

# Hydrodynamiczne i litodynamiczne przydenne procesy dalekiego przybrzeża morza bezpływowego. Część 2

Dr Magdalena Stella

Instytut Budownictwa Wodnego PAN w Gdańsku

Ruch osadów dennych rozpoczyna się przemieszczeniem pojedynczych ziaren i w odpowiednich warunkach może przejść, poprzez tworzenie się zmarszczek, do ruchu masowego. Pierwsza faza ruchu zależy od bilansu sił działających na pojedyncze cząstki osadu dennego. W bilansie tym uwzględnia się ciężar ziarna, opór hydrodynamiczny, siłę unoszenia oraz siłę bezwładności. Przepływ wody wprawia w ruch cząstki osadu przez przekazywane z kolumny wody na dno naprężenia styczne (ścinające), na powstawanie których mają wpływ zarówno fale, jak i prądy [11, 13, 16].

Istotne jest określenie reżimu ruchu osadów, czyli zbadanie, czy w badanym obszarze występuje znikomy ruch pojedynczych ziaren, intensywny ruch prowadzący do powstawania zmarszczek dennych, czy też masowy transport osadów. Wykorzystuje się do tego parametr Shieldsa, który reprezentuje bezwymiarowe przydenne naprężenie styczne i służy do precyzyjnego określenia reżimu ruchu osadów dennych. Parametr ten można zapisać w formie ogólnej (1) z wykorzystaniem prędkości tarcia  $u_f$  odzwierciedlającej przydenne naprężenie ścinające  $\tau$  wyrażone wzorem (2):

$$\theta = \frac{u_f^2}{(s-1)gd} \quad (1)$$

gdzie:

$s$  – stosunek gęstości szkieletu gruntowego dna do gęstości wody ( $s = \frac{\rho_s}{\rho_w}$ , dla piasku kwarcowego  $s \approx 2,65$ ),  
 $d$  – średnica ziaren.

$$\tau = \rho u_f^2 \quad (2)$$

Parametr  $\tau$ , a co za tym idzie, również  $u_f$  jest zależny od prędkości przepływu wody na górnej granicy warstwy przyściennej (przydennej) oraz szorstkości dna. Dokładne wyznaczenie prędkości tarcia jest utrudnione przez istnienie ruchu dna morskiego wywołanego oddziaływaniem wymuszeń hydrodynamicznych [1, 16]. Parametr Shieldsa zdefiniowany w sposób ogólny (1) nie uwzględnia zatem występowania form dennych. Zastosowanie takiej postaci równania wiąże się z pominięciem charakterystyk materiału dennego i form dennych, które wraz z warunkami przepływu są istotnym elementem wpływającym na ruch osadów w warunkach naturalnych [11]. W przypadku rozważań początku ruchu cząstek osadu, gdy tarcie wywołane przez formy denne jest relatywnie małe, czy też gdy formy denne są rozmywane przez masowy ruch osadów (ang. *sheet flow*) podczas silnych przydennych falowo-prądowych przepływów, można skorzystać z uproszczonego podejścia. W takim przypadku w obliczeniach pomija się szorstkość powstałą w wyniku obecności form dennych, a uwzględnia się tylko tarcie denne powstałe na skutek „piaskowej” szorstkości dennej, czyli tworzonej przez ziarna osadów [1, 13, 16]. W takim rozwiązaniu parametr Shieldsa zapisany jest w postaci [13]:

$$\theta_{2,5} = \frac{1}{2} f_{2,5} \frac{(a_{1m} \omega)^2}{(s-1)gd} \quad (3)$$

gdzie:

$f_{2,5}$  – współczynnik tarcia opisany wzorem [13]:

$$f_{2,5} = \exp \left[ 5,5 \left( \frac{r}{a_{1m}} \right)^{0,2} - 6,3 \right] \quad (4)$$

W równaniach (3) oraz (4)  $a_{1m}$  jest amplitudą wywołanych falowaniem poziomych przydennych wychyleń elementów wody  $a_{1m} = \frac{U_{1m}}{\omega}$ ;  $U_{1m}$  to maksymalna przydenne prędkość w oscylacyjnym przepływie pochodzenia falowego;  $U(\omega t)$  opisuje prędkość oscylacyjnego ruchu przydennego  $U(\omega t) = U_{1m} \sin(\omega t)$ , a  $r$  oznacza hydrauliczną szorstkość (ang. *hydraulic roughness*), którą najczęściej definiuje się jako  $r = 2,5d_{50}$ .

Zakłada się, że warunkiem początku ruchu pojedynczych ziaren jest wartość  $\theta_{2,5}$  większa niż 0,05. Gdy wynosi ona między 0,2 a 0,3, można zaobserwować intensywniejszy ruch osadów prowadzący do powstania zmarszczek dennych. Natomiast ruch osadu o charakterze masowym, gdzie następuje rozmycie form dna, charakteryzuje się wartościami  $\theta_{2,5}$  równymi lub większymi niż 0,8 [16].

W analizie naprężeń stycznych nad dnem ukształtowanym przez falowe przydenne ruchy oscylacyjne należy pamiętać również o wpływie tarcia dennego nie tylko wynikającego z „naskórkowej” szorstkości dna, ale także powstałego wskutek obecności ruchomego dna. Kaczmarek [5] zaproponował wprowadzenie w sposób iteracyjny tak zwanej ekwiwalentnej szorstkości dna  $k_e$ . Parametr  $k_e$  wiąże z sobą ogólną szorstkość wynikającą z budujących dno morskie ziaren piasku z efektami wleczenia. W dalszych badaniach na podstawie doświadczeń laboratoryjnych Kaczmarek [6] opracował przybliżone wzory opisujące szorstkość  $k_e$  jako funkcje parametru Shieldsa opisane wzorami (5) i (6).

$$k_e = 47,03d\theta_{2,5}^{-0,658} \text{ dla regularnych fal sinusoidalnych} \quad (5)$$

$$k_e = 26,64d\theta_{2,5}^{-0,71} \text{ dla fal nieregularnych} \quad (6)$$

## ROZKŁADY KONCENTRACJI I NATĘŻENIE RUCHU OSADÓW

Ważnym elementem w badaniu ruchu osadów jest znajomość jego natężenia. Natężenie transportu osadów jest zdefiniowane jako ilość przenoszonoego w jednostce czasu osadu i może być wyrażone jako funkcja prędkości i koncentracji osadów [4]:

$$q(t) = \int_0^h u_s(z,t) \times c(z,t) dz = \int_0^h \phi(z,t) dz \quad (7)$$

gdzie:

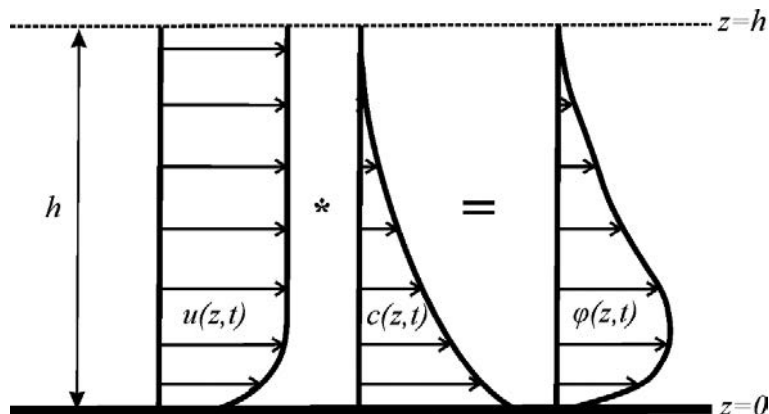
$h$  – głębokość,

$z$  – odległość od dna,

$u_s(z,t)$  – pozioma składowa prędkości cząsteczki osadu, która może być szacowana jako równa poziomej składowej prędkości otaczającego płynu,

$c(z,t)$  – bezwymiarowa wielkość obliczona jako iloraz objętości stałych cząstek i objętości mieszaniny wodno-gruntowej,

$\phi(z,t)$  – strumień osadu.



Rys. 1. Schemat obliczeń natężenia transportu osadów [4]

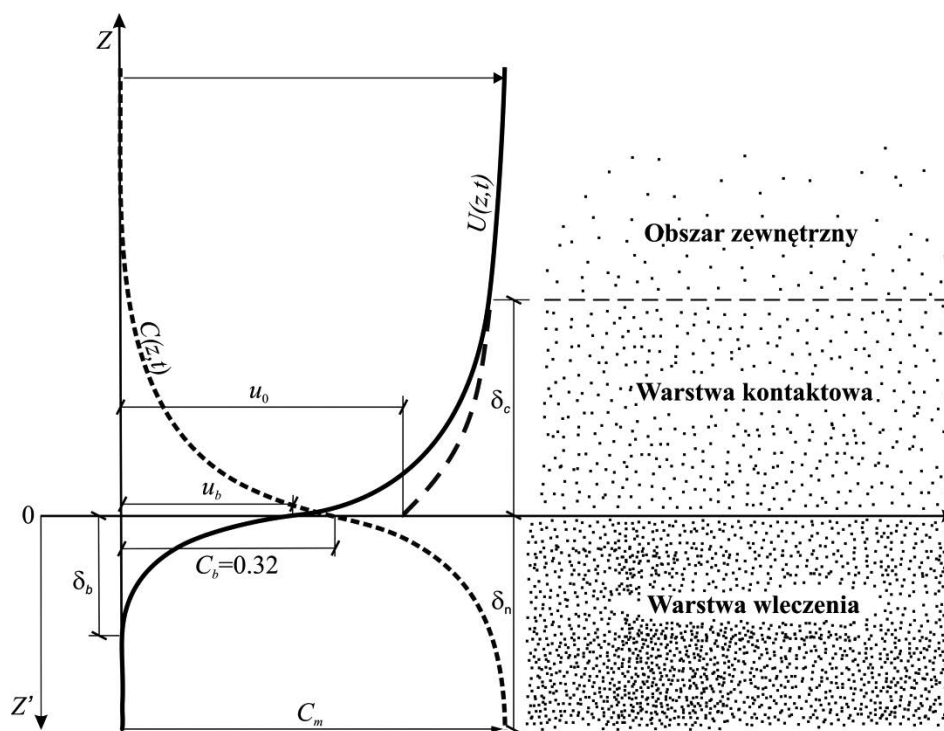
Schemat obliczeń transportu osadów przedstawiono na rys. 1. Wiele modeli transportu osadów opiera się na tym podejściu, inne zaś korzystają z bezpośredniej relacji pomiędzy natężeniem transportu osadów a wywołującą go prędkością [4, 12].

W numerycznych modelach dwu- lub trójwymiarowych dotyczących relacji woda – osad ogólnie stosowanym warunkiem brzegowym jest koncentracja osadów dennych. W literaturze dobrze ugruntowane formuły zawierają równania na chwilowe oraz uśrednione w okresie fali koncentracje, przy czym większość jest wyrażona z użyciem bezwymiarowego parametru Shieldsa [10]. Charakter rozmieszczenia zawieszonego osadu silnie zależy między innymi od geometrii samego dna. Najprostszym rozwiązaniem jest oczywiście analiza przeprowadzana na przykładzie płaskiego dna, gdzie koncentracja osadu  $c$  może być opisana jako funkcja jedynie głębokości i czasu, czyli  $c = c(z,t)$ . W przypadku, gdy na dnie znajdują się zmarszczki, skala pionowego rozkładu koncentracji jest rzędu wysokości formy dna [13]. Obecność silnego falowania zdecydowanie zwiększa ilość materiału zawie-

zonego, wpływając znacznie na pionowy rozkład koncentracji. Wpływ ten jednak ograniczony jest do obszaru w sąsiedztwie dna, skutkując przydenną warstwą wysokiej koncentracji osadów. Koncentracja osadu w większych odległościach od dna znacznie rośnie, gdy dodatkowo pojawia się prąd, który wpływa na formy denne oraz zwiększa turbulencję, tym samym wzburzając osad i zwiększając miąższość warstwy materiału zawieszonego. W obu przypadkach koncentracja osadów jest oczywiście największa w bezpośrednim sąsiedztwie dna [10, 13].

#### MODEL MATEMATYCZNY HYDRODYNAMIKI I LITODYNAMIKI FAŁOWO-PRĄDOWEJ WARSTWY PRZYDENNEJ POZA STREFĄ PRZYBOJU

Wiarygodne wartości intensywności transportu osadów można uzyskać, wykorzystując trójwarstwowy model ruchu rumowiska opracowany w IBW PAN [5, 6, 7, 8, 9, 14]. Obej-



Rys. 2. Koncepcja warstw w trójwarstwowym modelu ruchu rumowiska

muje on przydatne procesy dynamiczne dla obszarów zarówno ponad, jak i poniżej teoretycznego poziomu statycznego dna. W modelu tym zakłada się trzy warstwy ruchu osadów (rys. 2):

- (a) warstwa osadów wleczonych – poniżej teoretycznego dna,
- warstwa osadów zawieszonych:
  - (b) warstwa kontaktowa – osady zawieszone blisko dna,
  - (c) obszar zewnętrzny – osady zawieszone w toni wodnej do poziomu swobodnej powierzchni, ale z wykluczeniem warstwy przydennej.

W modelu przyjęto, że warstwy (a) i (b) tworzą razem warstwę przydenną. Między tymi trzema warstwami istnieją znaczne różnice w odniesieniu do transportu rumowiska, dlatego też ruch osadów w każdej z nich jest opisany i obliczany osobno. Kaczmarek i Ostrowski [7] zaproponowali rozwiązanie zagadnienia transportu osadów wleczonych oparte na koncepcji gęstej mieszaniny wodno-gruntowej. Zakłada się w niej, że osady wlezione tworzą mieszaninę wodno-gruntową o wysokiej koncentracji rumowiska. Dominującymi procesami odpowiadającymi za dystrybucję ziaren są tu naprężenia wynikające ze zderzeń cząstek oraz z coulumbowskiego tarcia. W warstwie kontaktowej dominują procesy związane ze zderzeniami cząstek oraz turbulencją, natomiast w obszarze zewnętrznym rozprzestrzenianie się ziaren odbywa się w sposób zdominowany przez procesy dyfuzji i konwekcji [6].

Model ten z powodzeniem zweryfikowano zarówno danymi laboratoryjnymi, jak i terenowymi. Opisuje on intensywny, przydenne transport osadu w warunkach przepływu wywołanego oddziaływaniem falowania oraz obecności prądów. Siłą napędzającą ruch osadów jest naprężenie ścinające wywołane na dnie morskim scharakteryzowanym za pomocą szorstkości ekwiwalentnej.

Powyższe założenia wykorzystano w pracy Ostrowskiego [14, 15] przy modelowaniu transportu osadu oraz krótkoterminowej morfodynamiki wielorewowej strefy brzegowej.

## PRĘDKOŚĆ TARCIA I RUCH OSADÓW

Trójwarstwowy model transportu rumowiska wykorzystany w niniejszej pracy opiera się na założeniach modelu całkowego warstwy przyściennej Fredsøe [3]. Początkowym założeniem jest przedstawienie równania ruchu w warstwie przydennej w postaci:

$$\rho \frac{\partial}{\partial t} (u - U) = \frac{\partial \tau}{\partial z} \quad (8)$$

gdzie:

$\tau$  – przydenne naprężenie styczne,

$U$  – przepływ swobodny na górnej granicy warstwy przyściennej, którą można otrzymać z teorii falowania sinusoidalnego dla różnych warunków falowych.

Zakładając, że profil prędkości w warstwie przydennej zależy od prędkości tarcia  $u_f$ , szorstkości ruchomego dna  $k_e$ , stałej von Karmana oraz od rzędnej  $z$  w następujący sposób

$$u = \frac{u_f}{\kappa} \ln \left( \frac{z''}{k_e/30} \right) \quad (9)$$

Fredsøe [3] całkując równanie ruchu prądowo-falowego przepływu po grubości warstwy przyściennej  $\delta$ , otrzymał równanie opisanie wzorem

$$\frac{\tau(\delta)}{\rho} - \frac{\tau_b}{\rho} = - \int_{k_e/30}^{\delta+k_e/30} \frac{\partial}{\partial t} (U - u) dz \quad (10)$$

a następnie założył, że naprężenie styczne równe jest  $\tau(\delta) = \rho u_{f0}^2$  oraz wprowadził bezwymiarową wielkość  $z_1$ . Wielkość  $z_1$  pozwala na obliczenie rozkładu prędkości tarcia  $u_f(\omega t)$ . W przypadku przepływu, gdzie fala rozchodzi się w kierunku dowolnym względem kierunku przepływu stacjonarnego, stosuje się równania:

$$z_1 = \frac{U \kappa}{u_f^*} \quad (11)$$

$$\frac{1}{u_f^*} = \frac{u_{f0} \cos \alpha}{u_f^2 - u_{f0}^2} + \sqrt{\frac{u_{f0}^2 \cos^2 \alpha}{(u_f^2 - u_{f0}^2)^2} + \frac{1}{u_f^2 - u_{f0}^2}} \quad (12)$$

gdzie:

$u_f^*$  – zmienna pomocnicza.

Zmienna  $\phi(\omega t)$  jest kątem pomiędzy kierunkiem wypadkowego przepływu stacjonarnego i wypadkowym chwilowym przydennym naprężeniem stycznym wyznaczonym z równania

$$\phi = \arcsin \left( \frac{u_f^*}{u_f} \sin \alpha \right) \quad (13)$$

Wykorzystując równanie (8) oraz logarytmiczny rozkład prędkości opisany wzorem (9), Fredsøe [3] uzyskał równanie (14) dla przypadku kolinearnego przepływu falowania i prądu, a równanie (15) dla przypadku różnego kierunku propagacji fali z prądem:

$$\frac{d(z_1)}{d(\omega t)} = \frac{z_1(1+z_1-e^{z_1})}{e^{z_1}(z_1-1)+1} \frac{1}{U} \frac{dU}{d(\omega t)} + \frac{30\kappa}{k_e} \frac{\kappa U + z_1 u_{f0}}{\omega [e^{z_1}(z_1-1)+1]} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} \frac{d(z_1)}{d(\omega t)} = & \frac{z_1(1+z_1-e^{z_1})}{e^{z_1}(z_1-1)+1} \frac{1}{U} \frac{dU}{d(\omega t)} + \\ & + \frac{30\kappa}{k_e} \frac{\sqrt{\kappa^2 U^2 + z_1^2 u_{f0}^2 + 2z_1 \kappa u_{f0} U \cos \alpha}}{\omega [e^{z_1}(z_1-1)+1]} \end{aligned} \quad (15)$$

gdzie:

$u_{f0}$  – prędkość tarcia związana z istnieniem przepływu stacjonarnego na górnej granicy warstwy przyściennej,

$\alpha$  – kąt pomiędzy prądem wiatrowym a kierunkiem propagacji fali.

Dzięki bezwymiarowej wielkości  $z_1$  uzyskuje się grubość warstwy przydennej wyrażoną wzorem

$$\delta = \frac{k_e}{30} (e^{z_1} - 1) \quad (16)$$

Średni przepływ w warstwie przydennej obliczany jest za pomocą formuł wyprowadzonych przez Kaczmarka i Ostrowskiego [9]:

$$\bar{u}(z) = \frac{u_{fc}^2}{\kappa \hat{u}_f} \ln \frac{30z}{k_e} \quad \text{dla } z \in \left[ \frac{k_e}{30}; \frac{\delta_m}{4} + \frac{k_e}{30} \right] \quad (17)$$

oraz

$$\begin{aligned} \bar{u}(z) = & \frac{u_{fc}^2}{\kappa \hat{u}_f} \left( \frac{30z}{7,5\delta_m + k_e} + \ln \frac{7,5\delta_m + k_e}{k_e} - 1 \right) \\ & \text{dla } z \in \left[ \frac{\delta_m}{4} + \frac{k_e}{30}; 2\delta_m + \frac{k_e}{30} \right] \end{aligned} \quad (18)$$

gdzie:

$$\hat{u}_f = \max \{ |u_f(\omega t)| \} \quad (19)$$

$$\delta_m = \max \{ \delta_1, \delta_2 \} \quad (20)$$

zaś  $u_{fc}$  jest prędkością tarcia obliczaną wzorem

$$u_{fc} = \sqrt{\frac{1}{T} \int_0^T |u_f(t)| u_f(t) \cos \alpha(t) d\omega t} \quad (21)$$

$\delta_1$  i  $\delta_2$  są natomiast chwilowymi grubościami warstwy przydennej  $\delta(\omega t)$  dla maksymalnej i minimalnej wypadkowej (falowo-prądowej) prędkości przepływu na górnej granicy warstwy przydennej.

Na górnej granicy warstwy przydennej  $z = 2\delta_m + k_e/30$  uśrednioną w czasie prędkość otrzymuje się na podstawie równania (22)

$$\bar{u} \left( 2\delta_m + \frac{k_e}{30} \right) = \frac{u_{fc}^2}{\kappa \hat{u}_f} \left[ \frac{2\delta_m + \frac{k_e}{30}}{\frac{\delta_m}{4} + \frac{k_e}{30}} + \ln \frac{30 \left( \frac{\delta_m}{4} + \frac{k_e}{30} \right)}{k_e} - 1 \right] \quad (22)$$

Parametr Shieldsa w warunkach oddziaływania fala – prąd wynosi

$$\theta_{max} = \frac{\hat{u}_f^2}{(s-1)gd} \quad (23)$$

Ruch rumowiska oraz wymiana pędu pomiędzy cząstkami osadu w każdej warstwie ma inny charakter, zatem procesy te opisane są w nich różnymi formułami. Na granicy warstw zapewnienie ciągłości opisu ruchu osadu wykonane jest przez „zszycie” równań.

W warstwie wleczenia w zastosowanym modelu założono, że wszystkie frakcje osadu poruszają się na danej rzędnej z tą samą prędkością  $u_b(z', t)$  oraz mają jednakową koncentrację  $c_b(z', t)$ . Współoddziaływanie ziaren w trakcie ruchu wytwarza dwa stany naprężenia. Pierwsze to te wynikające z coulombowskiego tarcia między ziarnami, tak zwane naprężenia „plastyczne”, drugie mają charakter sił lepkości i wynikają ze zderzeń ziaren. Wykorzystując zależności tych naprężeń opisanych przez Sayeda i Savage’a [18], natężenia transportu osadów oblicza się, stosując przydenne naprężenia ścinające wyrażone za pomocą prędkości tarcia  $u_f$ . Na ich podstawie otrzymuje się chwilowe wartości prędkości oraz koncentracji mieszaniny wodno-gruntowej. W tym celu wykorzystuje się poniższe równania [6]

$$\alpha^0 \left( \frac{c - c_0}{c_m - c} \right) \sin \phi \sin 2\psi + \mu_1 \left( \frac{\partial u}{\partial z'} \right)^2 = \rho u_f^2 \quad (24)$$

$$\begin{aligned} \alpha^0 \left( \frac{c - c_0}{c_m - c} \right) (1 - \sin \phi \sin 2\psi) + (\mu_0 + \mu_2) \left( \frac{\partial u}{\partial z'} \right)^2 = \\ = \left( \frac{\mu_0 + \mu_2}{\mu_1} \right) \Big|_{c=c_0} \rho u_f^2 + (\rho_s - \rho) g \int_0^{\delta_n} c dz' \end{aligned} \quad (25)$$

gdzie:

- $\alpha^0$  – stała,
- $c_0$  – koncentracja objętościowa osadów w stanie upłynięcia gruntu, ( $c_0 = 0,32$ ),
- $c_m$  – koncentracja objętościowa osadów w stanie umiarkowanego zagęszczenia gruntu (w spoczynku) w odległości  $\delta_n$  od poziomu teoretycznego dna, ( $c_m = 0,53$ ),

$\phi$  – quasi-statyczny kąt tarcia wewnętrznego, ( $\phi = 24,4^\circ$ ),

$\mu_0, \mu_1$  i  $\mu_2$  – funkcje koncentracji mieszaniny wodno-gruntowej dane wzorami:

$$\frac{\mu_1}{\rho_s d^2} = \frac{0,03}{(c_m - c)^{1,5}} \quad (26)$$

$$\frac{\mu_0 + \mu_2}{\rho_s d^2} = \frac{0,02}{(c_m - c)^{1,75}} \quad (27)$$

Kąt  $\psi$  pomiędzy głównym naprężeniem a osią poziomą jest równy

$$\psi = \frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2} \quad (28)$$

Chwilowe wartości natężenia transportu osadów w warstwie wleczenia oblicza się na podstawie rozkładów koncentracji i prędkości wyznaczanych z równań (24) i (25) zgodnie z wzorem

$$q_b(\omega t) = \int_0^{\delta_b} u(z', t) c(z', t) dz' \quad (29)$$

gdzie:

$\delta_b(\omega t)$  – miąższość warstwy wleczenia.

Kolejną warstwą opisaną w modelu będącą obszarem przejściowym pomiędzy warstwą wleczenia a obszarem zewnętrznym jest warstwa kontaktowa. W warstwie tej zróżnicowanie przemieszczeń poszczególnych frakcji osadu spowodowane jest przede wszystkim przez turbulentne pulsacje oraz chaotyczne kolizje cząstek osadu. W modelu przyjmuje się, że duża koncentracja oraz wzajemne chaotyczne zderzenia ziaren w tej warstwie powodują tłumienie pulsacji turbulentnych. W wyniku tego zjawiska prędkość przemieszczania osadów znacznie różni się od prędkości przepływu otaczającej ich wody. W modelu Kaczmarka i Ostrowskiego [7] do obliczeń koncentracji i prędkości zawiesiny piaszczystej w warstwie kontaktowej zaadaptowano model Deigaarda [2]:

$$\left[ \frac{3}{2} \left( \alpha \frac{d}{w_s} \frac{du}{dz} \frac{2}{3} \frac{s + c_M}{c_D} + \beta \right)^2 d^2 c^2 (s + c_M) + l^2 \right] \left( \frac{du}{dz} \right)^2 = u_f'^2 \quad (30)$$

$$\left[ 3 \left( \alpha \frac{d}{w_s} \frac{du}{dz} \frac{2}{3} \frac{s + c_M}{c_D} + \beta \right)^2 d^2 \frac{du}{dz} c + l^2 \frac{du}{dz} \right] \frac{dc}{dz} = -w_s c \quad (31)$$

gdzie:

- $\alpha$  i  $\beta$  – stałe,
- $w_s$  – prędkość opadania ziaren,
- $c_D$  – współczynnik oporu,
- $c_M$  – współczynnik masy dołączonej,
- $l$  – droga mieszania ( $l = \kappa z$ ).

Wartość  $u_f'^2(\omega t)$  wyznaczana jest z modelu całkowitego Fredsøe [3] dla szorstkości równej  $2,5d$ . Kaczmarek i Ostrowski [7] przyjęli, że szorstkość związana z tym profilem zależy od współczynnika  $\alpha$  oraz że współczynniki  $\alpha$  i  $\beta$  w równaniach (30) i (31) są sobie równe,  $(s + c_M) = 3$  oraz  $c_D = 1$ . Prędkość opadania ziaren  $w_s$  obliczana jest za pomocą formuły zaproponowanej przez van Rijna [6]

$$w_s = \frac{10v}{d} \left( \sqrt{1 + \frac{0,01(s-1)gd^3}{v^2}} - 1 \right) \quad (32)$$

gdzie:

$v = 0,011 \text{ cm}^2/\text{s}$  (lepkość turbulentna wody).

Chwilowe wartości natężenia transportu osadów w warstwie kontaktowej są obliczane z rozkładów koncentracji i prędkości wyznaczanych na podstawie równań (30) i (31) według wzoru

$$q_s(\omega t) = \int_{\frac{k_c}{30}}^{\delta_s} u(z, t) c(z, t) dz \quad (33)$$

W obszarze zewnętrznym koncentracja osadów jest stosunkowo mała. Wzajemne oddziaływania pomiędzy wodą a osadami są w tej warstwie pomijane. Średnią w okresie fali koncentrację oblicza się przy użyciu formuły [17]

$$\bar{c}(z) = \bar{c}(z = \delta_c) \left( \frac{\delta_c}{z} \right)^{\alpha_1} \quad (34)$$

gdzie stała  $\alpha_1$  jest przyjmowana na podstawie doświadczeń i zawiera się w przedziale od 1,5 do 2,1 [15]. W niniejszej pracy przyjęto jej wartość równą 1,5.

Natężenie transportu osadów w tej warstwie wyznaczane jest w sposób uproszczony w oparciu o uśrednioną w czasie prędkość i koncentrację za pomocą wzoru

$$q_{out} = \int_{\delta_c}^h \bar{u}(z, t) \bar{c}(z, t) dz \quad (35)$$

## WYNIKI OBLICZEŃ TEORETYCZNYCH A POMIARY TERENOWE

Zbadano w jakiej odległości od brzegu może wystąpić znaczący ruch osadu, wykorzystując do tego bezwymiarowe naprężenie ścinające uzyskane z warunków falowych analizowanego obszaru. Za pomocą parametru Shieldsa sprawdzono do jakiej głębokości i w jakiej odległości od brzegu (wzdłuż zmierzono-

**Tabl. 1. Procentowy czas występowania wysokości fal znacznych głębokowodnych  $H_s$  i odpowiadających im wysokości fal średniokwadratowych  $H_{rms}$  oraz okresy piku energii widma falowego pomierzone w MLB Lubiatowo w latach 2006 - 2015**

|                                             |               |                 |                 |                 |
|---------------------------------------------|---------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Wysokość fali $H_s$ [m]<br>( $H_{rms}$ [m]) | 2,5<br>(1,77) | 3,0<br>(2,12)   | 3,5<br>(2,47)   | 3,8<br>(2,68)   |
| Okres piku $T_p$ [s]                        | 7,7           | 8,3             | 9,0             | 9,75            |
| Czas trwania w roku [%]<br>([godzin/rok])   | 2,07<br>(181) | 0,83<br>(72,77) | 0,33<br>(29,25) | 0,137<br>(12,0) |

**Tabl. 2. Lokalizacja wystąpienia  $\theta_{2,5} = 0,9$  wraz z odpowiadającymi prędkościami  $U_{1m}$  dla różnych warunków sztormowych i profilów brzegu w różnych miejscach kilometrażu polskiego wybrzeża [KM] pomierzonych w latach 2004 i 2011**

$h$  – głębokość,  $X$  – odległość od brzegu,  $U_{1m}$  – maksymalna przydenna prędkość w oscylacyjnym przepływie pochodzenia falowego

|                 | $H_s = 2,5$ m; $T = 7,7$ s |         |                | $H_s = 3,0$ m; $T = 8,3$ s |         |                | $H_s = 3,5$ m; $T = 9,0$ s |         |                | $H_s = 3,8$ m; $T = 9,75$ s |         |                |
|-----------------|----------------------------|---------|----------------|----------------------------|---------|----------------|----------------------------|---------|----------------|-----------------------------|---------|----------------|
|                 | $h$ [m]                    | $X$ [m] | $U_{1m}$ [m/s] | $h$ [m]                    | $X$ [m] | $U_{1m}$ [m/s] | $h$ [m]                    | $X$ [m] | $U_{1m}$ [m/s] | $h$ [m]                     | $X$ [m] | $U_{1m}$ [m/s] |
| KM 163 (2004)   | 7,84                       | 950     | 0,84           | 10,36                      | 1220    | 0,84           | 12,8                       | 1610    | 0,86           | 14,78                       | 1820    | 0,87           |
| KM 163 (2011)   | 7,9                        | 936     | 0,83           | 10,38                      | 1186    | 0,84           | 13,11                      | 1476    | 0,85           | 15,1                        | 1766    | 0,85           |
| KM 163,5 (2004) | 7,7                        | 1000    | 0,85           | 10,25                      | 1240    | 0,85           | 12,6                       | 1660    | 0,87           | 14,86                       | 1840    | 0,87           |
| KM 163,5 (2011) | 7,88                       | 970     | 0,84           | 10,26                      | 1200    | 0,85           | 13,1                       | 1450    | 0,85           | 15,05                       | 1680    | 0,86           |
| KM 164,0 (2004) | 7,74                       | 940     | 0,85           | 10,14                      | 1210    | 0,85           | 13                         | 1570    | 0,85           | 14,92                       | 1840    | 0,86           |
| KM 164,0 (2011) | 7,94                       | 942     | 0,83           | 10,24                      | 1212    | 0,85           | 13,11                      | 1512    | 0,85           | 15,1                        | 1792    | 0,85           |

nych profili) w warunkach średniego oraz większego sztormu odbywa się bardzo intensywny (masowy) ruch osadów, czyli idąc od strony otwartego morza, w którym miejscu pojawi się pierwszy raz wartość większa niż 0,9. Obliczenia wykonano dla przepływu wywołanego samym falowaniem. Do obliczeń przyjęto następujące wartości fali znacznych na głębokiej wodzie  $H_s$ : 2,5 m; 3,0 m; 3,5 m oraz 3,8 m (tabl. 1). Ostatnia wartość była obliczona na podstawie danych pomiarowych z boi falowej w Morskim Laboratorium Brzegowym w Lubiatowie z okresu od września 2006 do września 2007 oraz od czerwca 2011 roku do marca 2015 i odpowiada wieloletniej tak zwanej efektywnej fali znacznej (zdefiniowanej jako fala, której wysokość przekroczona była nie więcej niż przez 0,137% czasu). Założono następujące reżimy transportu osadów:

- $\theta_{2,5} \in < 0; 0,05 >$  brak ruchu osadów,
- $\theta_{2,5} \in < 0,05; 0,3 >$  bardzo słaby ruch osadów, pojawienie się zmarszczek dennych,
- $\theta_{2,5} \in < 0,3; 0,6 >$  słaby ruch osadów, rozbudowa zmarszczek,
- $\theta_{2,5} \in < 0,6; 0,9 >$  umiarkowanie intensywny ruch osadów, rozmywanie zmarszczek,
- $\theta_{2,5} \in > 0,9$  masowy ruch osadów (ang. *sheet flow*), płaskie dno.

Wyniki obliczeń przedstawiono w tabl. 2. Wynika z nich, że warunkiem wystąpienia masowego ruchu osadów charakteryzującym się wartością  $\theta_{2,5} = 0,9$  jest osiągnięcie maksymalnej prędkości oscylacyjnego przepływu pochodzenia falowego na górnej granicy warstwy przyściennej  $U_{1m}$  wynoszącej około 0,85 m/s. W warunkach umiarkowanego sztormu o wysokościach fal znacznych  $H_s = 2,5 \div 3,0$  m naprężenie styczne prowadzące do masowego ruchu osadów występuje na głębokościach 8 ÷ 10 m, w odległości 950 ÷ 1200 m od brzegu. W warunkach silniejszego sztormu o  $H_s = 3,5$  m zasięg masowego ruchu osadów rozciąga się do głębokości około 13 m (w odległości od brzegu wynoszącej około 1600 m). W przypadku silnego sztormu masowy ruch osadów może mieć miejsce nawet na głębokości 15 m w odległości około 1800 m od linii brzegowej. Mniej intensywny ruch osadów może sięgać zatem znacznie dalej w głąb morza i przyczyniać się do powstawania różnych form dna, takich jak zmarszczki czy fale piaszczyste.

## Ruch osadów

Jak już wcześniej wspomniano, czynnikiem sprawczym transportu osadów jest naprężenie styczne (ścinające), a bezwymiarowe naprężenie styczne  $\theta$  jest wskaźnikiem intensywności tego ruchu. W celu zbadania wpływu różnych sił sprawczych i okoliczności ruchu osadów na jego intensywność (natężenie) obliczono bezwymiarowe przydenne naprężenie ścinające dla przepływu przydenne opisanego w różnych przypadkach:

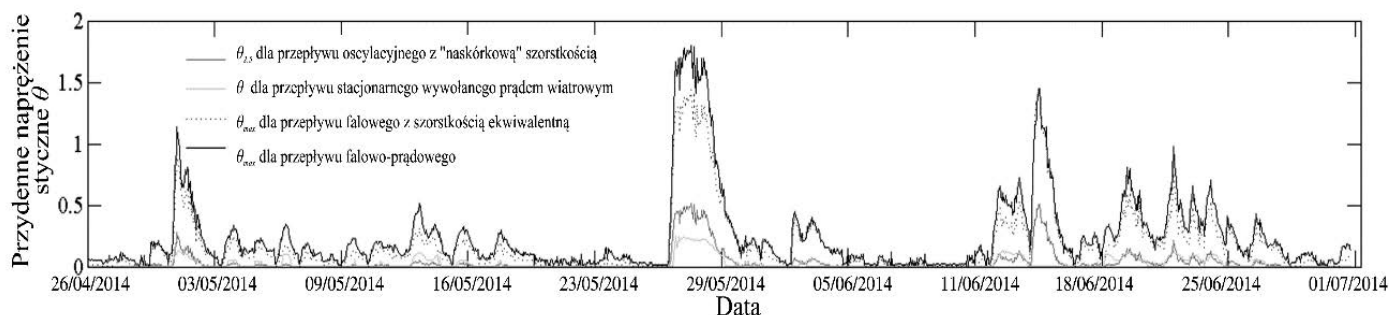
1. Przepływ oscylacyjny wywołany falowaniem. Tarcie denne powstałe na skutek „piaskowej” szorstkości dennej.
2. Przepływ oscylacyjny wywołany falowaniem. Tarcie denne powstałe w wyniku obecności ziaren piasku oraz ruchomego dna, tak zwana szorstkość ekwiwalentna.
3. Przepływ stacjonarny wywołany prądem wiatrowym. Tarcie denne wywołane obecnością form dennych o szorstkości (wysokości)  $k_f = 0,1$  m.
4. Przepływ wynikający z obecności prądu wiatrowego oraz oscylacyjnego ruchu wywołanego falowaniem. Tarcie denne powstałe w wyniku obecności ruchomego dna, tak zwana szorstkość ekwiwalentna.

Danymi wejściowymi (głębokość, warunki falowe, prędkość i kierunek wiatru) do obliczeń w wymienionych powyżej przypadkach były wartości zmierzone na dwóch stacjach pomiarowych. Do realistycznych obliczeń naprężeń stycznych oraz transportu osadów w warunkach naturalnych można wykorzystywać średniokwadratową wysokość fali  $H_{rms}$  oraz okres

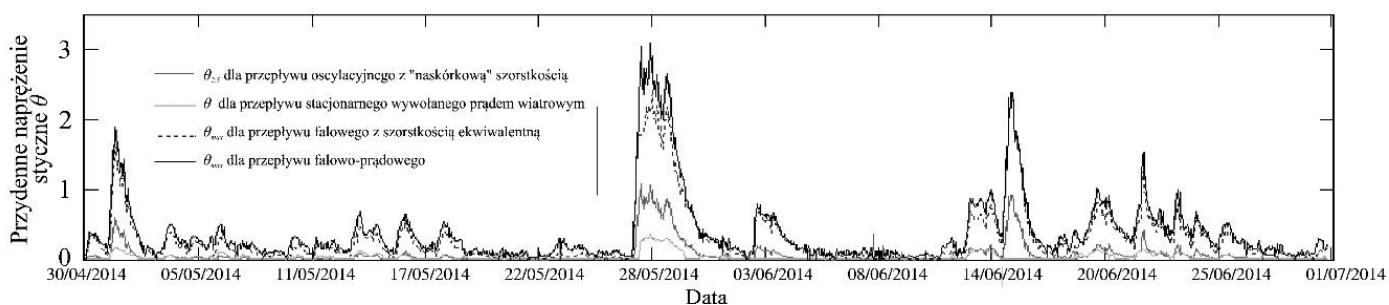
piku fali  $T_p$ . Dane te są zazwyczaj bardziej dostępne niż szereg czasowy wzniesień powierzchni morza z pomiarów. Dlatego też w modelu wykorzystuje się te częściej dostępne parametry fali. Na rys. 3 i 4 przedstawiono wyniki obliczeń wartości naprężeń stycznych obliczanych w różnych warunkach przepływu na podstawie obliczonych wartości prędkości prądu.

Jak widać na wykresach bezwymiarowego naprężenia stycznego (rys. 3 i 4) obecność prądu wiatrowego przy falowaniu sztormowym intensyfikuje ruch osadów. Najbardziej widoczne jest to w przypadku sztormu zarejestrowanego pod koniec maja 2014 roku. Analizując dane pomiarowe oraz wspomniane obliczenia, można wywnioskować, że samo falowanie o wysokości fali znacznej przekraczającej około 1,2 m może wywołać ruch osadów, jednakże gdy pojawia się prąd wiatrowy o średniej prędkości przekraczającej około 0,2 m/s ruch osadów jest zintensyfikowany.

Ponieważ największy wpływ obecności prądu na reżim ruchu osadów zaobserwowano w okresie najwyższego falowania, obliczono naprężenia styczne dla warunków wieloletniej fali efektywnej  $H_e = 3,8$  m,  $T_p = 9,75$  s na głębokości rzędu 17 i 12 m. Prędkość wiatru przyjęto  $w = 14,6$  m/s, co stanowi efektywną prędkość wyznaczoną analogicznie do efektywnej fali znacznej, na podstawie rekonstrukcji klimatu wiatrowego i falowego z czterdziestu czterech lat w projekcie HIPOCAS. Wartość tę uzyskano z lokalizacji znajdującej się około 4 Mm na północ i 12 Mm na wschód od miejsca zakotwiczenia boi falowej. Założono kąt pomiędzy falowaniem a przepływem stacjonarnym równy  $0^\circ$ . Wyniki przedstawiono w tabl. 3.



Rys. 3. Serie wartości obliczonego bezwymiarowego naprężenia stycznego dla różnych przypadków przepływu dla stacji pomiarowej 1 (z wykorzystaniem obliczonych prędkości prądu na podstawie prędkości wiatru)



Rys. 4. Serie wartości obliczonego bezwymiarowego naprężenia stycznego dla różnych przypadków przepływu dla stacji pomiarowej 2 (z wykorzystaniem obliczonych prędkości prądu na podstawie prędkości wiatru)

Tabl. 3. Wyniki obliczeń naprężenia stycznego w różnych warunkach hydrodynamicznych dla wieloletniej efektywnej fali znacznej oraz wiatru

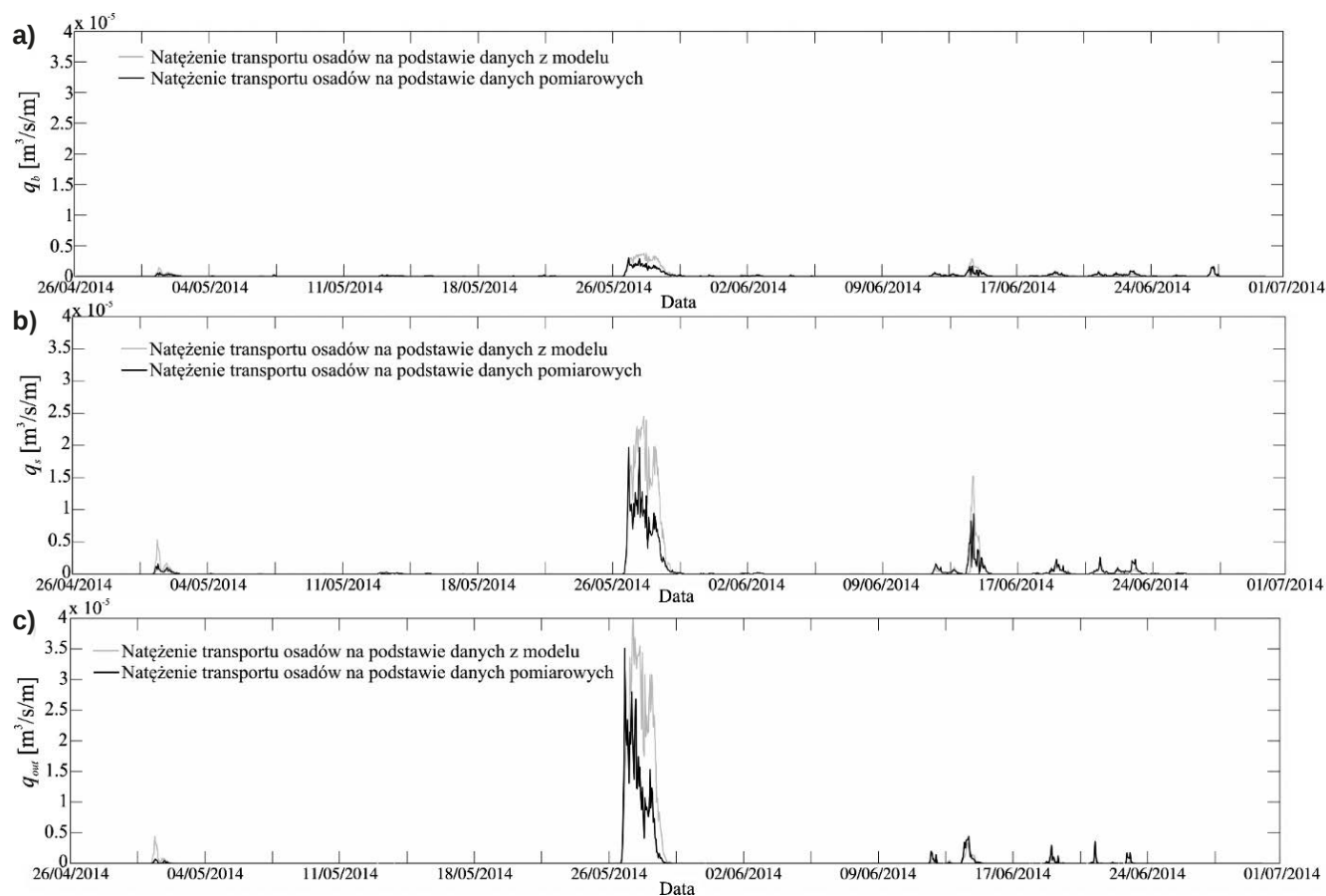
| Naprężenie styczne                                                     | $h = 17 \text{ m}$ | $h = 12 \text{ m}$ |
|------------------------------------------------------------------------|--------------------|--------------------|
| $\theta_{2,5}$ dla przepływu oscylacyjnego z „naskórkową” szorstkością | 1,69               | 2,68               |
| $\theta_{max}$ dla przepływu oscylacyjnego z szorstkością ekwiwalentną | 3,69               | 6,28               |
| $\theta$ dla przepływu stacjonarnego wywołanego prądem wiatrowym       | 0,32               | 0,38               |
| $\theta_{max}$ dla przepływu falowo-prądowego                          | 4,23               | 7,14               |

Okazuje się, że w warunkach silnego sztormu naprężenia powstałe w wyniku przepływu falowo-prądowego są znacznie wyższe niż suma naprężeń dla przepływu stacjonarnego i falowego osobno. Im silniejsze warunki sztormowe, tym silniejszy zdaje się wpływ obecności prądu wiatrowego na ruch osadu.

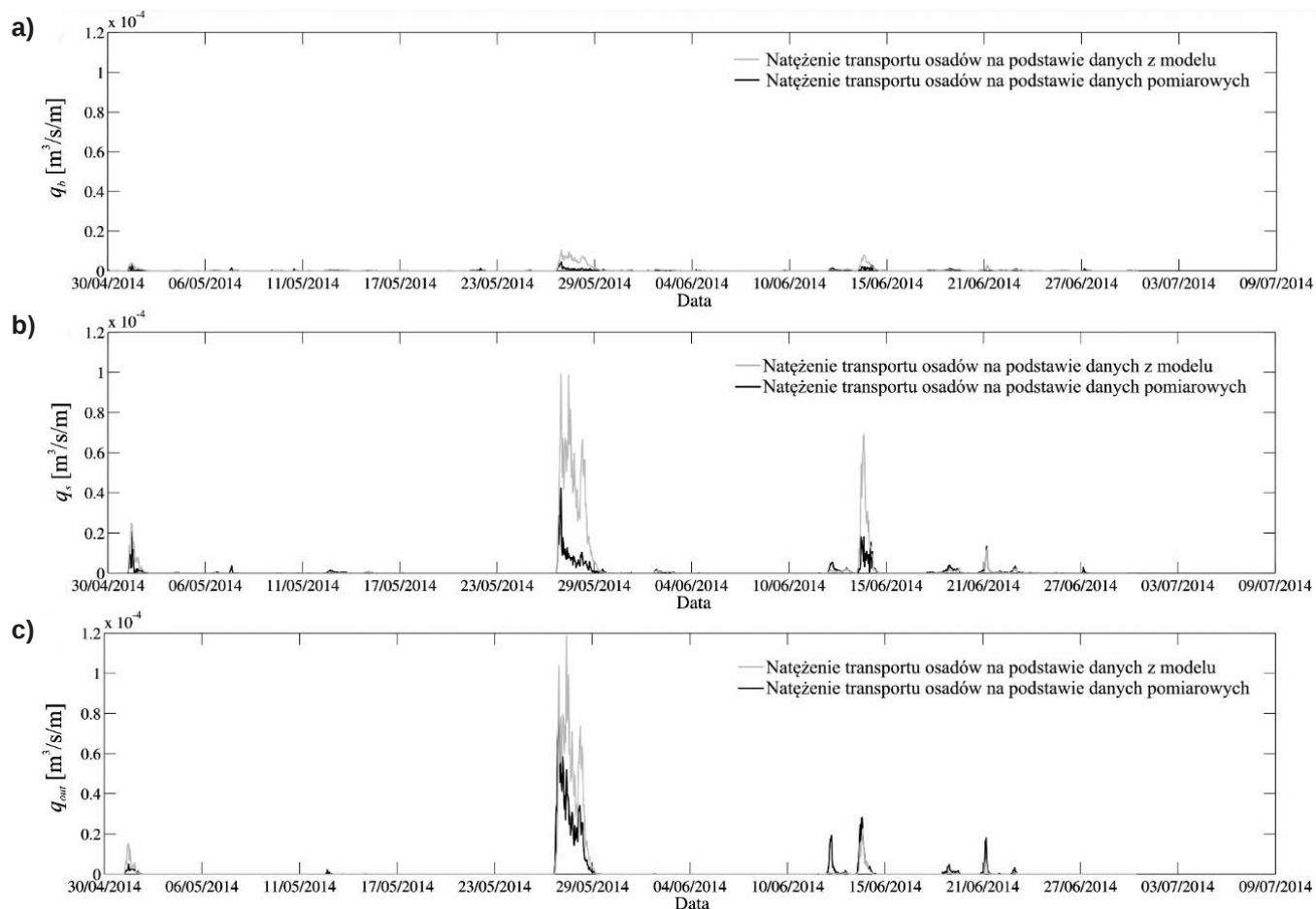
Na podstawie danych pomiarowych oraz obliczonych wartości prędkości przepływu obliczono dodatkowo natężenie transportu osadu w warstwie wleczenia, kontaktowej oraz zewnętrznej dla stacji pomiarowej 1 (rys. 5) oraz stacji pomiarowej 2 (rys. 6). Korelacja (rys. 7 i 8) pomiędzy wynikami uzyskanymi na podstawie pomiarów oraz obliczeń jest silna, ze współczynnikiem korelacji  $r$  rzędu 0,9 dla stacji 1 oraz  $0,7 \div 0,9$  dla stacji 2.

Pomimo dobrej korelacji wszystkich składników transportu osadów można zaobserwować, że natężenie transportu osadów

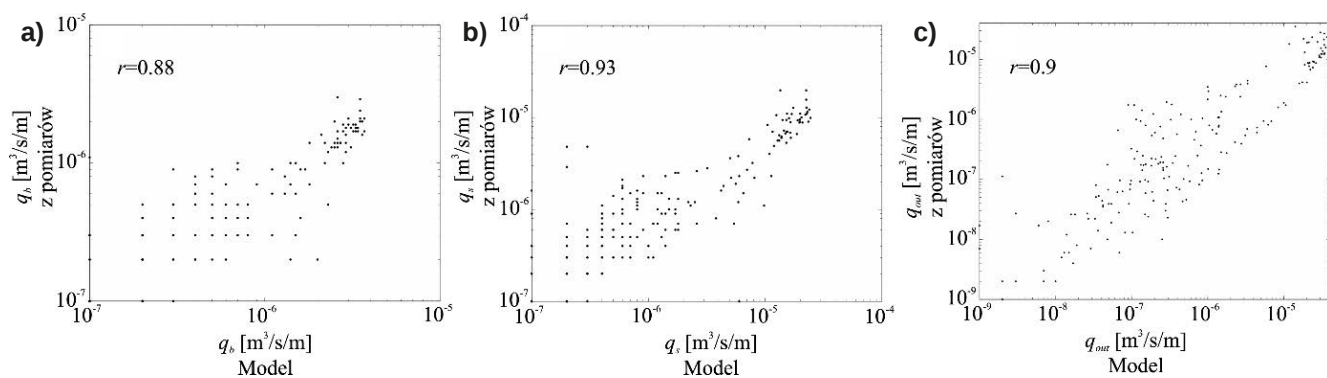
uzyskane z obliczonych wartości przepływu jest w niektórych przypadkach przeszacowane w porównaniu do wyników obliczeń opartych na danych pomiarowych. Z pewnością wynika to z przeszacowań prędkości prądu wiatrowego. Zbyt wysokie wyniki dotyczą każdej z warstw, a najbardziej widoczne są dla dużych wartości natężenia transportu podczas intensywnych warunków hydrodynamicznych. W trakcie okresu pomiarowego można zaobserwować wystąpienie warunków hydrodynamicznych, które wytworzyły naprężenia styczne wystarczające do uruchomienia ruchu osadu w każdej z analizowanych warstw. Wartości natężenia transportu osadów obliczone (na podstawie danych pomiarowych) dla warunków sztormowych pod koniec maja 2014 roku dla stacji pomiarowej 1 osiągają wartości około  $0,3 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s/m}$  w warstwie wleczenia ( $q_b$ ),  $2 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s/m}$  w warstwie kontaktowej ( $q_s$ ) i  $3 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s/m}$  w warstwie zewnętrznej ( $q_{out}$ ). Dla tego samego okresu na stacji pomiarowej 2 wartości te wynoszą około  $q_b = 0,1 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s/m}$ ,  $q_s = 4 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s/m}$  oraz  $q_{out} = 6 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s/m}$ . Ponieważ są to osady drobnoziarniste o średnicy  $d_{50} = 0,13 \text{ mm}$ , w warstwie zewnętrznej ruch jest najintensywniejszy, w sytuacji ziaren o większej średnicy na przykład  $d_{50} = 0,2 \text{ mm}$ , najintensywniejszy ruch osadów odbywałby się w warstwie wleczenia [15]. W celu uświadomienia sobie potencjału akumulacyjnego powyższych wartości, wyobraźmy sobie łapaczkę o szerokości 1 m na dnie morza. W rozważanych ekstremalnych warunkach hydrodynamicznych taka wirtualna łapaczka zgromadziłaby w ciągu godziny  $0,19 \text{ m}^3$  osadu na stacji 1 oraz  $0,4 \text{ m}^3$  osadu na stacji 2.



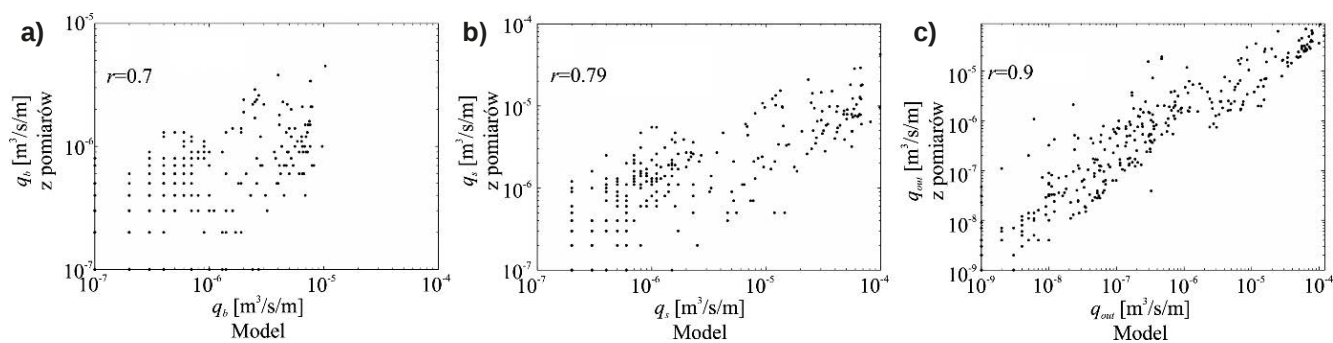
Rys. 5. Natężenie transportu osadów w warstwie wleczenia (a), osadów zawieszonych (b) oraz zewnętrznej (c) dla stacji 1



Rys. 6. Natężenie transportu osadów w warstwie wleczenia (a), zawieszenia (b) oraz zewnętrznej (c) dla stacji 2



Rys. 7. Wykresy rozrzutu natężenia ruchu osadów w warstwie wleczenia (a), zawieszenia (b) oraz zewnętrznej (c) obliczonego na podstawie pomiarów oraz modelu dla stacji pomiarowej 1



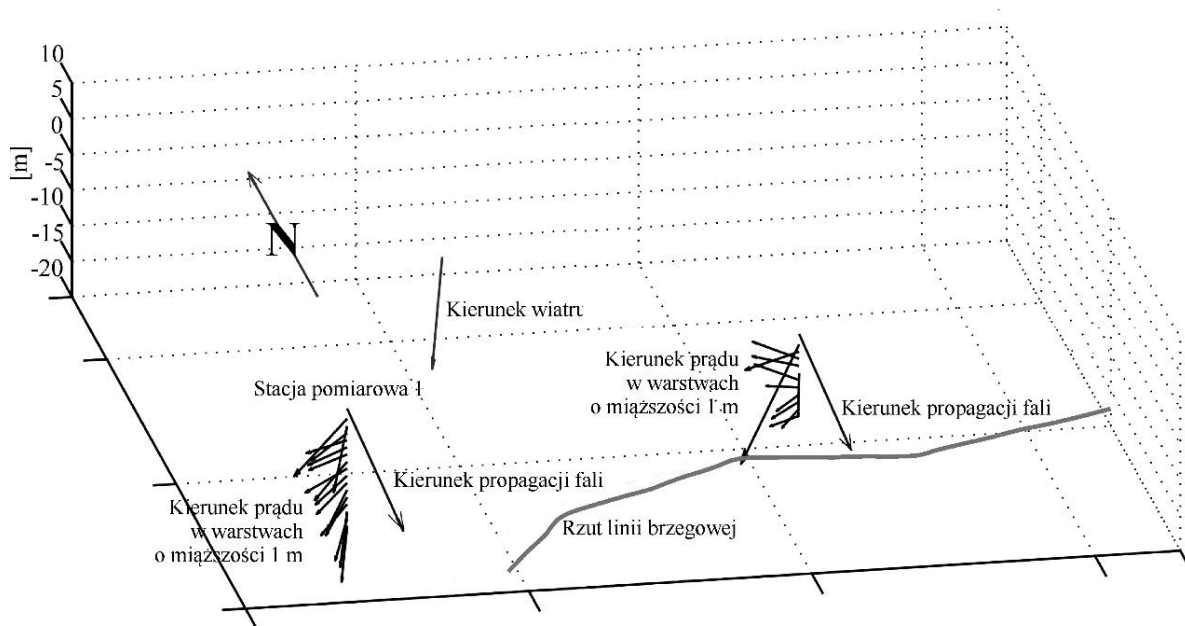
Rys. 8. Wykresy rozrzutu natężenia ruchu osadów w warstwie wleczenia (a), zawieszenia (b) oraz zewnętrznej (c) obliczonego na podstawie pomiarów oraz modelu dla stacji pomiarowej 2

## Przykładowe zdarzenia

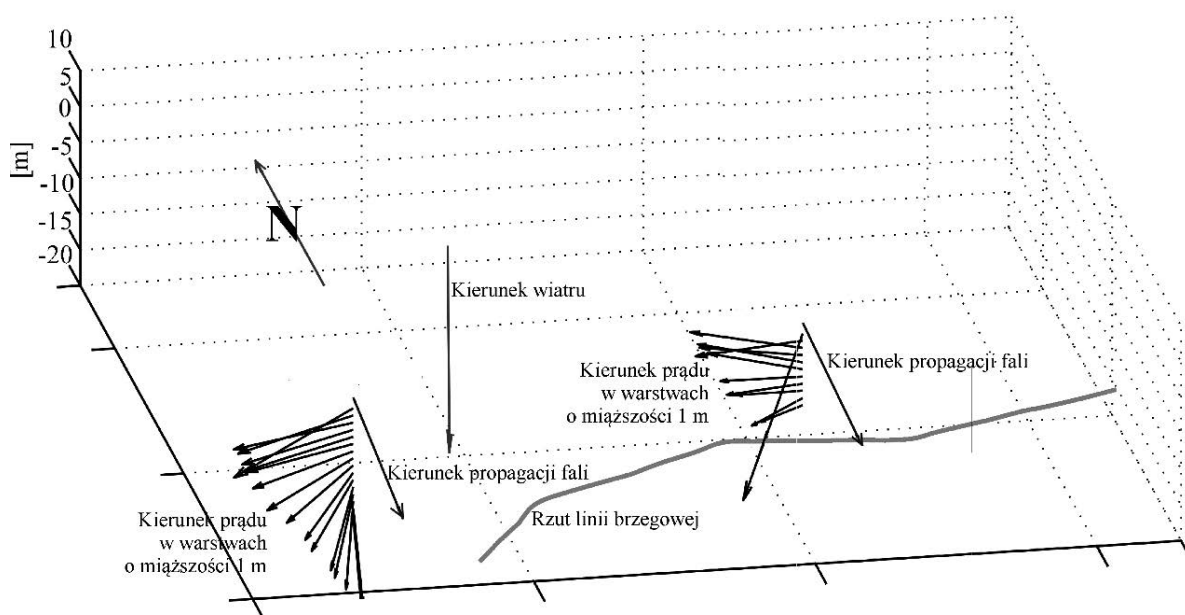
Na podstawie analizy danych pomiarowych zidentyfikowano zdarzenia, podczas których powstały warunki do transportu osadów o większym natężeniu:

- w dniach 1 – 2 maja 2014 roku (rys. 9),
- w dniach 27 – 28 maja 2014 roku (rys. 10),
- w dniach 12 – 13 czerwca 2014 roku (rys. 11),
- w dniach 19 – 20 czerwca 2014 roku (rys. 12),
- w dniach 21 – 23 czerwca 2014 roku (rys. 13).

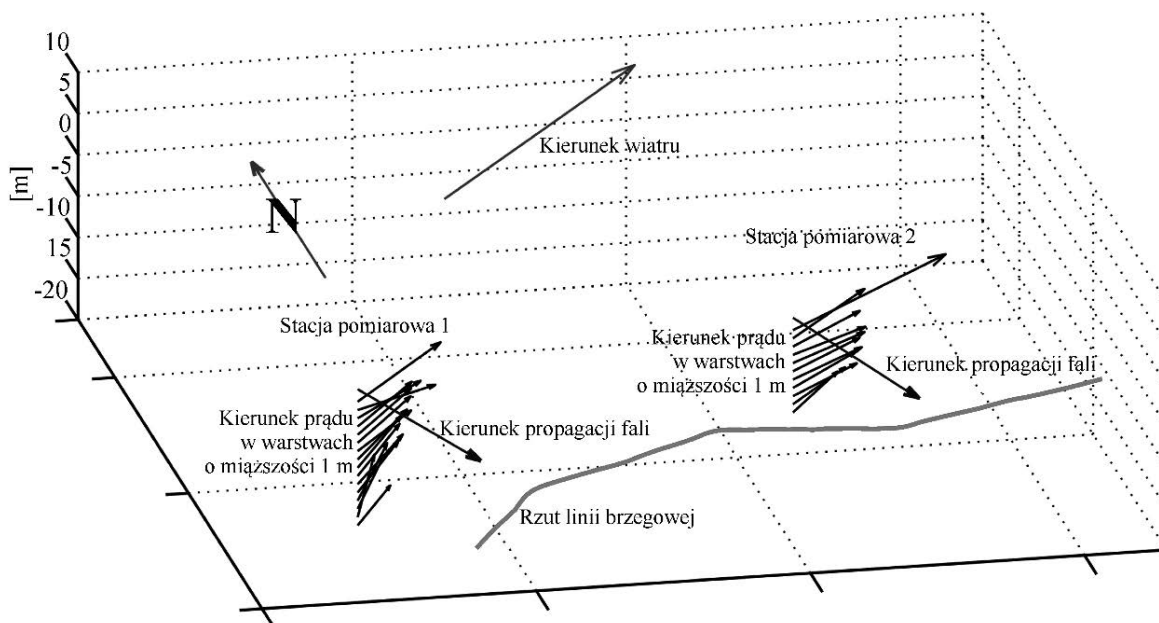
W dniach 1 – 2 maja 2014 roku przepływ wody odbywał się z kierunku północno-wschodniego na stacji pomiarowej 1 i wschodniego na stacji pomiarowej 2. Kierunek prądu na stacji 1 pokrywa się z kierunkiem wiatru, natomiast na stacji 2 można zaobserwować pokrycie kierunku przepływu z kierunkiem wiatru w warstwach powierzchniowych oraz przydennych. Średnia prędkość prądu wynosiła około 0,2 m/s na stacji 1 i 0,19 m/s na stacji 2. Średnia wysokość fali znacznej w danym okresie wynosiła 1,5 m, okres fali wynosił 7,5 s, natomiast średnia prędkość wiatru  $w = 9,5$  m/s. Czas trwania warunków sprzyjających ruchowi osadów to 31 h.



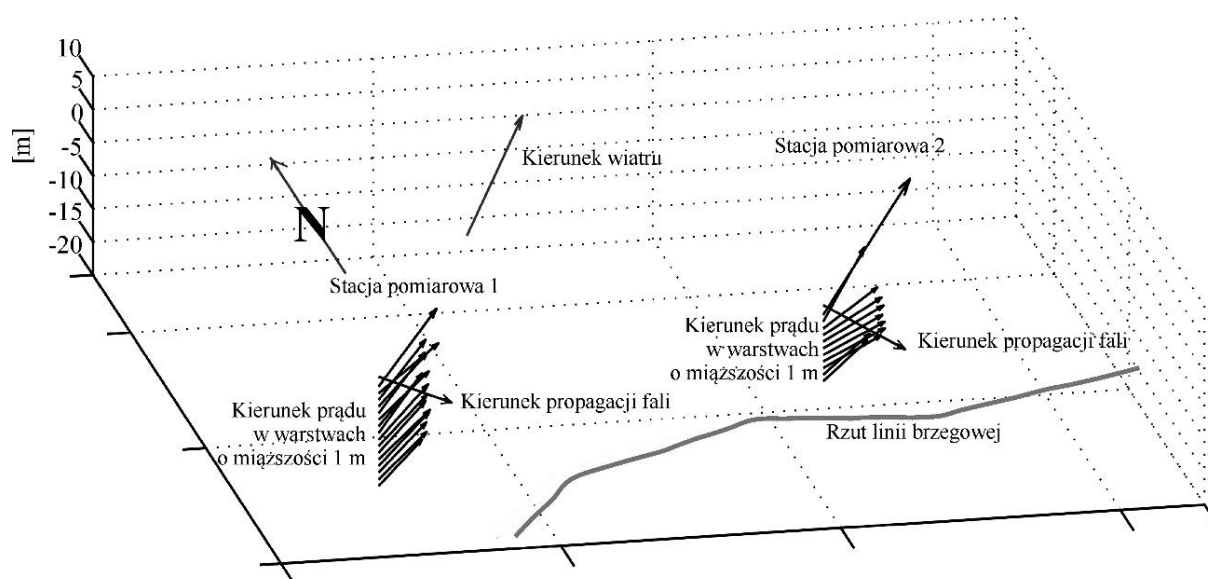
Rys. 9. Schemat średnich wektorów prędkości prądu zmierzonego wraz z kierunkiem wiatru i kierunkiem propagacji fali dla obu stacji pomiarowych w dniach 1 – 2 maja 2014 roku (średnia prędkość wiatru  $w = 9,5$  m/s, średnia wysokość fali znacznej  $H_s = 1,5$  m)



Rys. 10. Schemat średnich wektorów prędkości prądu zmierzonego wraz z kierunkiem wiatru i kierunkiem propagacji fali dla obu stacji pomiarowych w dniu 27 – 28 maja 2014 roku (średnia prędkość wiatru  $w = 13,7$  m/s, średnia wysokość fali znacznej  $H_s = 1,2$  m)



Rys. 11. Schemat średnich wektorów prędkości prądu zmierzonego wraz z kierunkiem wiatru i kierunkiem propagacji fali dla obu stacji pomiarowych w dniach 12 – 13 czerwca 2014 roku (średnia prędkość wiatru  $w = 10,2$  m/s, średnia wysokość fali znacznej  $H_s = 2,4$  m)

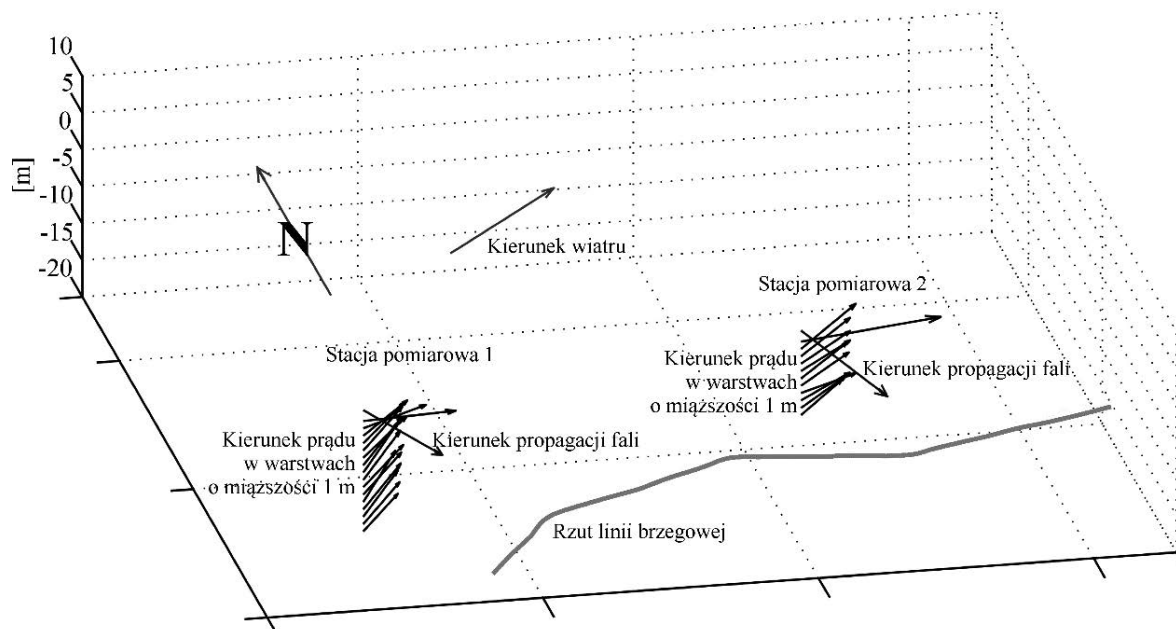


Rys. 12. Schemat średnich wektorów prędkości prądu zmierzonego wraz z kierunkiem wiatru i kierunkiem propagacji fali dla obu stacji pomiarowych w dniach 19 – 20 czerwca 2014 roku (średnia prędkość wiatru  $w = 8,9$  m/s, średnia wysokość fali znacznej  $H_s = 1,3$  m)

W dniach 27 – 28 maja 2014 roku na stacji pomiarowej 2 (z wyjątkiem warstwy powierzchniowej, której kierunek przepływu pokrywa się z kierunkiem wiatru) średni kierunek przepływu w kolumnie wody odchylony jest o około  $40^\circ$  od kierunku wiatru. Dla stacji pomiarowej 1 średni kierunek przepływu w kolumnie wody jest podobny do kierunku wiatru (w szczególności dla warstw przydennych). W obu przypadkach wypadkowy przepływ odbywa się wzdłuż linii brzegowej. Średnia prędkość prądu wynosiła około  $0,4$  m/s na stacji 1 i  $0,36$  m/s na stacji 2. Średnia wysokość fali znacznej w danym okresie wynosiła  $2,5$  m, okres fali wynosił  $7,8$  s, natomiast średnia prędkość

wiatru  $w = 13,74$  m/s. Czas trwania warunków sprzyjających ruchowi osadów to  $39$  h.

W dniach 12 – 13 czerwca 2014 roku widać zgodność średniego kierunku przepływu w kolumnie wody z kierunkiem wiatru dla obu stacji pomiarowych. Przepływ odbywa się wzdłuż brzegu w kierunku północno-wschodnim. Średnia prędkość prądu wynosiła około  $0,41$  m/s dla stacji 1 oraz  $0,46$  m/s dla stacji 2. Średnia wysokość fali znacznej w danym okresie wynosiła  $1,2$  m, okres fali wynosił  $5,64$  s, natomiast średnia prędkość wiatru  $w = 10,20$  m/s. Czas trwania warunków sprzyjających ruchowi osadów to  $30$  h.



Rys. 13. Schemat średnich wektorów prędkości prądu zmierzonego wraz z kierunkiem wiatru i kierunkiem propagacji fali dla obu stacji pomiarowych w dniach 21 – 23 czerwca 2014 roku (średnia prędkość wiatru  $w = 8,4$  m/s, średnia wysokość fali znacznej  $H_s = 1,3$  m)

W dniach 19 – 20 czerwca 2014 roku widać zgodność średniego kierunku przepływu w kolumnie wody z kierunkiem wiatru dla obu stacji pomiarowych. Przepływ odbywa się wzdłuż brzegu w kierunku północno-wschodnim. Średnia prędkość prądu wynosiła około 0,3 m/s dla stacji 1 oraz 0,32 m/s dla stacji 2. Średnia wysokość fali znacznej w danym okresie wynosiła 1,3 m, okres fali wynosił 5,7 s, natomiast średnia prędkość wiatru  $w = 8,9$  m/s. Czas trwania warunków sprzyjających ruchowi osadów to 30 h.

W dniach 22 – 23 czerwca 2014 roku widać zgodność średniego kierunku przepływu w kolumnie wody z kierunkiem wiatru dla obu stacji pomiarowych. Przepływ odbywa się wzdłuż brzegu w kierunku północno-wschodnim. Średnia prędkość prądu wynosiła około 0,24 m/s dla stacji 1 oraz 0,27 m/s dla stacji 2. Średnia wysokość fali znacznej w danym okresie wynosiła 1,3 m, okres fali wynosił 6,3 s, natomiast średnia prędkość wiatru  $w = 8,4$  m/s. Czas trwania warunków sprzyjających ruchowi osadów to 57 h.

Dodatkowo dla każdej sytuacji obliczono średnią ilość osadu, jaka uległaby sedymentacji przez godzinę w wirtualnej łapaczce o wymiarze 1 m. Wyniki przedstawiono w tabl. 4.

Tabl. 4. Ilość osadu jaka odłożyłaby się przez godzinę w wirtualnej łapaczce (o szerokości 1 m) dla każdej z przykładowych sytuacji

| Data                      | Stacja pomiarowa 1<br>[m <sup>3</sup> /godz./m] | Stacja pomiarowa 2<br>[m <sup>3</sup> /godz./m] |
|---------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|
| 1 – 2 maja 2014 roku      | 0,003                                           | 0,017                                           |
| 27 – 28 maja 2014 roku    | 0,080                                           | 0,16                                            |
| 12 – 13 czerwca 2014 roku | 0,016                                           | 0,051                                           |
| 19 – 20 czerwca 2014 roku | 0,005                                           | 0,012                                           |
| 22 – 23 czerwca 2014 roku | 0,003                                           | 0,011                                           |

## PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Uzyskane trójwarstwowym modelem transportu osadów wyniki obliczeń, z których wynika, że średnia ilość osadu na godzinę, jaka uległaby sedymentacji w wirtualnej łapaczce o wymiarze 1 m wynosi nawet 0,16 m<sup>3</sup>, potwierdzają, że przyjmowana tradycyjnie dla południowego Bałtyku wartość tak zwanej głębokości zamknięcia (około 8 m) jest zdecydowanie zaniżona. Wartości natężenia transportu osadów uzyskane w warunkach falowo-prądowego przepływu mogą stanowić dowód na ruch osadu dennego na znacznie większych głębokościach. Taki ruch osadu może powodować zasypywanie wyrobisk powstałych po pracach pogłębiarskich oraz powstawanie form dna o wysokości około 20 cm. Analiza opierała się na danych pomiarowych z dwóch miesięcy, które nie charakteryzują się dużą sztormowością. Można założyć, że w ciągu roku w sezonie sztormowym ma miejsce częstszy oraz intensywniejszy niż w rozważanym okresie transport osadów. Analiza wykazała również, że im silniejsze warunki sztormowe, tym silniejszy wpływ współoddziaływania falowania z prądem wiatrowym na intensyfikację ruchu osadów na dnie morskim.

Wyniki uzyskane dzięki pomiarom oraz obliczeniom teoretycznym pozwoliły na identyfikację mechanizmów transportu osadu poza strefą przyboju, w tak zwanym obszarze dalekiego przybrzeża, gdzie głębokość wynosi od około 12 do około 20 m. Okazuje się, że sam prąd wiatrowy nie jest w stanie wygenerować naprężeń stycznych wystarczających do poruszania piasku na dnie. Ruch oscylacyjny wywołany falowaniem podczas większego sztormu jest wprawdzie w stanie doprowadzić do transportu materiału dennego, jednakże nie o takim natężeniu, jak to jest w przypadku współoddziaływania tych dwóch rodzajów przepływu. Oznacza to, że nieliniowa synergia falowania oraz prądu wiatrowego w warunkach sztormowych może prowadzić do intensywnego ruchu osadów w strefie dalekiego przybrzeża.

## LITERATURA

1. Cerkowniak G. R., Ostrowski R., Stella M.: Wave-Induced Sediment Motion Beyond the Surf Zone: Case Study of Lubiato (Poland). *Archives of Hydro-Engineering and Environmental Mechanics*, 62 (1-2), 2015, 27-39.
  2. Deigaard R.: Modelling of sheet flow: dispersion stresses vs the diffusion concept. Progress Report 74, Institute of Hydrodynamic and Hydraulic Engineering, Technical University of Denmark, 1993, 65-81.
  3. Fredsøe J.: Turbulent Boundary Layer in Wave-current Motion. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110 (8), 1984.
  4. Janssen C.: Sand Transport in Oscillatory flow. A literature review. *Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering*, 1995.
  5. Kaczmarek L. M.: Nonlinear effects of waves and currents on moveable bed roughness and friction. *Archives of Hydro-Engineering and Environmental Mechanics*, 42 (1-2), 1995, 3-27.
  6. Kaczmarek L. M.: Moveable sea bed boundary layer and mechanics of sediment transport. Gdańsk: IBW PAN, 1999.
  7. Kaczmarek L. M., Ostrowski R.: Modelling of a three-layer sediment transport system in oscillatory flow. *Proceedings of 26th Conference on Coastal Engineering*, 1998.
  8. Kaczmarek L. M., Ostrowski R.: Wzdłużbrzegowy transport osadów morskich w świetle modelu mieszaniny wodno-gruntowej i danych terenowych. *Inżynieria Morska i Geotechnika*, 21 (3), 2000, 128-132.
  9. Kaczmarek L. M., Ostrowski R.: Modelling intensive near-bed sand transport under wave-current flow versus laboratory and field data. *Coastal Engineering*, 45 (1), 2002, 1-18.
  10. Lu Y., Li S., Zuo L., Liu H., Roelvink J.: Advances in sediment transport under combined action of waves and currents. *International Journal of Sediment Research*, 30, 2015, 351-360.
  11. Massel S. R.: Procesy hydrodynamiczne w ekosystemach morskich. Gdańsk: Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, 2010.
  12. Nielsen P.: Coastal bottom boundary layers and sediment transport (Tom 4). USA: World Scientific, 1992.
  13. Nielsen P.: Coastal and Estuarine processes (Tom 29). USA: World Scientific, 2009.
  14. Ostrowski R.: A quasi phase-resolving model of net sand transport and short-term cross-shore profile evolution. *Oceanologia*, 45 (2), 2003, 261-282.
  15. Ostrowski R.: Morphodynamics of a Multi-Bar Coastal Zone. Gdańsk: Institute of Hydro-Engineering of the Polish Academy of Sciences (IBW PAN), 2004.
  16. Ostrowski R., Skaja M., Piotrowska D.: Optymalizacja miejsca poboru osadów do sztucznego zasilania brzegów. *Inżynieria Morska i Geotechnika* (5), 2013, 421-431.
  17. Ribberink J. S., Al. Slalem A.: Sediment transport in oscillatory boundary layers in cases of rippled beds and sheet flow. *Journal of Geophysical Research*, 99 (C6), 1994, 12707-12727.
  18. Sayed M., Savage S. B.: Rapid gravity flow of cohesionless granular materials down inclined chutes. *Journal of Applied Mathematics and Physics*, 34, 1983, 84-100.
- Niniejsza praca zawiera elementy rozprawy doktorskiej pt. „Hydrodynamiczne i litodynamiczne przydenne procesy dalekiego przybrzeża morza bezpływowego” (M. Stella, 2018).**