

# Rozwój wybrzeża Zatoki Gdańskiej w rejonie ujścia Wisły Martwej

Wojciech Jegliński<sup>1</sup>



**Development of the Gulf of Gdańsk coast in the area of the Dead Vistula mouth.** *Prz. Geol.* 61: 587–595.

*Abstract.* Vistula River is the second largest river in the Baltic Sea catchment area. Its delta is located at the Gulf of Gdańsk region and has been formed during the last ca. 13500 yr. The Dead Vistula is the oldest historically documented, and also the westernmost channel of the delta, drained water directly into the sea. The aim of the study was to reconstruct the development of the Dead Vistula outlet area during the late Holocene.

At the end of the Atlantic period marine transgression reached the farthest range on the investigated area. During the next ca. 3000 yr. the embayment was filled by marine sand. The preserved dune ridges indicate earlier shoreline position. The oldest of them stabilized, acc. to OSL dating, between 3950 and 3150 yr. BP and are oriented WSW-ESE. The orientation of the dune ridges lying further to the north, changes gradually to WNW-ESE. The next generation of dunes stabilized between 2760–2380 yr. BP. Vistula outlet in this place was created between 3000–2500 yr. and in that time the process of outlet cone forming was started. Orientation of the younger dune ridges, stabilized between 2220 and 1505 yr. BP, are in close connection with the development of the area. The process had not been steady in time. Two periods of accretion was separated by stagnation time. The total amount of the material accumulated during both stages of development was ca. 178 mln. m<sup>3</sup>. The numerous of preserved historical bathymetric plans were very helpful for reconstruction of the outlet cone development during the second stage. The extension of the cone ended in the year 1840, when the new mouth has been formed. Since that time, as a result of the lack of clastic material supplying the cone earlier, marine erosion increases.

**Keywords:** Vistula Delta, Vistula mouth, Holocene, geological structure, palaeogeographical reconstruction

Rozwój delty Wisły jest unikalnym przykładem kształtowania się obszaru ujściowego dużej rzeki niżu środkowoeuropejskiego w warunkach morza bezpływowego jakim jest Bałtyk. Pomimo, że na przestrzeni czasu teren ten został objęty różnymi badaniami natury geologicznej, geomorfologicznej i geośrodowiskowej, to jednak nadal odczuwalny jest brak dostatecznej ilości informacji, które umożliwiłyby odtworzenie historii jego dotychczasowego rozwoju. Problem ten dotyczy szczególnie zatopionej obecnie części delty, gdzie usytuowane są najstarsze, a zarazem najsłabiej rozpoznane jej elementy.

Prezentowane wyniki badań dotyczą budowy geologicznej i rozwoju stożka ujściowego, który uformował się w ujściu najdalej na zachód wysuniętego ramienia Wisły zwanego niegdyś Wisłą Gdańską, a obecnie Wisłą Martwą (ryc. 1). Powstanie i kształtowanie się tego stosunkowo niewielkiego fragmentu delty Wisły stanowi istotne ogniwo w całej, sięgającej końca plejstocenu, historii jej rozwoju.

Artykuł przedstawia w skróconej formie wyniki badań zawarte w rozprawie doktorskiej pt. „Rozwój wybrzeża Zatoki Gdańskiej w rejonie ujścia Wisły Martwej”, zrealizowanej przez autora artykułu w Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym pod opieką naukową dr. hab. Szymona Uściniowicza, profesora PIG-PIB.

## CEL PRACY

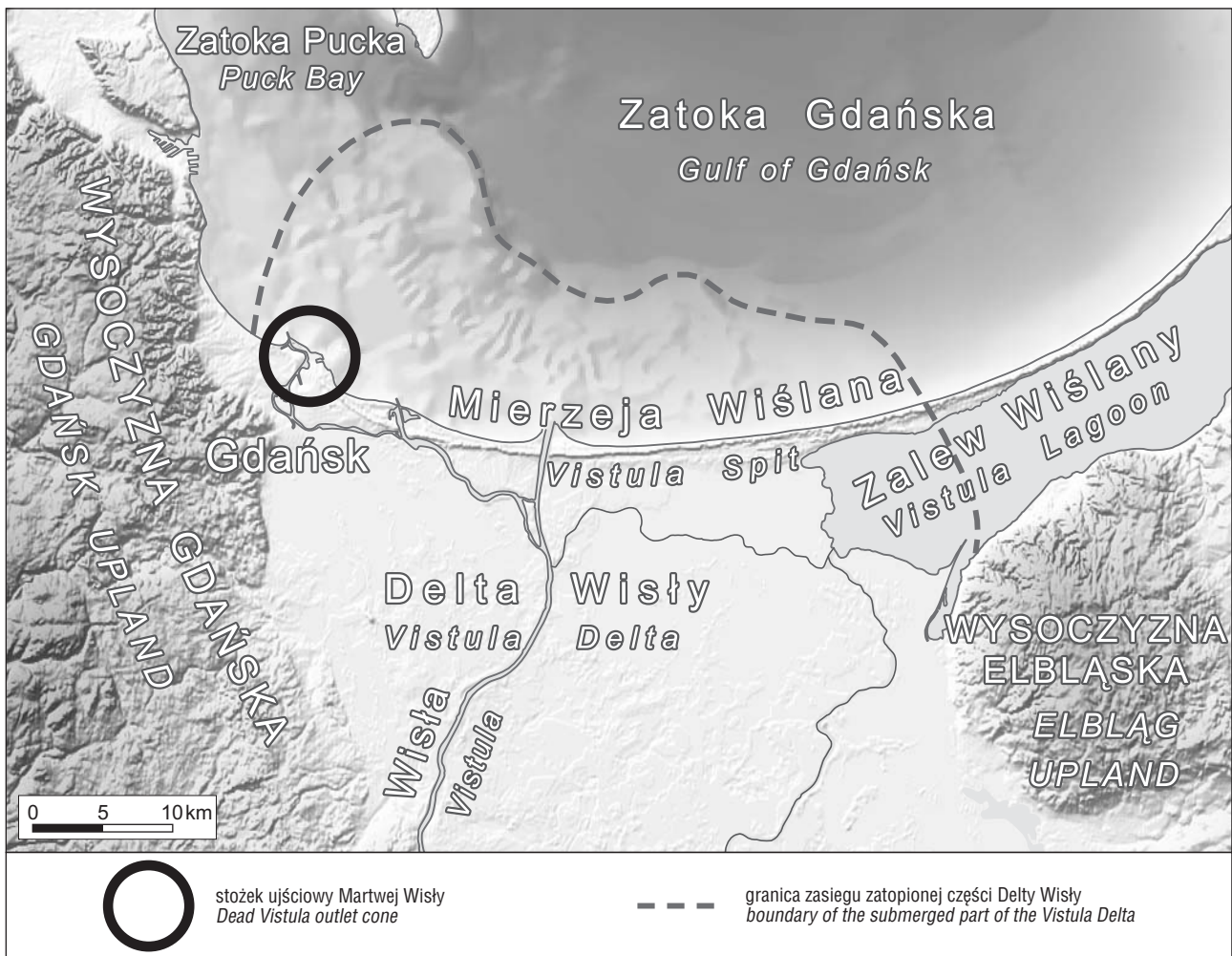
Celem pracy było rozpoznanie budowy geologicznej i rekonstrukcja rozwoju stożka ujściowego Wisły Martwej w późnym holocenie. W szczególności dążono do określenia wieku i litologii osadów budujących stożek, ustalenia czasu powstania ujścia oraz tempa jego rozbudowy z uwzględnieniem zmian przebiegu linii brzegowej oraz ilościowej charakterystyki procesów akumulacyjno-erozyjnych.

## MATERIAŁY I METODY

Do osiągnięcia celu wykorzystano wyniki analiz litologicznych, biostratygraficznych oraz datowania radiowęglowe pochodzące z 27 rdzeni wiertniczych pozyskanych w obszarze badań (ryc. 2). Wykorzystany materiał stanowi efekt realizacji w Oddziale Geologii Morza PIG-PIB różnych projektów badawczych. Autor artykułu był głównym wykonawcą dwóch z nich: „Rozwój wybrzeża Zatoki Gdańskiej w rejonie ujścia Wisły Martwej” (grant promotorski nr N N307 115935) oraz „Model rozwoju stożka ujściowego Wisły Martwej” (zadanie statutowe PIG-PIB, opr. arch. nr 966).

Ogółem wykorzystano: 199 wyników analiz granulometrycznych osadów, 56 datowań metodą <sup>14</sup>C, 24 datowania metodą OSL, analizy palinologiczne 50 próbek z 6 rdzeni wykonane przez Grażynę Miotk-Szpiganowicz (PIG), analizy diatomologiczne 30 próbek z 4 rdzeni wykonane przez Małgorzatę Witak (Uniwersytet Gdański), analizy malakologiczne 27 próbek z 3 rdzeni wykonane przez Jamiłę Krzymińską (PIG) oraz około 45 km profili sejsmoakustycznych. Kalibrację dat radiowęglowych do wieku kalendarzowego wykonano przy użyciu programu OxCal dostępnego na stronie internetowej The Oxford Radiocarbon Accelerator Unit (ORAU). W celu litologicznego scharakteryzowania rozpoznanych warstw osadowych obliczono statystyczne parametry rozkładu wielkości ziaren według wzorów Folka & Warda (1957). Ponadto skorzystano z opisów makroskopowych 96 profili z bazy danych geologiczno-inżynierskich (Frankowski & Zachowicz, 2007). W celu odtworzenia rozwoju stożka w czasach historycznych przeanalizowano 72 mapy z Archiwum Państwowego w Gdańsku, z których najstarsza powstała w 1594 roku. Wybrane mapy historyczne geokodowano w celu porównania ich treści ze stanem współczesnym obszaru badań. Na podstawie profili rdzeni wiertniczych

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



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

skonstruowano 9 przekrojów geologicznych (ryc. 2), co umożliwiło opracowanie przestrzennego modelu badanego stożka ujściowego, który z kolei wykorzystano do obliczenia objętości osadów prodelty i czoła delty powstałych w różnych okresach depozycji.

#### CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA HOLOCENSKICH WARSTW OSADOWYCH

Wyniki badań litologicznych, biostartygraficznych i datowań radiowęglowych pozwoliły na wyróżnienie w rejonie badań następujących osadów (ryc. 3):

- plejstocenijskie piaski, lokalnie gliny zwałowe;
- atlantyckie torfy i namuły deltowe, lokalnie piaski;
- atlantyckie i subborealne piaski morskie;
- subborealne i subatlantyckie osady stożka ujściowego Wisły (prodelty i czoła delty).

Podłoże osadów stożka ujściowego Wisły Martwej tworzą głównie dobrze i umiarkowanie wysortowane piaski morza lityrycznego i polityrycznego. Lokalnie warstwa ta jest nieciągła i w podłożu odsłaniają się torfy i namuły równi deltowej wieku atlantyckiego. Paleopowierzchnia depozycyjna położona jest na głębokości od 2 m p.p.m. u nasady stożka do 12–14 m p.p.m. w części dystalnej i jest nachylna w kierunku północno-wschodnim. W utworach stożka ujściowego

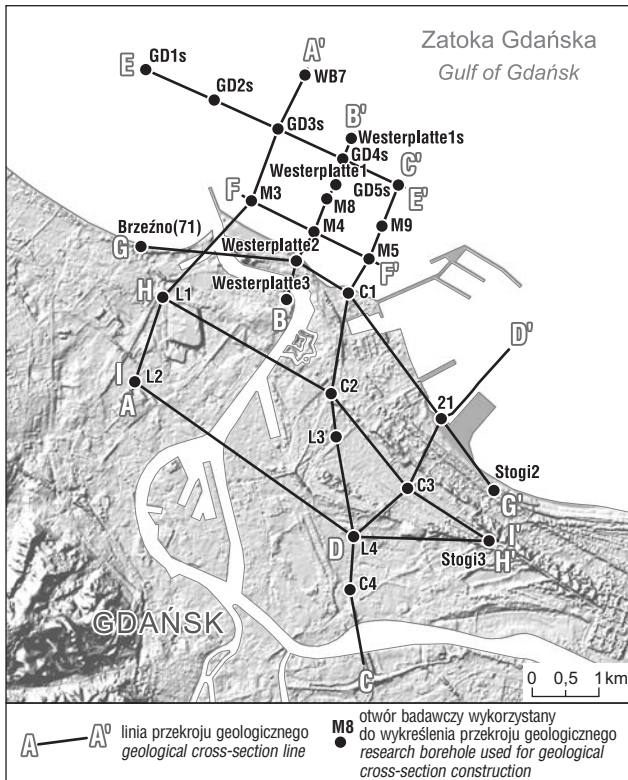
wyróżniono pod względem litologiczno-genetycznym osady prodelty i osady czoła delty (ryc. 3, 4).

Osady prodelty posiadają zróżnicowane uziarnienie. Występują tu zarówno typowe dla prodelty osady mulisto-ilaste i mulisto-piaszczyste, a lokalnie również piaski. Strop tej warstwy jest nieznacznie i w sposób równomierny nachylony w kierunku północno-wschodnim od głębokości 6 do 9 m p.p.m. Maksymalna miąższość osadów wynosi około 5 m.

Wśród osadów prodelty występują zarówno muszle mięczaków morskich (*Hydrobia ulvae*, *Cerastoderma glaucum*, *Macoma baltica*, *Mya arenaria*, *Mytilus edulis*, *Scrobicularia plana*), jak i słodkowodnych (*Bithynia tentaculata*). Flora okrzemkowa charakteryzuje się bardzo wyraźną przewagą form planktonowych. Grupę tę reprezentują głównie okrzemki charakterystyczne dla środowisk rzecznych. Wśród mniej licznych form bentosowych przeważają gatunki euhalobowe i mezohalobowe, przy czym ich udział wzrasta w dystalnej części stożka.

Wiek osadów prodelty określono na podstawie 11 datowań <sup>14</sup>C muszli mięczaków morskich oraz szczątków organicznych. Wyniki mieszczą się w przedziale od 3058 (Poz-30325) do 582 lat BP (Poz-30326). Na podobny wiek wskazują również wyniki analiz palinologicznych.

Najczęściej występujące osady mulisto-ilaste i mulisto-piaszczyste prodelty charakteryzują się wartościami



Ryc. 2. Lokalizacja wykorzystanych wierceń badawczych i przekrojów geologicznych

Fig. 2. Location of the research boreholes and geological cross-sections

średniej średnicy ziarna ( $M_z$ ) od 4,1 do 6,88  $\phi$  oraz złym i bardzo złym wysortowaniem. Wartości graficznego standardowego odchylenia ( $\delta_i$ ) wynoszą od 1,77 do 3,4  $\phi$ . Według diagramu C–M (Passega & Byramje, 1969) mulisto-ilaste i mulisto-piaszczyste osady prodelty należą do grup VI, VII i VIII, co wskazuje, że deponowane były zarówno z zawiesiny pelagicznej, jednorodnej, jak i frakcjonalnej.

W obrębie prodelty lokalnie występują również przewarstwienia osadów piaszczystych o wartościach  $M_z$  wynoszących od 0,91 do 3,86  $\phi$  i zróżnicowanym wysortowaniu od dobrego do złego. Wartości  $\delta_i$  wynoszą od 0,36 do 2,91  $\phi$ . Według diagramu C–M osady te należą do grup V, IV, II i I.

Parametry uziarnienia wskazują na złożone procesy formowania się osadów prodelty. Dominujące osady mulisto-ilaste deponowane były w środowisku o obniżonej aktywności dynamicznej na skutek flokulacji w strefie kontaktu wód rzecznych i morskich. Natomiast występowanie osadów mulisto-piaszczystych, a szczególnie piasków, wskazuje na transport i depozycję w warunkach podwyższonej aktywności hydrodynamicznej. Przewarstwienia osadów piaszczystych w obrębie prodelty mogły powstać podczas wysokich przepływów w ujściu rzeki lub mogą to być warstwy sztormowe.

Osady czoła delty reprezentowane są głównie przez piaski. Lokalnie występują również piaski muliste oraz niewielkie przewarstwienia osadów mulisto-ilastych. Rzędne stropu tej warstwy wzrastały w miarę podnoszenia się poziomu morza. W najstarszej, sięgającej najdalej w

głąb łądu części stożka ujściowego powierzchnia stropu znajduje się na głębokości około 2 m p.p.m. i podnosi się w kierunku współczesnej linii brzegowej. W części podwodnej strop czoła delty stanowi nachyloną powierzchnię dna. Maksymalna miąższość osadów czoła delty sięga 12 m, przy czym mniejsze miąższości charakterystyczne są dla części dystalnej i proksymalnej stożka, natomiast większe występują na zapleczu współczesnego brzegu morskiego.

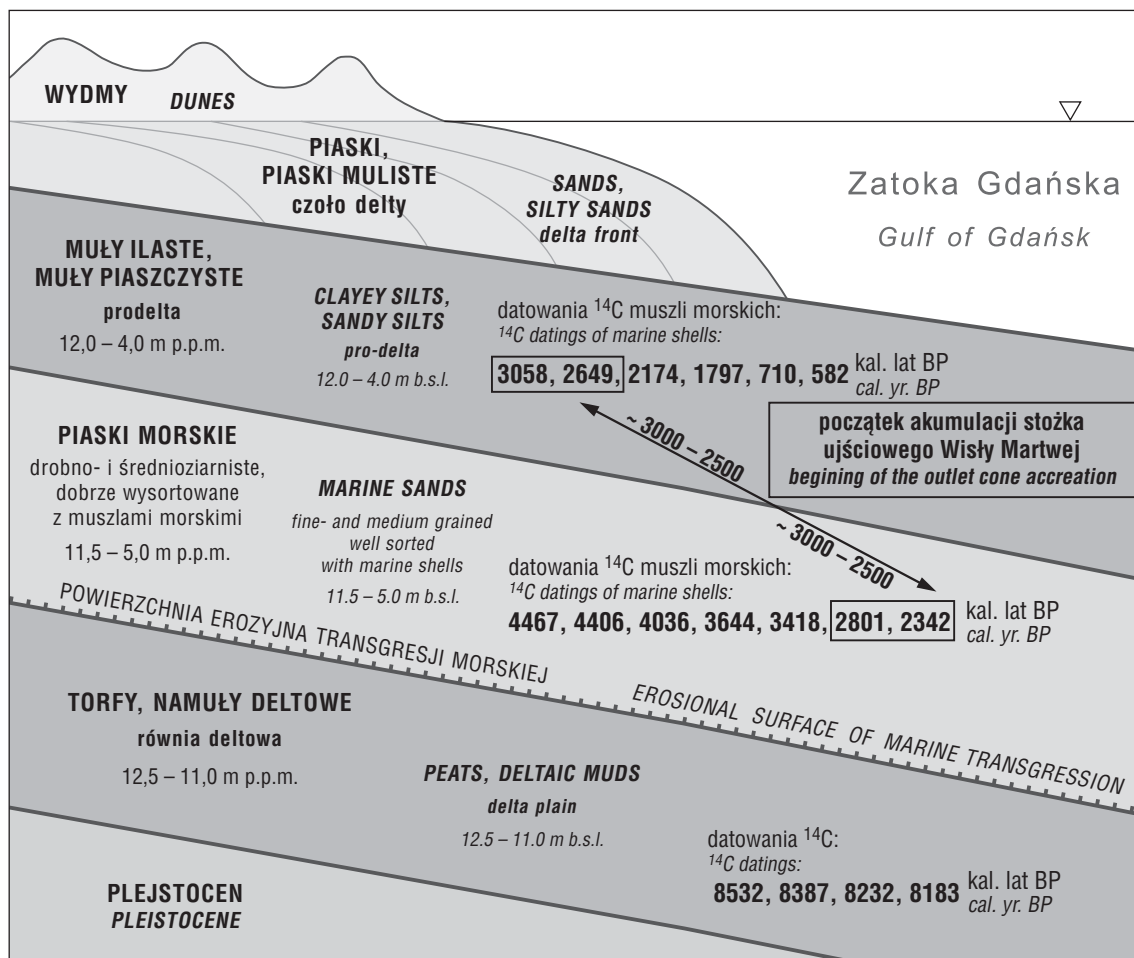
Wśród osadów czoła delty występują zarówno muszle mięczaków morskich (*Hydrobia ulvae*, *Cerastoderma glaucum*, *Macoma baltica* i *Mya arenaria*), jak również słodkowodnych (*Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis*, *Viviparus viviparus* i *Unio pictorum*). Flora okrzemkowa charakteryzuje się zmiennym udziałem grup siedliskowych. Formy planktonowe, których liczebność zmienia się od 50 do 80%, reprezentowane są prawie wyłącznie przez gatunki rzeczne. Drugą grupę stanowią formy bentosowe (20–50%), gdzie odnotowano występowanie przedstawicieli wszystkich grup halobowych.

Wiek osadów czoła delty określono na podstawie 4 datowań  $^{14}\text{C}$  muszli mięczaków morskich oraz szczątków organicznych. Wyniki mieszczą się w przedziale od 2339 (Poz-30315) do 143 lat BP (Poz-30318). Jednocześnie starsze daty charakterystyczne są dla części proksymalnej stożka, a młodsze dla części dystalnej.

Wartości średniej średnicy ziarna mieszczą się w zakresie od 0,69 do 3,57  $\phi$ . Wartość średnia  $M_z$  wynosi 1,94  $\phi$  przy odchyleniu standardowym 0,7  $\phi$ , co wskazuje, że wśród osadów czoła delty dominują piaski średnio- i drobnoziarniste. Przedstawione graficznie standardowe odchylenie piasków budujących czoło delty waha się od 0,36 do 1,98  $\phi$ . Piaski te są najczęściej umiarkowanie (53%) i dobrze wysortowane (31%). Rozkłady wielkości ziarna charakteryzują się dużym zróżnicowaniem skośności ( $Sk_1$ ). Występują osady zarówno o rozkładach symetrycznych (44%) i ujemnych (21%) oraz dodatnich (16%). Wartości  $Sk_1$  pozostałych próbek charakteryzują rozkłady o bardzo dodatniej oraz bardzo ujemnej skośności. Podobnie zróżnicowane są wartości graficzne spłaszczenia wielkości ziarna ( $K_G$ ), które w większości odpowiadają rozkładowi mezokurtycznym (44%) oraz lepto- (25%) i bardzo lepto-kurtycznym (25%). Według diagramu C–M piaski czoła delty najczęściej należą do typów I i IV. Mniej liczne są piaski należące do typów II i V. Sporadycznie spośród piasków czoła delty występują również osady piaszczysto-muliste w postaci odizolowanych soczewek.

Wartości pierwszego percentyla i mediany średnic ziarna, określające położenie piasków czoła delty na diagramie C–M, jak i inne parametry uziarnienia tych osadów wskazują, że powstały one w warunkach występowania wysokiej energii przepływu. Równocześnie znaczne zróżnicowanie poszczególnych parametrów świadczy o dużej zmienności warunków hydrodynamicznych. Występujące lokalnie osady piaszczysto-muliste, charakterystyczne dla środowisk o małej energii hydrodynamicznej, deponowane były najprawdopodobniej w niewielkich odizolowanych zbiornikach wodnych w lądowej części obszaru ujściowego.

Płaska i nieznacznie wyniesiona ponad poziom morza powierzchnia lądowej części stożka nadbudowana jest osadami eolicznymi w postaci pokryw i wałów wydmych oraz osadami antropogenicznymi w postaci nasypów i refulatów. Lokalnie w obniżeniach pomiędzy wydmy



Ryc. 3. Model budowy geologicznej stożka ujściowego Wisły Martwej  
Fig. 3. Model of the geological structure of the Dead Vistula outlet cone

występują małe i płytkie zbiorniki wodne wypełniane stopniowo przez osady piaszczysto-muliste i torfy.

### HOLOCENSKI ROZWÓJ POŁUDNIOWO-ZACHODNIEGO WYBRZEŻA ZATOKI GDAŃSKIEJ

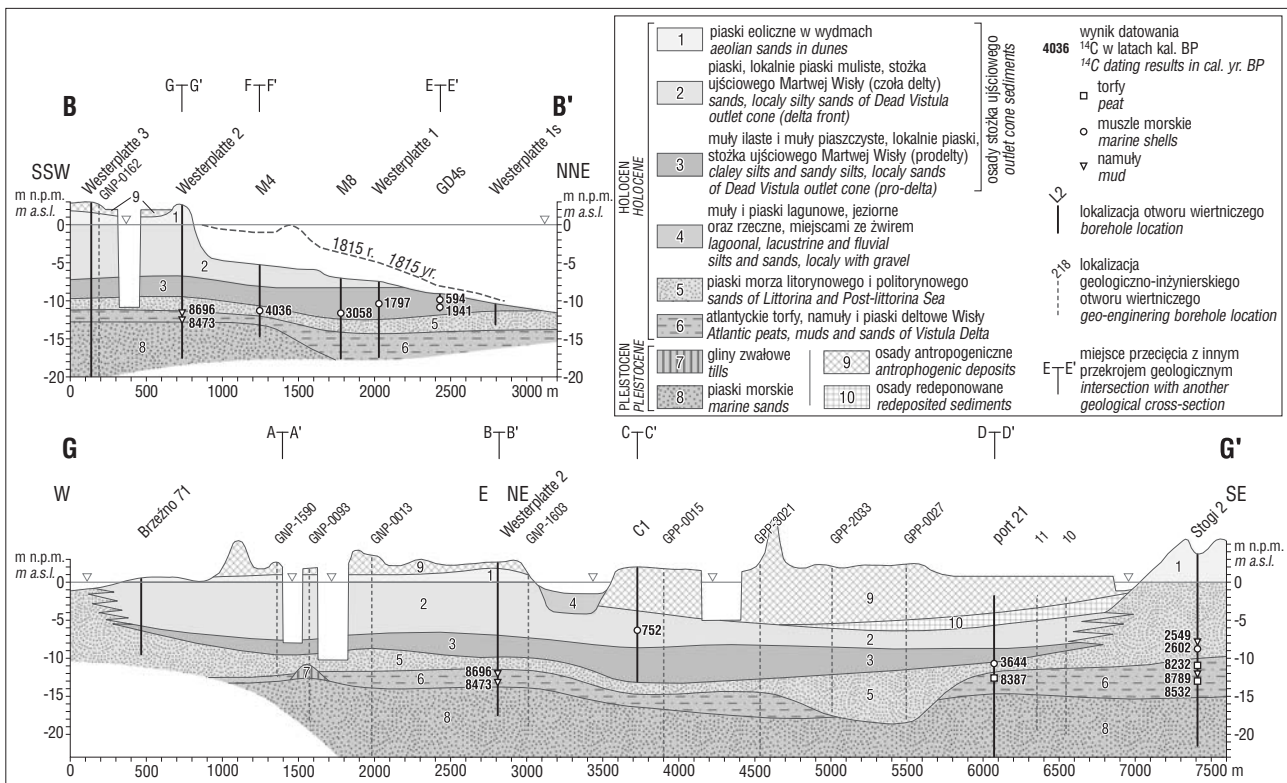
Rozwój każdej delty uwarunkowany jest wieloma czynnikami, spośród których jednym z najistotniejszych są długookresowe zmiany poziomu wody zbiornika ujściowego. Odtworzenie tych zmian w przeszłości ma kluczowe znaczenie w kontekście rekonstrukcji paleogeograficznych.

Krzywą przedstawiającą zmiany poziomu morza opracowano na podstawie 57 wyników datowań radiowęglowych, w tym: torf (5 próbek), pnie drzew *in situ* (4 próbki), gytie jeziorne (1 próbka), namuły deltowe (6 próbek), szczątki organiczne (7 próbek), muły lagunowe (10 próbek), muszle mięczaków morskich (24 próbki) (ryc. 5). Pomimo zgromadzenia stosunkowo dużej liczby wyników, na wykresie występują nieco słabiej udokumentowane przedziały czasowe i głębokościowe, ponieważ w zgromadzonym zbiorze danych niewiele jest próbek osadów lądowych młodszych od 5000 lat i położonych na głębokości 0–3 m poniżej współczesnego poziomu morza. W związku z tym krzywą zmian poziomu morza w tym zakresie wykreślono, korzystając również z informacji pochodzących z sąsiednich obszarów Zalewu Puckiego i Wiśla-

nego (Miotk-Szpiganowicz & Uścińowicz, 2008; Uścińowicz i in., 2007).

W pierwszej połowie holocenu obszar ujściowy Wisły Martwej kształtował się w warunkach lądowych, a linia brzegowa była oddalona o wiele kilometrów w stosunku do jej współczesnej pozycji. W okresie atlantyckim poziom morza sukcesywnie wzrastał i zajmowało ono coraz większy obszar lądu. Osiem tysięcy lat temu, przy stanie morza 12–14 m niższym od obecnego (ryc. 5), brzeg morski znajdował się w odległości około 4 km na północny wschód od obszaru badań (ryc. 6). Około 7000 lat temu morze osiągnęło poziom 7–8 m niższy od współczesnego (ryc. 5). Prawdopodobnie w tym czasie na terenach deltowych transgresja zaznaczyła swój maksymalny zasięg, a wcześniejsza rzeźba powierzchni równi deltowej, jak i erozyjna działalność morza, sprzyjały powstaniu zatoki morskiej (ryc. 6).

Najbardziej jednoznacznym sposobem wyznaczenia maksymalnego zasięgu morza jest identyfikacja i ustalenie okresu stabilizacji wydm znaczących najdalej położonych dawnego brzegu morskiego. Jednak, prawdopodobnie za sprawą erozyjnej działalności Wisły, na obszarze objętym badaniami nie zachowały się wydmy starsze niż 4000 lat (ryc. 7). Tym samym brak jest elementów bezpośrednio świadczących o maksymalnym zasięgu morza sprzed około 7000 lat. W tej sytuacji zasięg transgresji ustalono na podstawie występowania w podłożu piasków morskich. Jednocześnie wiek i rozmieszczenie osadów akumulacji



Ryc. 4. Wybrane przekroje geologiczne  
Fig. 4. Selected geological cross-sections

biogenicznej wskazały granicę obszaru rozwijającego się nieprzerwanie w warunkach lądowych.

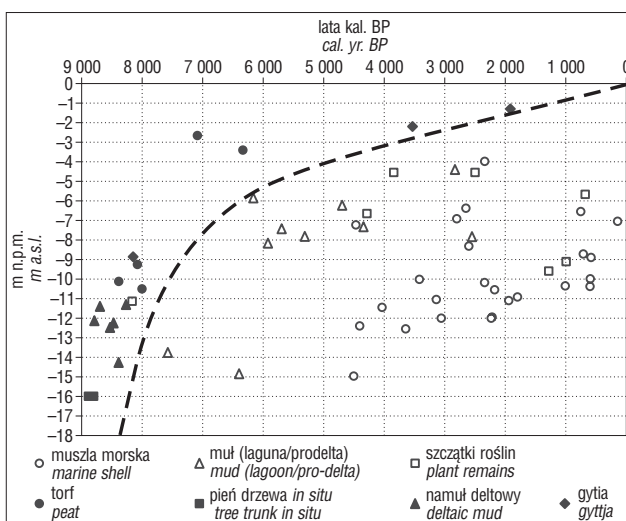
Po osiągnięciu maksymalnego zasięgu morze zaczęło się stopniowo wycofywać z zajętych wcześniej terenów. Zatoka morska wypełniała się materiałem piaszczystym transportowanym przeważnie ze wschodu, o czym świadczą nagromadzenia bursztynu sambijskiego powszechnie występujące w tych osadach. Wraz ze stopniowym przemieszczaniem się linii brzegowej formowały się kolejne ciągi wałów wydmych znaczące w sposób sekwencyjny rozwój tego fragmentu wybrzeża (ryc. 7). Najstarsze zachowane wydmy zlokalizowane są w południowo-wschodniej części obszaru badań. Wyznaczony metodą datowania OSL wiek ich stabilizacji mieści się w przedziale od 3950

do 3150 lat BP (ryc. 7). Grzbiety wydmy o wysokości dochodzącej do 5 m n.p.m. ułożone są przeważnie w kierunku WSW-ENE, a ich długość nie przekracza 800 m. Charakterystyczne dla wydmy tego wieku są wyraźne ślady procesów bielcowania gleb widoczne w profilu pionowym.

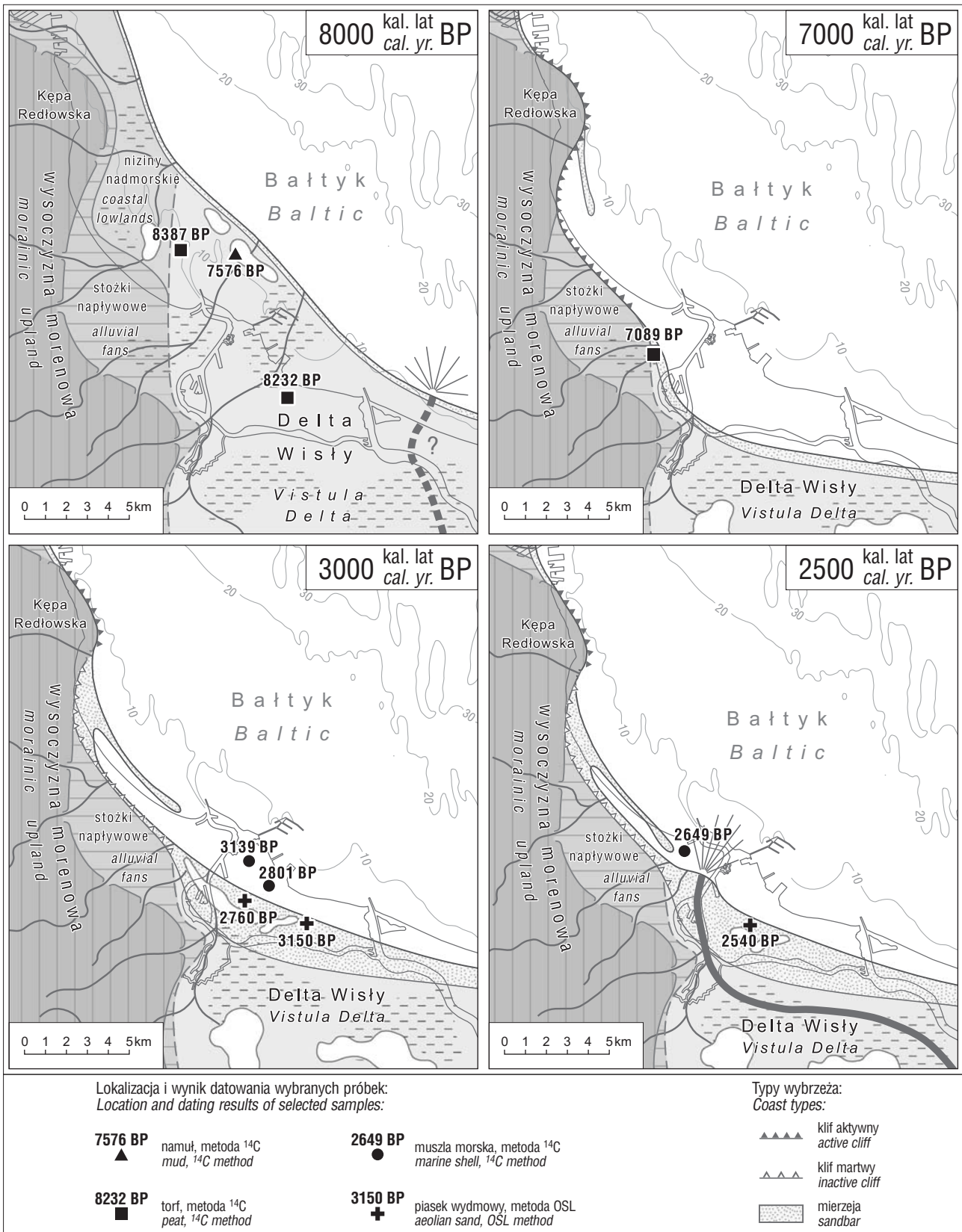
Na północny-zachód od obszaru, gdzie rozwijała się delta Wisły, morze dotarło do wyniesienia terenu utworzonego przez stożki napływowe, a w rejonie Kępy Redłowskiej uzyskało bezpośredni kontakt z wysoczyzną morenową, co w efekcie doprowadziło do powstania brzegu klifowego (ryc. 6).

Jednocześnie, w pewnej odległości od brzegu, rozwijała się bariera piaszczysta izolująca fragment morza w postaci laguny. Dowodem na istnienie takiej bariery jest rozpoznanie, na obszarze tarasu nadmorskiego pomiędzy Sopotem a Gdańskiem, piaszczysto-mulistej warstwy osadów z fauną morską występującej pośród holocenijskich, piaszczystych osadów morskich (ryc. 8). Wiek próbek reprezentujących omawiane osady lagunowe, wynosi od 5921 (Gd-17108) do 4342 lat BP (Gd-15333). Jednak wyniki analizy palinologicznej wskazują na młodszy niż 3500 lat BP, subborealny okres ich powstania, co świadczy o „postarzeniu” dat radiowęglowych (Bogaczewska-Adamczak i in., 2010).

Okolo 3000 lat temu, przy stanie morza niższym od współczesnego o około 2–2,5 m (ryc. 5), istniejąca wcześniej zatoka została prawdopodobnie w całości wypełniona piaskiem morskim, a w warunkach powolnego wzrostu poziomu morza wyrównana już linia brzegowa przemieszczała się wolno w kierunku otwartego morza (ryc. 6). Należy przypuszczać, że Wisła w tym czasie posiadała wiele ramion rozprzeczających wody rzeczne na obszarze swojej delty, jednak nie ma dowodów, aby któreś z nich



Ryc. 5. Krzywa zmian poziomu morza dla obszaru badań  
Fig. 5. Curve of the relative sea level changes for the study area

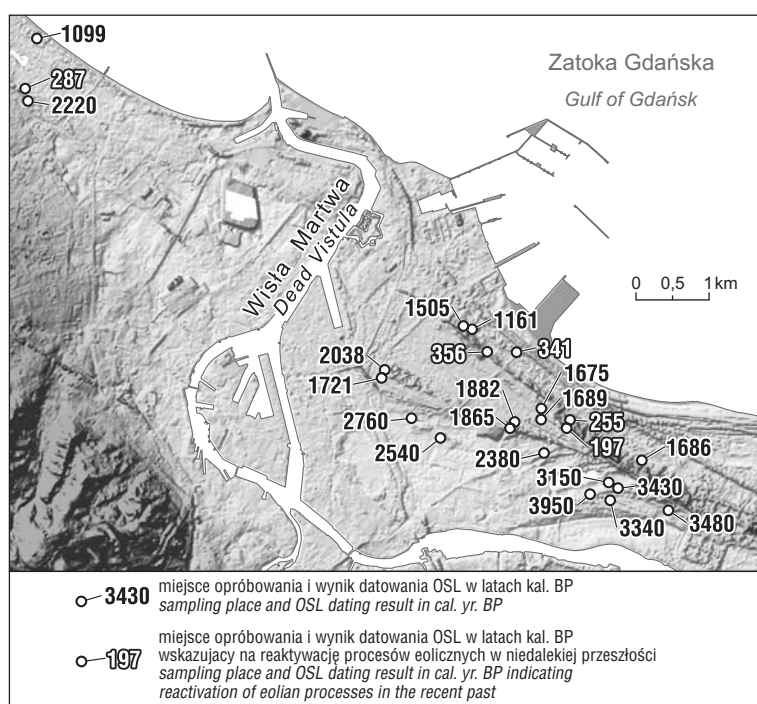


**Ryc. 6.** Szkice paleogeograficzne południowo-zachodniego fragmentu wybrzeża Zatoki Gdańskiej  
**Fig. 6.** Palaeogeographical sketches of the south-west fragment of the Gulf of Gdańsk coast

uchodziło w tym czasie do morza w rejonie objętym badaniami.

W tej sytuacji paleogeograficznej, około 3000–2500 lat temu, Wisła utworzyła nowe ujście w rejonie Gdańska (ryc. 6). Świadczą o tym w szczególności najmłodsze daty

<sup>14</sup>C muszli pozyskanych z piasków morskich oraz najstarsze daty muszli pozyskanych z leżącej powyżej warstwy mulisto-ilastych i mulisto-piaszczystych osadów prodelty (ryc. 3, 4). Potwierdzeniem czasu powstania ujścia Wisły w tym miejscu jest również układ i okres stabilizacji



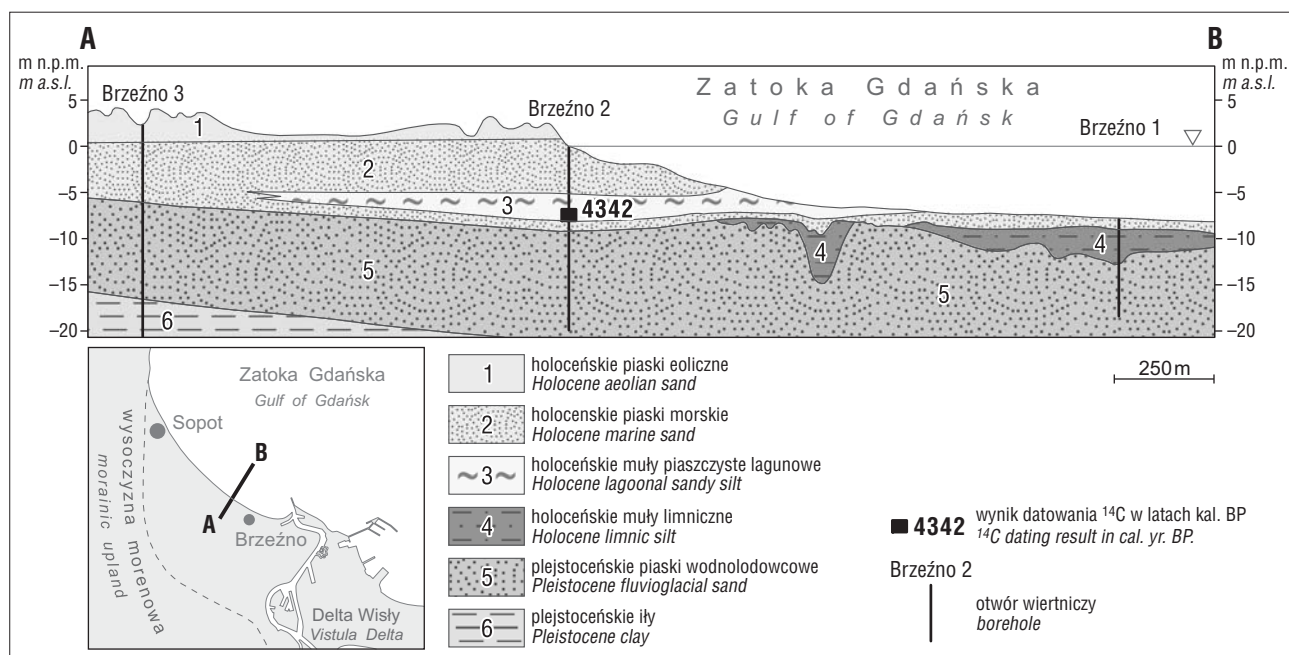
Ryc. 7. Ciągi wydmy datowane metodą OSL  
Fig. 7. Dune ridges dated by OSL method

kolejnych generacji wałów wydmych dokumentujących przestrzenny rozwój badanego stożka ujściowego Wisły (ryc. 7). Z tego okresu zachowały się pojedyncze, odizolowane od siebie wydmy, których czas stabilizacji mieści się w przedziale od 2760 do 2380 lat BP (ryc. 7). Wydmy występują przeważnie w postaci płaskich kopuł wyniesionych 2–3 m ponad otaczający teren, a ich grzbiety układają się odpowiednio w kierunku WSW-ENN i W-E. Kolejny, nieco młodszy ciąg wydmy określający rozwój stożka ustabilizował się w okresie od 2220 do 1721 lat BP (ryc. 7). Wysokość budujących go wydmy dochodzi do 6 m n.p.m.,

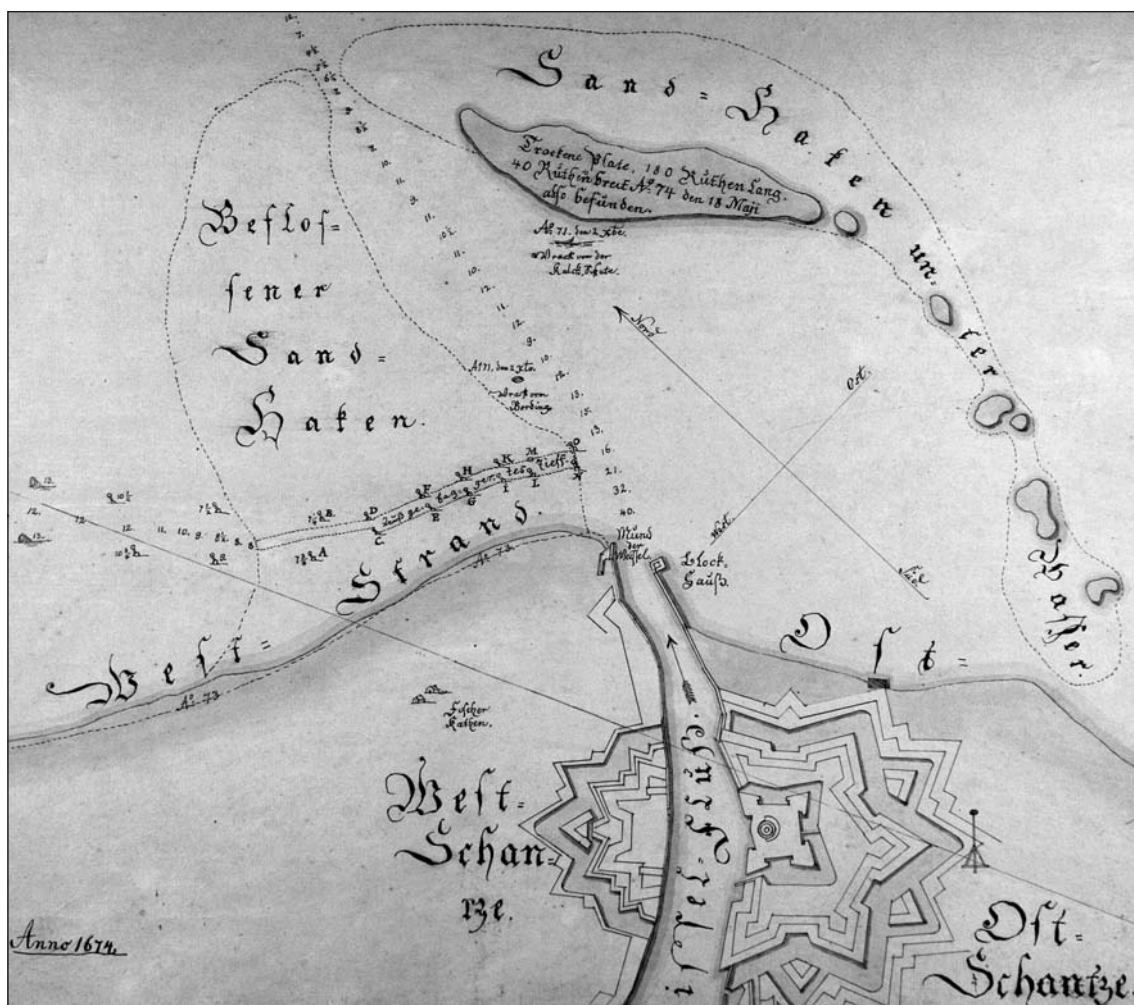
a grzbiety układają się w kierunku NW-SE. Wydmy tej grupy pokrywają centralną część obszaru badań pasem o szerokości do 350 m, rozdzielonym na dwie części korytem Wisły Martwej.

Akumulacja osadów na przedpolu nowopowstałego ujścia nie przebiegała równomiernie w czasie. Stwierdzono dwa wyraźne okresy intensywnego rozwoju rozdzielone okresem stagnacji. W pierwszym okresie, trwającym 1500–1000 lat, w obrębie stożka zdeponowanych zostało blisko 97 mln m<sup>3</sup> osadów. Około 1500 lat temu rozpoczął się trwający 1000–700 lat okres stagnacji. Przerwa w agradacji obszaru lądowego i ustabilizowanie pozycji linii brzegowej sprzyjały uformowaniu rozległego wału wydmy, o wysokości dochodzącej do 12 m n.p.m., którego okres stabilizacji mieści się w przedziale od 1689 do 1099 lat BP (ryc. 7). Jest to najbardziej charakterystyczny element ukształtowania terenu lądowej części stożka ujściowego.

Okres stagnacji zakończył się około 1000–700 lat temu. Poza wiekiem i kształtem wydmy przybrzeżnych wskazują na to wynoszące od 752 do 582 lat BP, daty radiowęglowe muszli morskich pochodzących z osadów piaszczystych czoła delty. Ponadto doskonałym źródłem informacji, dokumentującym znaczną część tego etapu rozwojowego, są zachowane mapy historyczne (ryc. 9). Umożliwiły one wzbogacenie informacji uzyskanych na podstawie rozpoznania geologicznego, w tym wyników datowań OSL i <sup>14</sup>C, o kolejny, bliższy współczesności okres czasu. Mapy powstawały od końca XVI wieku w celu wskazania bezpiecznej trasy dla statków zawiązających do portu w Gdańsku. Przedstawiają one m.in. przebieg linii brzegowej oraz układ kanałów rozprwadających i mielizn w obrębie podwodnej części stożka. W czasie trwania drugiego etapu rozwoju stożka zdeponowanych zostało około 82 mln m<sup>3</sup> materiału klastycznego.



Ryc. 8. Przekrój geologiczny przez strefę brzegową w rejonie Brzeźna  
Fig. 8. Geological cross-section through the coastal zone in the vicinity of Brzeźno



Ryc. 9. Plan rejonu ujścia Wisły Martwej – stan z roku 1674 (Archiwum Państwowe w Gdańsku, MP-1247, s. 31)  
 Fig. 9. Plan of the Dead Vistula outlet in the year 1674 (State Archive in Gdańsk, MP-1247, p. 31)

Akumulacja materiału klastycznego w obrębie stożka ujściowego Wisły Martwej zakończyła się definitywnie w roku 1840 wraz z powstaniem nowego ujścia tzw. Wisły Śmiałej. Poczynając od tej daty, pozbawiony dostaw materiału stożek podlega intensywnej erozji morskiej. Już pod koniec XIX wieku wkraczające w głąb lądu morze czyniło coraz większe zniszczenia i dlatego ówczesne władze podjęły decyzję o umocnieniu brzegu, a linia tych umocnień utrzymywana jest do dnia dzisiejszego.

Erozja powodowała nie tylko przemieszczanie się linii brzegowej, ale również gwałtowne zmiany w morfologii podbrzeża. W okresie akumulacji materiału profil dna opadał łagodnie w kierunku otwartego morza, gdzie powstawały liczne wypłycenia i mielizny. Natomiast obecnie profil dna opada gwałtownie do głębokości około 4 m, a jego powierzchnia obniżyła się lokalnie nawet o 5 m (ryc. 10), co spowodowało ubytek około 10 mln m<sup>3</sup> osadów.

#### WNIOSKI

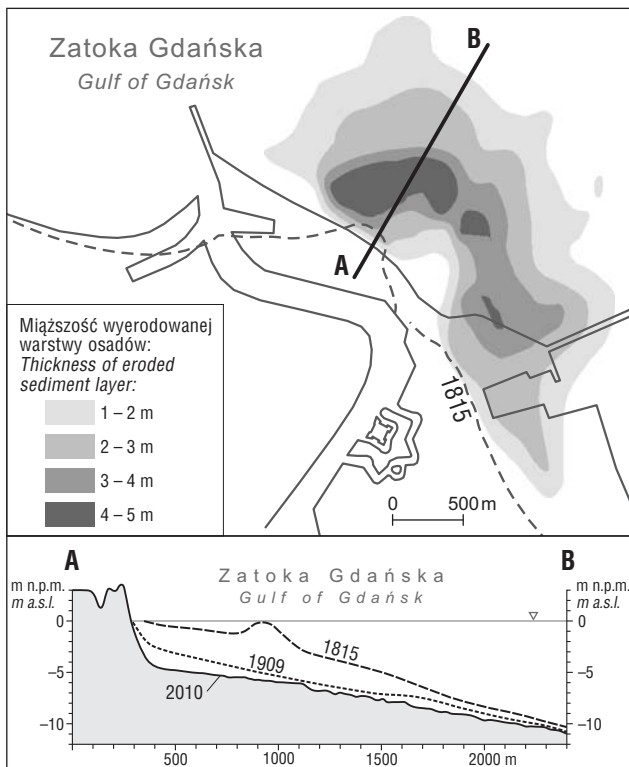
Przedstawione wyniki badań dostarczyły pierwszych udokumentowanych geologicznie informacji na temat przebiegu i tempa rozwoju stożka ujściowego Wisły w rejonie Gdańska.

Ujście Wisły w tym miejscu powstało około 3–2,5 tys. lat temu. Rozwój stożka ujściowego nie przebiegał w stałym tempie. Wyróżniono dwa okresy intensywnej akumulacji (3–1,5 tys. lat BP i 1400–1840 AD), rozdzielone okresem stagnacji (1500–600 lat BP). W pierwszym okresie zdeponowanych zostało około 97 mln m<sup>3</sup> osadów przy średnim tempie wynoszącym 60–100 tys. m<sup>3</sup> rocznie. W drugim okresie akumulacji przybyło kolejne około 82 mln m<sup>3</sup> materiału, co daje średnie tempo około 100–150 tys. m<sup>3</sup> rocznie.

Dla porównania w okresie 1840–1890 na stożku ujściowym Wisły Śmiałej zgromadziło się około 109 mln m<sup>3</sup> osadów (Lierau, 1892), z czego wynika średnie tempo akumulacji wynoszące około 2,2 mln m<sup>3</sup> rocznie. Podobnie jest w przypadku współczesnego stożka ujściowego Wisły pod Świbnem (przekopu Wisły), gdzie w latach 1895–2000 zgromadzonych zostało około 133 mln m<sup>3</sup> osadów, a średnie tempo ich akumulacji wynosiło około 1,3 mln m<sup>3</sup> na rok (Koszka & Jegliński, 2009).

Jak widać badany stożek ujściowy Wisły Martwej rozwijał się znacznie wolniej, zarówno w porównaniu z tempem akumulacji materiału przy ujściu Wisły Śmiałej, jak i przekopu Wisły. Można wskazać kilka przyczyn takiego stanu rzeczy. Przede wszystkim należy zwrócić uwagę, że ujście Wisły w rejonie Gdańska było jednym z kilku ujść





**Ryc. 10.** Zmiany podwodnej części stożka ujściowego Wisły Martwej po roku 1815

**Fig. 10.** Changes of the underwater part of the Dead Vistula outlet cone after year 1815

funkcjonujących jednocześnie w obrębie delty i z tego powodu tylko część osadów transportowanych Wisłą docierała w rejon omawianego stożka. Ponadto przed XIV wiekiem nie istniały na Żuławach wały przeciwpowodziowe, przez co znaczna część osadów deponowana była również na równi deltowej. Natomiast w czasie tworzenia się stożka ujściowego Wisły Śmiałej odpływ wód do Zalewu Wiślanego był już mocno ograniczony przez śluzy, a powódzie na Żuławach były sporadyczne. W przypadku przekopu Wisły, jest to obecnie jedyne ujście Wisły do morza, a na Żuławach w ciągu ostatniego stulecia nie występowały powódzie.

Przeprowadzone badania dowodzą również, że wraz z upływem czasu ilość dostarczanego do ujścia materiału klastycznego maleje. W przypadku przekopu Wisły w ciągu pierwszych 40 lat materiał gromadził się w średnim tempie osiągającym 2 mln m<sup>3</sup> na rok, natomiast w latach 1970–2000 tempo to wynosiło już tylko 700 tys. m<sup>3</sup> na rok (Koszka & Jegliński, 2009). Jest to informacja istotna, ponieważ omawiany stożek ujściowy Wisły Martwej kształtował się na przestrzeni znacznie dłuższego okresu czasu zarówno w odniesieniu do okresu kształtowania stożka ujściowego Wisły Śmiałej, jak i przekopu Wisły. Nie bez znaczenia jest również fakt, że w efekcie powstania Wisły Śmiałej, jak i przekopu Wisły bieg rzeki uległ za

każdym razem skróceniu o kilkanaście kilometrów, przez co wrosła oddziaływanie erozyjne rzeki oraz zdolność do transportu osadów.

Przedstawione wyniki badań dotyczą stosunkowo niewielkiego fragmentu delty Wisły, zarówno w ujęciu przestrzennym, jak i czasowym, ale widać w ich świetle potrzebę kontynuowania prac na większą skalę, tak aby w przyszłości możliwe było wiarygodne odtworzenie rozwoju całego obszaru delty Wisły.

## LITERATURA

- BOGACZEWSKA-ADAMCZAK B., MIOTK-SZPIGANOWICZ G., USCINOWICZ SZ., JEGLIŃSKI W., DZIENGO M. & BEJROWSKA K. 2010 – Kopalna laguna na obszarze tarasu nadmorskiego między Gdańskiem a Sopotem. [W:] Streszczenia wystąpień IX konferencji, Geologia i geomorfologia pobrzeża i południowego Bałtyku. Ustka 31 maj–1 czerwiec 2010. Akad. Pom. w Słupsku: 7–9.
- KOSZKA-MAROŃ D. & JEGLIŃSKI W. 2009 – Development of the Vistula river mouth fan. [W:] Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 160 (2): 137–141.
- FOLK R.L. & WARD W.C. 1957 – Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *J. Sedim. Petrol.*, 27 (1): 3–27.
- FRANKOWSKI Z. & ZACHOWICZ J. 2007 – Baza danych geologiczno-inżynierskich wraz z opracowaniem atlasu geologiczno-inżynierskiego aglomeracji trójmiejskiej. Państw. Inst. Geol. – Państw. Inst. Bad., (arch. 942), Gdańsk-Warszawa.
- LIERAU 1892 – Der Dünenbruch der Weichsel bei Neufähr im Jahre 1840 und die Entwicklung der neuen Weichselmündung bei Neufähr von 1840 bis 1890. [W:] Zeitschrift für Bauwesen, Jrg. XLII, Berlin: 30–40.
- MIOTK-SZPIGANOWICZ G. & USCINOWICZ SZ. 2008 – Vistula Lagoon, Vistula Spit and coastal peatlands. [W:] Lisicki S. (red.) Quaternary of the Gulf of Gdańsk and lower Vistula Regions in northern Poland. Sedimentary environments, stratigraphy and palaeogeography. Abstracts book of International Field Symposium of the INQUA Peribalticum Grup. Frombork 14–19 September 2008. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 70–75.
- MOJSKI J.E. 1988 – Development of the Vistula River Delta and evolution of the Baltic Sea, an attempt to chronological correlation. *Geological Survey of Finland, Special Papers*, 6: 39–51.
- MOJSKI J.E. 1995 – An outline of the evolution of the southern Baltic area at the end of the last glaciation and beginning of the Holocene. *Biul. Perygl.*, 34: 167–176.
- PASSEGA R. & BYRAMJE R. 1969 – Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentology*, 13, Elsevier, Amsterdam: 232–252.
- USCINOWICZ SZ. 2006. – A relative sea-level curve for Polish Southern Baltic Sea. [W:] *Quaternary International*, 145–146: 86–105.
- USCINOWICZ SZ. 2003 – The Southern Baltic relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement. *Polish Geological Institute, Special Papers*, 10: 1–79.
- USCINOWICZ SZ., MIOTK-SZPIGANOWICZ G., KRAPIEC M., WITAK M., HARFF J., LÜBKE H. & TAUBER F. 2011 – Drowned forests in the Gulf of Gdańsk (Southern Baltic) as an indicator of the Holocene shoreline changes. [W:] J. Harff, S. Björck, P. Hot (red.) *The Baltic Sea Basin*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg: 221–234.
- USCINOWICZ SZ. & ZACHOWICZ J. 1993 – Mapa geologiczna dna Bałtyku 1 : 200 000, arkusz Gdańsk. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- USCINOWICZ SZ., ZACHOWICZ J., MIOTK-SZPIGANOWICZ G. & WITKOWSKI A. 2007 – Southern Baltic sea-level oscillations: New radiocarbon, pollen and diatom proof of the Puck Lagoon. [W:] Harff J., Hey W., Tetzlaff D. (red.) *Coastline Changes: Interrelation of Climate and Geological Processes*. The Geological Society of America, Special Paper, 426, Boulder, Colorado: 143–158.

Praca wpłynęła do redakcji 11.01.2013 r.  
Akceptowano do druku 8.02.2013 r.