litodynamiczna pozwoliła na wyróżnienie dwóch litofacji stożka ujściowego Wisły: litofacja A (piaski drobnoziarniste, piaski mułowate, muły ilaste) oraz litofacja B (piaski średnioziarniste i gruboziarniste).

Wykazano zmienność poziomą rozmieszczenia litofacji i sublitoacji w kierunku łąd–morze w analizowanych okresach czasu, a także wzajemne przejścia pionowe poszczególnych sublitoacji, występujące niekiedy wielokrotnie, przypisując je do określonych subsrodowisk sedymentacyjnych.

Poznanie prawidłowości rozwoju geologicznego tego obszaru ma znaczenie nie tylko ogólnopoznawcze, ale również užitkowe. Intensywny rozwój form morfologicznych na przedpolu i w ujściu Wisły oraz erozja brzegów Zatoki Gdańskiej może w przyszłości zagrozić bezpieczeń-

ństwu nisko położonych obszarów przybrzeżnych, zwłaszcza depresyjnych. Na tych terenach znajduje się znaczna część zakładów przemysłowych Gdańska, niektóre dzielnice mieszkaniowe (w tym stare miasto), ujęcia wód podziemnych oraz duże obszary rolnicze Żuław Wiślanych.

Praca naukowa finansowana ze środków na naukę jako projekt badawczy 3PO4D 00622. Autorka dziękuje Panom Recenzentom za pozytywne oceny oraz Panu Redaktorowi Naczelnemu za cenne uwagi i ukierunkowanie mojego artykułu.

## LITERATURA

- ACHREM E. & GIERSZEWSKI P. 2007 – Zbiornik Włocławski. Inspekcja Ochrony Środowiska, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Bydgoszcz.
- BABIŃSKI Z. 2013 – Aktualny stan dolnej Wisły i perspektywy jej zagospodarowania. [W:] Z. Ziolo, G. Starodub & H. Połcik (red.), Drogi wodne Europy Środkowo-Wschodniej. Studia regionalne i lokalne Polski południowo-wschodniej. Stowarzyszenie Rozwoju Regionalnego i Lokalnego Progress, 11: 67–78.
- FOLK R.L. & WARD W.C. 1957 – Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.*, 27 (1): 3–27.
- FRANZ M., KOZAKIEWICZ A., NAGUSZEWSKI A., PIWOWARSKA M., OSTROWSKI R., SKAJA M. & SZMYTKIEWICZ M. 2005 – Ewolucja Przekopu Wisły w świetle historycznych danych batymetrycznych. *Inż. Geotech.*, 5: 383–391.
- GIERSZEWSKI P.J. & SZMAŃDA J.B. 2010 – Litodynamiczna interpretacja warunków akumulacji osadów dennych Zbiornika Włocławskiego. [W:] T. Ciupa & R. Suligowski (red.), Woda w badaniach geograficznych. Inst. Geogr. UJK., Kielce: 169–177.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A. & UNRUG R. 1986 – Zarys sedimentologii. Wydaw. Geol., Warszawa: s. 628.
- JAROSZEWSKI W., MARKS L. & RADOMSKI A. 1985 – Słownik geologii dynamicznej. Wyd. Geol., Warszawa.
- KOSZKA-MAROŃ D. 2004a – Model przestrzenny rozwoju form i osadów współczesnego ujścia Wisły. Projekt badawczy 3PO4D 00622. *Nar. Arch. Geol. PIG-PIB, Gdańsk (Arch.720)*.
- KOSZKA-MAROŃ D. 2004b – Historia rozwoju stożka ujściowego Wisły w warunkach umiarkowanej transgresji. *Nar. Arch. Geol. PIG-PIB, Gdańsk (Arch.710)*.
- KOWALSKI T. 1976 – Stan i dynamika stożka ujściowego Wisły oraz bilans jego osadów od roku 1953. IM Gdańsk.
- KOZAKIEWICZ A. & OSTROWSKI R. 2005 – History and optimization of the Vistula Outlet at Świbno. [W:] W. Majewski & M. Robakiewicz (red.), Seminar: Sediment Transport in River and Transitional Waters. Gdańsk. May 18–22. *Inst. Hydro-Eng. Pol. Acad. Sci.*: 20–25.
- KRZYMIŃSKA J. 2004 – Model biofacjalny stożka ujściowego Wisły. *Nar. Arch. Geol. PIG-PIB, Gdańsk (Arch.7002)*.
- MAKOWSKI J. 1995 – Setna rocznica wykonania Przekopu Wisły 1895–1995. IBW PAN. Gdańsk: 98.
- PASSEGA R. & BYRAMJE R. 1969 – Grain size image of clastic deposits. *Sediment.*, 13: 232–252.
- PATIL G.P. & TAILIE C. 2001 – A multiscale hierarchical Markov transition matrix model for generating and analyzing thematic raster maps. *Environ. Ecol. Stat.*, 8.
- ZACHOWICZ J. & DOBRACKI R. 2003 – Geologiczne warunki ochrony i kształtowania południowego brzegu Bałtyku oraz obszarów ujściowych Odry i Wisły – Etap III. Gdańsk-Szczecin. *Nar. Arch. Geol., PIG-PIB Gdańsk (Arch. 631)*.
- ZIELIŃSKI T. & PISARSKA-JAMROŻY M. 2012 – Jakie cechy litologiczne osadów warto kodować, a jakie nie? *Prz. Geol.*, 60 (7): 387–397.

Praca wpłynęła do redakcji 30.12.2014 r.  
Akceptowano do druku 18.11.2015 r.