



Szymon Sawczyński

**Zmiany batymetrii i segregacja rumowiska
w obszarze budowli hydrotechnicznych
na przykładzie zapiaszczania torów wodnych**

Rozprawa doktorska

Promotor: dr hab. inż. Leszek M. Kaczmarek

*Ewuni, Kalince
i moim Rodzicom*

Serdecznie dziękuję mojemu promotorowi
dr. hab. inż. Leszkowi M. Kaczmarkowi
za cenne uwagi, poświęcony czas, stworzenie
przyjaznej atmosfery pracy, oraz dobrą szkołę
profesjonalnego podejścia do nauki.

Dr. Jarosławowi Biegowskiemu za wsparcie
merytoryczne i pomoc w przygotowaniu
eksperymentu.

Najbliższym zaś za wyrozumiałość i cierpliwość.

Szymon Sawczyński

Część badań eksperymentalnych oraz teoretycznych, których analizę zaprezentowano w niniejszej pracy przeprowadzono w ramach:

- *Regionalnego Programu Operacyjnego dla Województwa Pomorskiego na lata 2007 – 2013, pt.: „Budowa sieci transferu wiedzy nt. kierunków i możliwości rozwoju badań w laboratorium falowym oraz in situ przy wykorzystaniu innowacyjnej aparatury badawczej”; Oś Priorytetowa: 1. Rozwój i innowacje w MŚP; Działanie: 1.5. Regionalna Sieć Transferu Rozwiązań Innowacyjnych; Poddziałanie: 1.5.2. Wsparcie Regionalnych Procesów Proinnowacyjnych; Umowa nr: UDA RPPM.01.05.02-00-011/08-00;*
- *Badań zleconych przez Instytut Budownictwa Wodnego Polskiej Akademii Nauk w Gdańsku Katedrze Budownictwa i Konstrukcji Budowlanych Uniwersytetu Warmińsko – Mazurskiego w Olsztynie w ramach grantu badawczego rozwojowego nr R04 017 03 zrealizowanego przez Instytut Budownictwa Wodnego Polskiej Akademii Nauk w Gdańsku na zlecenie Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego; zlecenie wewnętrzne nr 523 0612.0301;*
- *Sieci Naukowej „Transport osadów i zanieczyszczeń oraz fizyczna i biologiczna degradacja środowiska wodno – gruntowego w rzekach, ujściach i strefie brzegowej morza (TROIANet)”, finansowanej przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego; Temat 4: Modelowanie i badania eksperymentalne morfologii koryta i odcinka ujściowego rzeki oraz strefy brzegowej morza; Zadanie 4.1: Modelowanie zmian batymetryczno–granulometrycznych w strefie brzegowej oraz w sąsiedztwie budowli hydrotechnicznych: osadników, jam pofulacyjnych oraz torów podejściowych; Umowa: 57/E-84/BWSN-0114/2008.*

Zmiany batymetrii i segregacja rumowiska w obszarze budowli hydrotechnicznych na przykładzie zapiaszczania torów wodnych

Słowa kluczowe:

zmiany batymetrii, tor podejściowy, tempo zapiaszczania, równowaga hydrodynamiczna, liniowe równanie transportu, sortowanie osadów, transport osadów niejednorodnych granulometrycznie, rozkład uziarnienia, modelowanie numeryczne, budowle hydrotechniczne.

ABSTRAKT:

W niniejszej pracy zaprezentowano szczegółową analizę zmian batymetrii i segregacji rumowiska zalegającego na dnie wokół i w obrębie toru wodnego, w procesie jego zapiaszczania.

Zasadniczym *celem pracy* było rozpoznanie zjawisk fizycznych towarzyszących ruchowi rumowiska w sąsiedztwie budowli hydrotechnicznej typu tor wodny lub jama porefulacyjna, w stopniu umożliwiającym określenie (prognozę) natężenia transportu i segregacji osadów piaszczystych wokół budowli, a także tempa zapiaszczania oraz zmian batymetrii w jej obrębie. Rozpoznanie i analiza dynamiki transportu i segregacji osadów oraz zmian batymetrii w sąsiedztwie budowli dotyczyła zarówno warunków falowych, jak i falowo-prądowych.

Sformułowano *tezę pracy*, iż nieuwzględnianie w opisie matematycznym dwukierunkowego (w czasie trwania grzbietu i doliny fali) charakteru transportu osadów oraz pomijanie zmienności w czasie i przestrzeni rozkładów uziarnienia rumowiska budującego dno, prowadzi do znacznych błędów w ocenie zapiaszczania torów wodnych i jam porefulacyjnych.

Zakres pracy obejmuje pięć zasadniczych części. W pierwszej przedstawiono wstęp do pracy, sformułowano tezę oraz określono cel pracy, a także dokonano przeglądu literatury. Część druga ma charakter teoretyczny. Przedstawiono w niej podstawy teoretyczne własnego modelu obliczeniowego opartego na założeniu, że transport rumowiska odbywa się w warunkach tzw. równowagi hydrodynamicznej, tj. gdy strumień osadów podrywanych z dna jest w równowadze ze strumieniem osadów opadających na dno. Założenie to pozwoliło wyrazić natężenie transportu przy pomocy liniowej zależności względem miąższości warstwy gęsto upakowanych i przemieszczających się ruchem postępowym ziaren osadu. W odróżnieniu od tradycyjnego sposobu opisu natężenia transportu nieliniową funkcją rzędnej poziomu dna, zaproponowane w pracy podejście umożliwiło uwzględnienie w opisie teoretycznym dwukierunkowego (w czasie trwania grzbietu i doliny fali) charakteru transportu rumowiska. Włączenie, z kolei, do matematycznego opisu zmian batymetrii jednocześnie zachodzących zmian granulometrycznych rumowiska budującego dno pozwoliło uwzględnić wpływ przestrzennej segregacji osadów na tempo zapiaszczania torów wodnych, co jest jak dotąd niespotykane w literaturze zarówno polskiej, jak i światowej. Ponadto, w pracy przedstawiono procedurę rozwiązania numerycznego proponowanego równania, podkreślając, iż liniowy związek pomiędzy natężeniem transportu rumowiska a miąższością gęsto upakowanych ziaren, będącego w ruchu rumowiska, umożliwił zastosowanie schematu numerycznego MRS „wstecz” – nieobarczonego błędami numerycznymi. Warto podkreślić, iż w przypadkach powszechnie w literaturze rozważanej nieliniowej zależności pomiędzy natężeniem transportu rumowiska a rzędną poziomu dna w rozwiązaniach numerycznych pojawiają się oscylacje wyników, które zazwyczaj są przejawem niestabilności (dyspersyjności) samych schematów numerycznych.

Część trzecia pracy ma charakter empiryczny i poświęcona jest analizie badań laboratoryjnych, w tym badań własnych oraz eksperymentów zaczerpniętych z literatury. Badania własne przeprowadzone podczas eksperymentu *IBW PAN (2010)* dotyczyły pomiarów miąższości warstwy erodowanej oraz zmian batymetrii i jednocześnie zachodzących zmian granulometrycznych osadów budujących dno wokół i w obrębie toru wodnego, zachodzących pod wpływem falowania asymetrycznego. W przypadku danych zaczerpniętych z literatury, uwagę skoncentrowano na pomiarach laboratoryjnych miąższości warstwy akumulowanej w wyniku oddziaływania falowania powierzchniowego – eksperyment *IBW PAN (1996)* oraz pomiarach laboratoryjnych zmian batymetrii w obrębie toru wodnego zachodzących pod wpływem oddziaływania falowania powierzchniowego i prądu równoległego do kierunku propagacji fali (*DELFT HYDRAULICS 1985*) oraz falowania powierzchniowego i prądu prostopadłego do kierunku propagacji fali (*DELFT HYDRAULICS 1992*).

W części czwartej zaprezentowano porównanie wyników modelowania z wynikami pomiarów oraz przedstawiono możliwości zastosowania zaproponowanego modelu do predykcji zjawisk zachodzących w strefie brzegowej morza. W pierwszym etapie skupiono uwagę na eksperymentalnej identyfikacji postulowanej równowagi hydrodynamicznej oraz porównano z wynikami obliczeń rezultaty badań laboratoryjnych (własnych i zaczerpniętych z literatury) zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia osadów w obrębie torów wodnych w warunkach falowych i falowo-prądowych. W drugim etapie zastosowano zaproponowany model do analizy zapiaszczania toru wodnego Portu Łeba oraz projektowanego toru wodnego z Zatoki Gdańskiej do przekopu przez Mierzęję Wiślaną w ramach planowanej drogi wodnej z Zatoki Gdańskiej do portu w Elblągu.

W części piątej stanowiącej niejako zamknięcie pracy, dokonano podsumowania, oceny przydatności zaproponowanego w pracy modelu matematycznego i jego rozwiązania numerycznego, przedstawiono jego aspekty poznawcze i praktyczne tj. możliwości zastosowania w praktyce inżynierskiej do predykcji zjawisk zachodzących w strefie brzegowej morza. Ponadto, przedstawiono perspektywy i kierunki rozwoju badań teoretycznych, jak i eksperymentalnych.

**Bathymetry changes and sediment sorting within coastal structures:
a case of the silting-up of navigation channels**

Keywords:

bathymetry changes, navigation channels, silting-up rates, hydrodynamic equilibrium, linear sediment transport equation, sediment sorting, graded sediment transport, grain size distribution, numerical modelling, coastal structures.

ABSTRACT:

This dissertation contains a detailed analysis of the bathymetry changes and sorting of sediment lying on the seabed within and around coastal structures which occur during the silting-up of navigation channels.

The principal *objective* of the dissertation has been to recognize physical phenomena associated with the motion of sediment near a coastal structure such as a navigation channel or trenches and offshore mining pits so as to be able to predict the sandy sediment transport and sorting rates around coastal structures as well as the bathymetry changes within such structures. The studies and analysis of the dynamics of sediment transport and sorting as well as the bathymetry changes around a coastal structure concerned both wave and wave-induced current conditions.

The following *thesis* has been put forth: a mathematical description that does not include the two-way (during the wave crest and trough) character of sediment transport and excludes temporal and spatial changes in the bed sediment grain-size distribution may lead to large errors in evaluation of the silting-up of navigation channels and offshore mining pits.

The *scope* of the dissertation comprises five parts. The first one contains an introduction, in which the dissertation thesis and objective are presented. This part also includes a review of state of the art. The second part is a theoretical one. It comprises an analysis of own model for calculations, based on the assumption that bed sediment transport occurs under the hydrodynamic equilibrium conditions, i.e. the stream of sediment lifted up from the bed is balanced by the stream of sediment falling down on the bottom. This assumption enabled the author to express the transport rate with an aid of a linear dependence relative to the thickness of the layer of densely packed sediment grains being in translatory motion. Unlike the traditional description of a transport rate featuring a non-linear function of the elevation of the bed level, the approach suggested in this dissertation enabled the author to include into the theoretical description the two-way (during the wave crest and trough) character of bed sediment transport. Furthermore, by adding simultaneous changes in the grain-size distribution to the mathematical description of bathymetric changes, a unique solution has been achieved, not encountered in the Polish or international literature until present. Moreover, a numerical solution to the proposed equation has been implied, emphasizing that owing to the linear relationship between the bed sediment transport rate and thickness of densely packed grains in moving sediment it is possible to apply “upwind” FDM numerical scheme, free from numerical errors. It is noteworthy that when a linear dependence between the bed sediment transport rate and bed elevation is analyzed, which is a solution broadly discussed in the literature, the results tend to oscillate, which most often reflects the instability (dispersibility) of numerical schemes.

The third part of the dissertation is empirical in character and contains an analysis of laboratory tests, including the author’s own experiments and examples of experiments quoted

in the literature. The author's own tests completed during the *IBW PAN (2010)* experiment consisted of laboratory measurements of the thickness of an eroded sediment layer and bathymetric changes together with simultaneous changes in the grain-size distribution of sediments which build up the bed in and around a navigation channel under the effect of asymmetrical waves. In respect of the literature data, attention was focused on measurements of the accumulated layer thickness under the influence of surface waves, tested during the *IBW PAN (1996)* experiment, and laboratory measurements of the bathymetry changes within a navigation channel under the influence of surface waves and a current parallel to the wave propagation (*DELFT HYDRAULICS 1985*) as well as laboratory measurements of the bathymetry changes under the influence of surface waves and a current perpendicular to the wave propagation (*DELFT HYDRAULICS 1992*).

The fourth part presents a comparison of the modelling versus measurement results. It also suggests possible applications of the proposed model to predictions of phenomena which occur in the coastal zone. In the first stage, attention was paid to experimental identification of the suggested hydrodynamic equilibrium, and therefore results of calculations were compared with laboratory tests (both own and cited in literature) on changes in the bed morphology and grain-size distribution of the bed sediment within navigation channels both under the influence of surface waves and a current parallel to the direction of wave propagation (*DELFT HYDRAULICS 1985*) and surface waves and a current perpendicular to the direction of wave propagation (*DELFT HYDRAULICS 1992*). During the second stage, the proposed model was applied for analysis of the silting-up of the navigation channel in the port of Łeba and the planned navigation channel from Gdańsk Bay to the designed canal through the Vistula Spit as part of the planned water route from Gdańsk Bay to the port in Elbląg.

The fifth part, which somehow concludes the dissertation, contains its summary, evaluation of the applicability of the mathematical model used in the research, presentation of some cognitive and practical aspects of the work and application potentials as indicated in the discussion. Finally, prospective continuation of the research is suggested.

SPIS TREŚCI

1	WSTĘP	4
2	TEZA, CEL I ZAKRES PRACY	7
2.1	Teza pracy	8
2.2	Cel pracy	8
2.3	Zakres pracy	8
3	PRZEGLĄD LITERATURY.....	10
3.1	Transport rumowiska w strefie brzegowej morza.....	10
3.2	Modelowanie transportu rumowiska w reżimie płaskiego dna	13
3.3	Modelowanie transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie.....	16
3.4	Modelowanie morfologii dna.....	18
4	ANALIZA TEORETYCZNA	24
4.1	Model własny transportu rumowiska w warunkach równowagi hydrodynamicznej	24
4.1.1	Sformułowanie problemu.....	24
4.1.2	Transport rumowiska w ruchu falowym	26
4.1.3	Równanie transportu rumowiska. Transport rumowiska w warunkach równowagi hydrodynamicznej.....	28
4.1.4	Efekty nieliniowe	32
4.2	Trójwarstwowy model transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie	34
4.2.1	Równania pędu w warstwie wleczenia	35
4.2.2	Równania pędu w warstwie kontaktowej.....	37
4.2.3	Obszar zewnętrzny.....	39
4.3	Wnioski.....	40
5	ANALIZA NUMERYCZNA.....	42
5.1	Rozwiązanie nieliniowego równania transportu rumowiska względem rzędnej poziomu dna	43
5.1.1	Sformułowanie zagadnienia	44
5.1.2	Algorytm numerycznego rozwiązania równania transportu	45
5.1.3	Testy obliczeniowe.....	49
5.2	Rozwiązanie równania transportu rumowiska w warunkach równowagi hydrodynamicznej.....	52
5.2.1	Sformułowanie zagadnienia. Algorytm numerycznego rozwiązania równania transportu...53	
5.2.2	Zmiana rozkładów uziarnienia osadów budujących dno.....	54
5.3	Wnioski.....	57
6	LABORATORYJNE BADANIA EKSPERYMENTALNE.....	59
6.1	Badania własne.....	59
6.1.1	Pomiar miąższości erodowanej $(z_m)_e$. Eksperyment <i>IBW PAN (2010)</i>	59
6.1.1.1	Aparatura pomiarowa.....	59
6.1.1.2	Opis i warunki eksperymentu.....	63
6.1.1.3	Pomiar granulometrii osadu.....	64

6.1.1.4	Pomiar batymetrii	65
6.1.1.5	Pomiar miąższości erodowanej	66
6.1.2	Pomiar zmian batymetrii oraz zmian granulometrycznych rumowiska dennego. Eksperyment <i>IBW PAN (2010)</i>	67
6.1.2.1	Opis i warunki eksperymentu.....	68
6.1.2.2	Pomiar zmian batymetrii	70
6.1.2.3	Pomiar granulometrii osadu	72
6.2	Dane literaturowe.....	74
6.2.1	Pomiar miąższości akumulowanej (z_m) _a . Eksperyment <i>IBW PAN (1996)</i>	74
6.2.2	Pomiar zmian batymetrii. Eksperyment <i>DELFT HYDRAULICS (1992)</i> – „Test 1”.....	75
6.2.3	Pomiar zmian batymetrii. Eksperyment <i>DELFT HYDRAULICS (1985)</i> – „Test 2”.....	77
7	WYNIKI MODELOWANIA W PORÓWNANIU Z POMIARAMI.....	80
7.1	Identyfikacja eksperymentalna równowagi hydrodynamicznej.....	80
7.1.1	Dane wejściowe do modelowania.....	80
7.1.2	Porównanie wyników modelowania z wynikami pomiarów	81
7.1.3	Wnioski	84
7.2	Analiza zmian batymetrii oraz zmian rozkładów uziarnienia osadów	85
7.2.1	Eksperyment <i>DELFT HYDRAULICS (1992)</i> – „Test 1”	85
7.2.1.1	Modelowanie rozkładów pionowej koncentracji osadów w zawieszeniu.....	85
7.2.1.2	Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – dane wejściowe ..	88
7.2.1.3	Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego. – procedura obliczeniowa.....	89
7.2.1.4	Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – porównanie wyników modelowania zmian batymetrii dla osadu jednorodnego z wynikami eksperymentu....	90
7.2.1.5	Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – analiza wpływu procesu sortowania się rumowiska dennego na zmiany batymetrii	92
7.2.1.6	Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – porównanie wyników modelowania zmian batymetrii.....	96
7.2.1.7	Wnioski.....	100
7.2.2	Eksperyment <i>DELFT HYDRAULICS (1985)</i> – „Test 2”	102
7.2.2.1	Modelowanie rozkładów pionowej koncentracji osadów w zawieszeniu.....	102
7.2.2.2	Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – dane wejściowe	104
7.2.2.3	Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – procedura obliczeniowa.....	105
7.2.2.4	Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – porównanie wyników modelowania zmian batymetrii dla osadu jednorodnego z wynikami eksperymentu..	108
7.2.2.5	Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – analiza wpływu procesu sortowania się rumowiska dennego na zmiany batymetrii	110
7.2.2.6	Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – porównanie wyników modelowania zmian batymetrii.....	113
7.2.2.7	Wnioski.....	116
7.2.3	Badania własne. Eksperyment <i>IBW PAN (2010)</i>	118
7.2.3.1	Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego.....	118
7.2.3.2	Procedura obliczeniowa	120

7.2.3.3	Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii dla jednorodnego rumowiska z wynikami pomiarów	122
7.2.3.4	Analiza wpływu procesu sortowania się rumowiska dennego na zmiany batymetrii	124
7.2.3.5	Analiza zmian granulometrycznych rumowiska dennego.....	127
7.2.3.6	Wnioski.....	131
8	MOŻLIWOŚCI APLIKACYJNE W NATURZE.....	133
8.1	Adaptacja procedury obliczeniowej do warunków rzeczywistych.....	133
8.2	Analiza zapiaszczania toru wodnego Portu Łeba.....	135
8.2.1	Warunki hydro- i litodynamiczne.....	136
8.2.2	Procedura obliczeniowa	139
8.2.3	Dyskusja wyników obliczeń zmian rozkładów uziarnienia osadów zatrzymanych w torze wodnym oraz wielkości robót czerpalnych.....	140
8.2.4	Wpływ rozkładu uziarnienia na wielkość zapiaszczania toru wodnego	146
8.2.5	Podsumowanie	148
8.3	Analiza zapiaszczania projektowanego toru wodnego z Zatoki Gdańskiej do przekopu przez Mierzeję Wiślaną w ramach planowanej drogi wodnej z Zatoki Gdańskiej do portu w Elblągu.....	148
8.3.1	Sformułowanie problemu.....	148
8.3.2	Prace terenowe w rejonie przekopu przez Mierzeję Wiślaną – badania własne.....	150
8.3.3	Modelowanie natężenia transportu rumowiska w sąsiedztwie toru wodnego	154
8.3.4	Dyskusja wyników obliczeń zapiaszczania toru wodnego.....	156
8.3.5	Podsumowanie	160
9	ZAKOŃCZENIE	161
9.1	Podsumowanie i wnioski końcowe	161
9.2	Aspekty poznawcze.....	164
9.3	Aspekty praktyczne i możliwości aplikacyjne.....	164
9.4	Perspektywy kontynuacji badań.....	165
	LITERATURA	167
	SPIS RYSUNKÓW	I
	SPIS TABLIC.....	V
	SPIS FOTOGRAFII	VI

ZAŁĄCZNIKI

- A Założenie modelu dotyczące składowych wektora prędkości. Równanie zachowania masy w ruchu jednowymiarowym.
- B Pomiar parametrów fali – test T4 i T5 *IBW PAN (2010)*
- C Pomiar parametrów fali – test T1, T2 i T3 *IBW PAN (2010)*
- D Pomiar prędkości prądu – test T1, T2 i T3 *IBW PAN (2010)*
- E Kryterium doboru amplitud składowych harmonicznych –*IBW PAN 2010*
- F Wyniki analizy zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – *DELFT HYDRAULICS (1992)* – „Test 1”
- G Głębokowodne parametry falowania w rejonie Mierzei Wiślanej

SPIS RYSUNKÓW I TABLIC W ZAŁĄCZNIKACH

1 WSTĘP

Jednostki pływające posiadające głębokość zanurzenia większą niż dostępna na danym akwenu, potrzebują niezmiennie kanału podejściowego pozwalającego na wejście do nadmorskich portów. W zależności od głębokości kanału i nachylenia dna, długość kanału może wynosić od kilkuset metrów do kilku kilometrów.

Standardowa praktyka projektowania torów podejściowych do portów uwzględnia zachowanie odpowiedniej głębokości i szerokości, aby zapewnić bezpieczną żeglugę. Rozważania dotyczące zapewnienia głębokości kanału powinny uwzględniać głębokość zanurzenia danej jednostki pływającej oraz zapewnić bezpieczny zapas głębokości pod stępką kadłuba statku. Podobnie, zachowanie optymalnej szerokości kanału jest oparte na odpowiednim doborze nachylenia skarp toru oraz zapewnieniu odpowiedniej przestrzeni pomiędzy okrętem a krawędziami toru. Obecnie wiele portów na świecie przechodzi poważne zmiany, aby dostosować istniejące kanały podejściowe do przyjmowania okrętów o znacznie większym tonażu, czyli wymagających torów podejściowych o większych wymiarach w zakresie głębokości i szerokości. Wobec tego, często wymagana jest odpowiedź na pytanie, jaki będzie wpływ przebudowy torów wodnych na pogłębiarskie prace konserwacyjne.

Istnieje cienka linia pomiędzy optymalnymi i nadmiernymi wymiarami torów wodnych oraz ich potencjalnym wpływem na bezpieczeństwo nawigacji i koszty utrzymania. Każdy dodatkowy metr głębokości lub szerokości może powodować ogromne nakłady finansowe związane z budową oraz rocznym utrzymaniem toru podejściowego. Utrzymanie torów podejściowych do portów z reguły wiąże się z kosztami wykonywanych okresowo robót pogłębiarskich. Koszty te zależą od wielu czynników, m.in. batymetrii akwenu, lokalnego klimatu falowo – prądowego, cech rumowiska zalegającego na dnie morskim oraz wymagań nawigacyjnych kształtujących układ toru wodnego w planie i jego głębokości. Na akwenach częściowo osłoniętych przed silnym falowaniem sztormowym oraz w przypadku torów wodnych biegnących poprzez duże głębokości naturalne (np. tory podejściowe do portów w Gdańsku i Gdyni o głębokościach 15 – 17 m przy naturalnych głębokościach rzędu 10 m) zapiaszczanie (zamulanie) jest stosunkowo niewielkie. Utrzymanie takich torów wodnych wymaga okresowych robót czerpalnych polegających na „podczyszczeniu” podwodnego wykopu. W przypadku portów położonych nad otwartym morzem, z niezbyt głębokimi torami podejściowymi lub krótkimi falochronami proces zapiaszczania jest znacznie intensywniejszy, a zapewnienie bezpiecznej nawigacji wymaga prowadzenia regularnych prac pogłębiarskich. Zapiaszczanie toru podejściowego i wejścia do portu jest mniejsze, jeżeli falochrony wyprowadzone są daleko w morze (na większe głębokości). Jednakże wówczas

pojawia się z reguły niekorzystny wpływ tych budowli na sąsiadujące z portem odcinki brzegu morskiego.

Powszechnie wiadomo, że najbardziej niebezpieczne warunki dla żeglugi statków występują zwykle w torach podejściowych łączących baseny portowe z otwartym morzem. Zagrożenia w kanałach nawigacyjnych występują nie tylko w wyniku ekstremalnych warunków falowo – prądowych, ale są również ściśle związane z ograniczoną ich szerokością i głębokością. Zachowanie odpowiednich wymiarów torów podejściowych do portów jest szczególnie ważne w przypadku dynamicznych kanałów żeglugowych, gdzie transport osadów może gwałtownie zmienić geometrię kanału, a nawet doprowadzić do całkowitego ich zasypania. Na szczęście przypadki osiadania statków na mieliźnie nie są częste, ale kiedy mają miejsce, konsekwencje mogą być katastrofalne dla życia ludzkiego, środowiska i gospodarki.

Aby zapewnić bezpieczeństwo żeglugi, zmiany batymetrii torów wodnych muszą być starannie monitorowane i odpowiednio zarządzane. W celu zarządzania dynamicznymi zmianami batymetrii w obrębie kanałów nawigacyjnych mogą być podjęte dwie różne strategie. W pierwszej z nich dopuszcza się przestrzenne „dryfowanie” kanału nawigacyjnego w granicach zapewniających zachowanie odpowiedniej głębokości nawigacyjnej, zaś pomoce nawigacyjne (np. boje i znaki nawigacyjne) są rutynowo przemieszczane stosownie do tempa migracji toru podejściowego. W drugiej strategii granice toru są ściśle utrzymywane w stałym położeniu poprzez prowadzenie prac pogłębiarskich w celu uniknięcia jego naturalnej migracji. Obie strategie wymagają szczegółowej wiedzy dotyczącej przestrzennej i czasowej zmienności batymetrii w obrębie torów podejściowych do portów.

Istotną rolę w procesie zmienności batymetrii (zapiaszczania) torów wodnych odgrywają parametry środowiskowe, takie jak: wymuszenia hydrodynamiczne w postaci falowania i prądów, występujące w określonym miejscu danego akwenu, jak również geometria torów. Niemniej ważną rolę w procesie transportu osadów, a tym samym w procesie zapiaszczania torów wodnych, odgrywa charakterystyka materiału, z którego zbudowane jest dno morskie.

Tradycyjne metody badań in-situ, obejmujące m. in. wykorzystanie echosond i odbiorników GPS zamontowanych na statkach, a także jednoczesny pobór próbek osadów powierzchniowych, mogą zapewnić dostarczenie kapitalnych danych, lecz są niestety bardzo kosztowne i wymagają większego logistycznego zaangażowania. Nierzadko również brakuje przestrzenno-czasowych możliwości podjęcia szybkiej reakcji i dokonania pomiarów batymetrycznych bezpośrednio po sztormie.

Informacje dotyczące zmian poziomu dna w obrębie toru podejściowego, bez konieczności dokonywania trudnych pomiarów bezpośrednio po sztormie, można uzyskać w wyniku obliczeń prowadzonych z wykorzystaniem prezentowanego w niniejszej pracy modelu matematycznego. Można również wzbogacić wiedzę o dane dotyczące przestrzennej zmienności granulometrii rumowiska dennego wypełniającego tor wodny, której znajomość

może okazać się niezbędna przy planowaniu i prowadzeniu prac refulacyjnych, związanych ze sztucznym zasilaniem brzegów. Refulat czerpany z torów wodnych używany jest często do umacniania brzegu w otoczeniu portów. W takim przypadku znajomość rozkładów granulometrycznych refulatu jest niezbędna, jako że korzystanie np. ze zbyt drobnego piasku czynić może operację umacniania brzegu bezużyteczną i nieopłacalną.

W celu przeprowadzenia prawidłowej predykcji (oceny) zmian batymetrycznych powstałych w wyniku sztormu w obrębie toru podejściowego, niezbędna jest w szczególności znajomość parametrów hydrodynamicznych, pierwotnych parametrów rumowiska dennego oraz początkowej batymetrii toru.

2 TEZA, CEL I ZAKRES PRACY

Podstawowym czynnikiem wywołującym przebudowę profilu dna morskiego jest falowanie wiatrowe i wywołany nim prąd powrotny. Falowanie wiatrowe generowane jest w obszarze głębokowodnym oddalonym od brzegu, w którym dno morskie nie wpływa na charakter falowania. W wyniku zmniejszania się głębokości fala ulega procesowi transformacji, co prowadzi do wzrostu wysokości grzbietu fali i skrócenia się jego długości, dolina fali staje się zaś płytsza i dłuższa. W obszarze głębokowodnym do opisu falowania stosuje się przybliżenie sinusoidalne, natomiast wraz ze zmniejszaniem się głębokości drugie przybliżenie Stokes'a, następnie przybliżenie knoidalne i fal samotnych (Druet i Kowalik, 1970). W strefie brzegowej morza do celów opisu transportu osadów najczęściej stosowane jest drugie przybliżenie fali Stokes'a (Kaczmarek, 1999), charakteryzujące się skróconym i wystromionym grzbietem oraz wydłużoną i spłaszczoną doliną w porównaniu do fali sinusoidalnej.

W rozważaniach dotyczących transportu rumowiska w strefie brzegowej morza, w przypadku przyjmowania założenia falowania asymetrycznego (II przybliżenie Stokes'a), zwyczajowo operuje się więc wypadkowym w czasie trwania okresu fali natężeniem transportu osadów dennych. Takie podejście powoduje trudności związane z prawidłowym sformułowaniem warunków brzegowych w obliczeniach zmian batymetrii.

Ponadto, operowanie wypadkowym w okresie fali natężeniem transportu rumowiska oznacza, iż w przypadku falowania symetrycznego (sinusoidalnego) – gdzie natężenie transportu rumowiska w czasie trwania grzbietu fali równe jest co do wartości bezwzględnej transportowi rumowiska w czasie trwania doliny fali (kierunki tych transportów są przeciwne) – wypadkowy transport będzie równy zero. W wyniku obliczeń morfologii dna prowadzonych w oparciu o powyższe założenie nie uzyska się jakichkolwiek zmian batymetrycznych, co przecież nie odpowiada rzeczywistości.

W szczególności otwartą kwestią (zasadniczym pytaniem) pozostaje nadal określenie zmian batymetrii zachodzących pod wpływem zmian natężenia transportu rumowiska o niejednorodnym uziarnieniu, a także określenie wzajemnego wpływu zmian granulometrii osadów i ewolucji profilu dna.

2.1 Teza pracy

Wobec powyższych informacji dotyczących operowania w obliczeniach związanych z transportem rumowiska w strefie brzegowej morza wypadkowym w czasie trwania okresu fali natężeniem transportu oraz niezbyt rozpoznanego zjawiska sortowania się rumowiska dennego, sformułowano tezę pracy:

Nieuwzględnianie w opisie matematycznym dwukierunkowego (w czasie trwania grzbietu i doliny fali) charakteru transportu osadów oraz pomijanie zmienności w czasie i przestrzeni rozkładów uziarnienia rumowiska budującego dno prowadzi do znacznych błędów w ocenie zapiaszczania torów wodnych i jam porefulacyjnych.

2.2 Cel pracy

Zasadniczym celem pracy jest udowodnienie tezy pracy, a tym samym rozpoznanie zjawisk fizycznych towarzyszących ruchowi rumowiska w sąsiedztwie budowli hydrotechnicznej na przykładzie toru wodnego i określenie (predykcja):

- transportu i segregacji osadów piaszczystych w obrębie budowli;
- tempa zapiaszczania budowli;
- zmian batymetrii dna wewnątrz budowli oraz w jej sąsiedztwie.

Rozpoznanie dynamiki transportu i segregacji osadów oraz zmian batymetrii w sąsiedztwie budowli dotyczy zarówno warunków falowych, jak i falowo – prądowych.

2.3 Zakres pracy

Praca składa się z pięciu zasadniczych części. W pierwszej przedstawiono wstęp do pracy (rozdział 1), sformułowano tezę oraz określono cel pracy (rozdział 2), a także dokonano przeglądu literatury (rozdział 3).

Część druga ma charakter teoretyczny. W rozdziale 4 dokonano analizy własnego modelu obliczeniowego opartego na oryginalnym podejściu oraz zaprezentowano podstawy teoretyczne trójwarstwowego modelu transportu rumowiska o niejednorodnym uziarnieniu, z którego korzysta się w pracy w celu wyznaczania objętościowego natężenia transportu rumowiska. W rozdziale 5 przedstawiono analizę numeryczną rozwiązania równania opisującego zmiany morfologii dna w warunkach postulowanej równowagi hydrodynamicznej. Ponadto, zaproponowano możliwość włączenia do matematycznego opisu zmian poziomu rzędnej dna jednocześnie zachodzących zmian granulometrycznych rumowiska dennego, co jest jak dotąd niespotykane w literaturze zarówno polskiej, jak i światowej. Oprócz tego,

dokonano rozważań dotyczących rozwiązania równania opisującego zmiany batymetrii w przypadku nieliniowej zależności pomiędzy natężeniem transportu rumowiska i rzędną poziomą dna oraz zaprezentowano wyniki przeprowadzonych testów numerycznych.

Część trzecią pracy stanowi rozdział 6, który ma charakter empiryczny i poświęcony jest analizie badań laboratoryjnych, w tym badań własnych oraz eksperymentów zaczerpniętych z literatury. Badania własne przeprowadzone podczas eksperymentu *IBW PAN (2010)* dotyczyły pomiarów laboratoryjnych miąższości warstwy erodowanej oraz zmian batymetrii i jednocześnie zachodzących zmian granulometrycznych osadów budujących dno wokół i w obrębie toru wodnego, zachodzących pod wpływem falowania asymetrycznego. W przypadku danych zaczerpniętych z literatury, uwagę skoncentrowano na pomiarach laboratoryjnych miąższości warstwy akumulowanej w wyniku oddziaływania falowania powierzchniowego – eksperyment *IBW PAN (1996)* oraz pomiarach laboratoryjnych zmian batymetrii w obrębie toru wodnego zachodzących pod wpływem oddziaływania falowania powierzchniowego i prądu równoległego do kierunku propagacji fali – eksperyment *DELFT HYDRAULICS (1985)* oraz falowania powierzchniowego i prądu prostopadłego do kierunku propagacji fali – eksperyment *DELFT HYDRAULICS (1992)*.

Na część czwartą składają się dwa rozdziały, w których zaprezentowano obszerną dyskusję wyników modelowania w porównaniu z wynikami pomiarów (rozdział 7) oraz przedstawiono możliwości aplikacyjne własnego modelu obliczeniowego do zjawisk zachodzących w środowisku naturalnym (rozdział 8). W rozdziale 7 skupiono uwagę na identyfikacji eksperymentalnej postulowanej równowagi hydrodynamicznej oraz poddano analizie zmiany batymetrii oraz zmiany rozkładów uziarnienia osadów w obrębie torów wodnych w warunkach falowych i falowo – prądowych. Rozdział 8 wskazuje na aspekty praktyczne wykorzystania modelu na przykładzie analizy zapiaszczania toru wodnego Portu Łeba oraz projektowanego toru wodnego z Zatoki Gdańskiej do przekopu przez Mierzeję Wiślaną w ramach planowanej drogi wodnej z Zatoki Gdańskiej do portu w Elblągu.

Część piątą stanowi zamykający pracę rozdział 9, w którym dokonano podsumowania pracy, oceny przydatności wykorzystanego w pracy modelu matematycznego, przedstawiono jego aspekty poznawcze i praktyczne, możliwości aplikacyjne wynikające z przedstawionej w pracy dyskusji oraz zaprezentowano perspektywy kontynuacji badań.

3 PRZEGLĄD LITERATURY

3.1 Transport rumowiska w strefie brzegowej morza

W strefie brzegowej morza występuje interakcja pomiędzy siłami hydrodynamicznymi a rumowiskiem oraz profilem batymetrycznym dna. Strumień płynu poprzez siły tarcia uruchamia osad z dna i uruchomiony materiał przenosi na pewną odległość. Tak więc, poruszająca się woda wywołuje transport rumowiska dennego, przestrzenna zaś zmienność natężenia transportu osadów powoduje zmiany morfologii dna, co z kolei wpływa na zmianę ruchu wody. Kwestia, co kontroluje sposób i tempo transportu rumowiska oraz charakter zmian poziomu dna, zajmowała badaczy przez przeszło wiek. Proponowano liczne związki pomiędzy poziomem rzędnej dna a tempem transportu osadów i parametrami przepływu, w tym wiele empirycznych i zdecydowanie mniej teoretycznych. Związki empiryczne na ogół nie mogą znaleźć zastosowania poza ograniczonymi warunkami, dla których zostały sformułowane, zaś większość propozycji teoretycznych zależy od arbitralnych założeń o niewielkiej tylko lub żadnej wiarygodności fizycznej (Allen, 1977). Opis całościowy tak skomplikowanego systemu jest bardzo trudny i dlatego jedynie poprzez kolejne przybliżenia i uproszczenia można próbować opisać zjawiska zachodzące w strefie brzegowej morza. Pomimo, iż w ostatnich latach poczyniono znaczne postępy, to nadal wiele kwestii pozostaje nierozpoznanych.

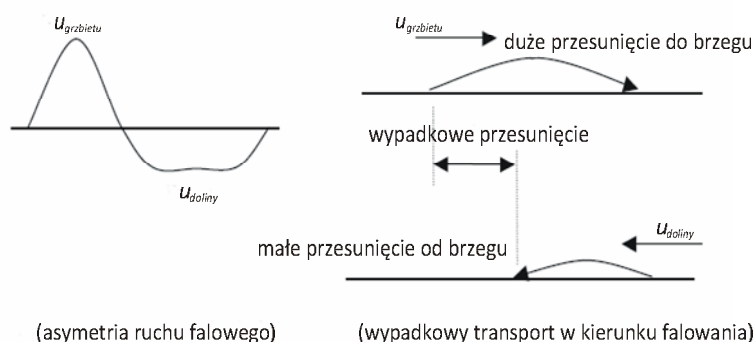
Procesy hydrodynamiczne (falowanie i prądy) są siłą sprawczą transportu rumowiska oraz ewolucji dna morskiego. Rzeczywiste parametry procesów litodynamicznych i morfodynamicznych zależą od rodzaju rumowiska zalegającego w dnie morskim oraz od podaży tych frakcji rumowiska, które są podatne na oddziaływanie przepływu wody w warstwie przydennej (transportowane w postaci wleczonej i zawieszanej wskutek oddziaływania przydennych naprężeń ścinających). Przede wszystkim jednak parametry procesów lito- i morfodynamicznych zależą od klimatu falowego, układu batymetrycznego dna i zabudowy hydrotechnicznej w strefie brzegowej morza.

W tradycyjnym podziale (Gradziński i inni, 1986) przyjętym w rozważaniach dotyczących transportu rumowiska osady transportowane są w trzech warstwach, poczynając od najniższej położonej: wleczenia, saltacji oraz w warstwie osadów zawieszonych. Warstwa wleczenia obejmuje obszar poniżej poziomu teoretycznego dna o bardzo dużej koncentracji cząsteczek osadu, które pod wpływem naprężenia stycznego oddziaływującego na powierzchnię dna, zostają wprawione w ruch. Ścięcie warstwy dna będące wynikiem działania naprężeń stycznych powoduje jedynie nieznaczne zwiększenie przestrzeni między cząsteczkami rumowiska. Tarcie powierzchniowe i zderzenia międzycząsteczkowe powodują przekazywanie energii pomiędzy poszczególnymi cząsteczkami osadu. Miąższość warstwy

wleczenia waha się w granicach od jednej do kilkudziesięciu średnic ziaren osadu (Nielsen, 1992; O'Donoghue i Wright, 2003). W warstwie saltacji o miąższości rzędu centymetrów transportowane są cząsteczki osadu, które podrywane są z dna w wyniku turbulentnych pulsacji, a także wybijania poprzez spadające cząsteczki osadu na niewielką wysokość ponad dno. Ze względu na krótki czas przebywania cząsteczek w stanie zawieszenia, ich transport zależy od prędkości oscylacyjnej ruchu falowego (Gradziński i inni, 1986). Warstwa zawieszenia o miąższości rzędu metrów obejmuje obszar powyżej warstwy saltacji do swobodnej powierzchni zwierciadła wody. W warstwie tej cząsteczki osadu przebywają przez okres dłuższy niż wynosi okres fali, a ich wypadkowy transport związany jest głównie z prądem powrotnym charakterystycznym dla strefy brzegowej morza. Do opisu transportu osadów w zawieszeniu stosuje się teorię kompensacyjnego prądu powrotnego (Svendsen, 1984).

Transport rumowiska może odbywać się w dwóch zasadniczych reżimach. W reżimie, w którym dno pokryte jest formami dennymi, np. w postaci zmarszczek lub też w reżimie, gdy dno jest płaskie z mobilnym „dywanem” osadów albo płaskie – nieruchome. Możliwość wystąpienia powyższych wariantów ruchu rumowiska zależy przede wszystkim od rodzaju osadów budujących dno morskie oraz intensywności oddziaływania falowania na dno. Dla określenia wielkości siły sprawczej wywołującej ruch rumowiska stosuje się najczęściej parametr Shields'a – $\Theta_{2.5}$, określający bezwymiarowe tarcie. Przyjmuje się, że początek ruchu rumowiska występuje przy $\Theta_{2.5} = 0.05$ (Nielsen, 1992).

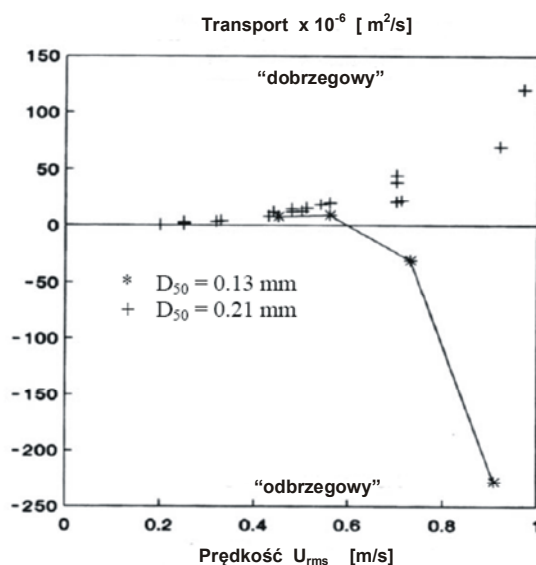
Wypadkowe natężenie transportu rumowiska wzdłuż profilu poprzecznego brzegu morskiego jest wynikiem współistnienia asymetrii ruchu falowego i kompensacyjnego prądu powrotnego. Następstwem asymetrii ruchu falowego jest asymetria prędkości orbitalnej wody przy dnie pomiędzy grzbietem fali a doliną (Zheng, 2007; Zheng i inni, 2008; Chen i inni, 2010). Istnieje zdecydowanie większe oddziaływanie na dno w czasie trwania grzbietu fali niż w trakcie trwania doliny. Wskutek tego poszczególne frakcje rumowiska dennego są intensywniej transportowane w kierunku dobrzegowym niż odbrzegowym (Rysunek 3.1). Pomimo, iż czas trwania doliny fali jest dłuższy niż grzbietu, to udział w ruchu biorą jedynie ziarna o małej średnicy i jest ich zdecydowanie mniej. W czasie trwania grzbietu fali transportowane jest szersze spektrum cząstek osadu.



Rysunek 3.1. Wypadkowy transport osadów pod wpływem falowania asymetrycznego (Hassan, 2003)

Jak pokazały badania laboratoryjne przeprowadzone w tunelu oscylacyjnym (Ribberink i Al Salem, 1994), wypadkowy transport rumowiska o średnicy reprezentatywnej – medianie $d_{50} = 0.21$ mm ma kierunek dobrzegowy, tj. zgodny z kierunkiem propagacji fali. Dla osadu drobnoziarnistego $d_{50} = 0.13$ mm, Ribberink i Chen (1993) uzyskali przeciwny (odbrzegowy) kierunek transportu. Okazuje się bowiem, iż w warunkach silnych wymuszeń falowych, wypadkowy transport osadów zmienia kierunek na odbrzegowy (Rysunek 3.2).

Przyczyną takiego stanu rzeczy jest fakt pozostawania w stanie zawieszenia w czasie trwania doliny fali (kiedy to panuje odbrzegowy kierunek prędkości orbitalnej wody) drobnych ziaren rumowiska uprzednio poderwanych z dna w okresie trwania fazy grzbietu fali. Cząsteczki osadu pozostają w stanie zawieszenia w czasie trwania doliny fali ze względu na niewielką prędkość ich opadania. Powstające w wyniku powyższej sytuacji przesunięcie fazowe pomiędzy maksymalną prędkością wody a maksymalną koncentracją rumowiska daje się w szczególności bardzo dobrze zauważyć dla drobnego osadu, transportowanego w wyniku silnego falowania o krótkim okresie (Janssen, 1995; Dohmen–Janssen i Hanes, 2002; O'Donoghue i Wright, 2004; van der A i inni, 2010). W rezultacie, zarówno efekt występującego przesunięcia fazowego, jak i oddziaływanie prądu powrotnego powodują, że wypadkowy transport najdrobniejszych frakcji rumowiska skierowany jest w kierunku morza. Wielkość objętościowego natężenia transportu rumowiska zależy zatem od: intensywności oddziaływania ruchu falowego na dno morskie, asymetrii ruchu falowego, składu granulometrycznego osadu budującego dno morskie, a także od wielkości prądu powrotnego.



Rysunek 3.2. Wypadkowy transport osadów pod wpływem falowania asymetrycznego, na podstawie danych: (*) Ribberink i Chen (1993), (+) Ribberink i Al-Salem (1991 i 1992); za: Hassan, 2003

Średnia wielkość cząsteczek osadów płytkomorskich zmniejsza się wraz ze zwiększeniem odległości od brzegu. W wyniku prowadzonych obserwacji (Pawluk, 1984 i 1990) stwierdzono, że największa mediana osadu występuje w obszarze nabiegania fali, a zmniejsza się właśnie w miarę zwiększenia się głębokości morza. Charakter

zaś rumowiska budującego dno w profilu prostopadłym do linii brzegowej jest ściśle powiązany z morfologią strefy brzegowej. Zasadniczo w dolinach międzyrewowych występuje osad o mniejszej medianie niż na grzbietach rew (Guillen, 1995), na których to osad jest niezbyt dobrze wysortowany i często o bimodalnych rozkładach uziarnienia, nienoszących charakterystycznych kształtów typowych dla regularnych rozkładów bimodalnych. Rozkłady bimodalne z wyraźną dominacją w zakresie frakcji drobnych i modą frakcji grubych w kształcie długiego płaskiego ogona – inaczej zwane rozkładami bimodalnymi ujemnie skośnymi – występują na odmorskich skłonach rew (Pruszek, 1998). Na odlądowych skłonach rew, charakter osadu jest zazwyczaj jednomodalny i dobrze wysortowany. Niekiedy w rozkładzie uziarnienia takiego osadu wyróżnić można niewielką modę w zakresie frakcji drobnych i dominującą modę frakcji grubszych (rozkład bimodalny dodatnio skośny). Powyższe spostrzeżenia mogą być niezwykle przydatne w przypadku analizy granulometrycznej osadów w obszarach torów wodnych czy jam porefulacyjnych.

3.2 Modelowanie transportu rumowiska w reżimie płaskiego dna

Natężenie transportu rumowiska pod wpływem oddziaływania falowania i prądów w reżimie płaskiego dna definiuje się, jako scałkowany (zsumowany po głębokości) iloczyn prędkości i koncentracji osadów. Natężenie transportu jest silnie zmienne w czasie trwania okresu fali. Modele niestacjonarne bazują na analitycznym bądź numerycznym rozwiązaniu podstawowych równań pędu (ilości ruchu) i ciągłości płynu oraz równania zachowania masy – równania dyfuzji–adwekcji. Modele stacjonarne opisują transport rumowiska dennego w sposób uproszczony. W tym przypadku stosuje się formuły empiryczne lub quasi–empiryczne, opierające się w głównej mierze na charakterystycznych parametrach ruchu falowego, takich jak: maksymalna w czasie okresu fali prędkość wody przy dnie, bądź maksymalna wartość tarcia dennego. Modele transportu rumowiska można podzielić na trzy zasadnicze grupy, wg kryterium sposobu opisu pionowej struktury transportu osadów:

- modele opisujące transport osadów w zawieszeniu,
- modele opisujące transport osadów wleczonych,
- modele dwu– i trójwarstwowe, tj. opisujące transport osadów zawieszonych i wleczonych; ewentualna trzecia warstwa opisuje obszar przejściowy pomiędzy tymi warstwami i odpowiada warstwie saltacji.

Modele transportu rumowiska zawieszzonego kładą główny nacisk na rozwiązanie równań pędu wody oraz równania dyfuzji–adwekcji, opisującego chwilową koncentrację osadów w zawieszeniu. W przypadku zagadnienia płaskiego (1DV) tj., gdy uwzględnia się jedynie zmienność strumieni w pionie, można zapisać:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (\varepsilon_s \frac{\partial C}{\partial z} + w_s C) \quad (3.1)$$

gdzie:

- $C = C(z, t)$ – chwilowa koncentracja objętościowa osadu w zawieszeniu [m^3/m^3],
 w_s – prędkość opadania ziaren osadu [m/s],
 $\varepsilon_s = \varepsilon_s(z, t)$ – współczynnik turbulentnej dyfuzji osadu w profilu pionowym [m^2/s],

zaś koncentrację objętościową można zdefiniować w następujący sposób:

$$C = \frac{V_s}{V_p + V_s} \quad (3.2)$$

przy czym:

- V_s – objętość szkieletu gruntowego,
 V_p – objętość porów.

Dla określenia rozkładu koncentracji osadu w profilu pionowym konieczna jest znajomość wielkości koncentracji na poziomie odniesienia, tj. na dolnej granicy modelowania. W modelach uproszczonych z reguły zakłada się, iż współczynnik dyfuzji turbulentnej jest stały w czasie – najczęściej w okresie fali. Dodatkowo zakłada się jego niezmienność w całym przedziale głębokości. Ponadto czasami, dodatkowe uproszczenie może również dotyczyć koncentracji na poziomie odniesienia. Może być ona wyznaczona za pomocą funkcji empirycznych bądź pół-empirycznych, uzależniających koncentrację od wielkości tarcia na powierzchni dna (np. Engelund i Fredsøe, 1976; Zyserman i Fredsøe, 1994; Madsen i Grant, 1976; Grant i Madsen, 1986; Glenn i Grant, 1987).

Szczegółowy przegląd modeli transportu rumowiska zawieszzonego w reżimie płaskiego dna można znaleźć w pracach: Davies i inni (1997), Dohmen-Janssen (1999), Davies i Villaret (2002) oraz Amoudry i Liu (2010).

W opisie transportu rumowiska w warstwie wleczenia, silny wpływ oddziaływań pomiędzy cząsteczkami osadu powoduje konieczność odmiennego podejścia do opisu transportu niż koncepcja dyfuzji stosowana w warstwie zawieszenia. Bagnold (1956) wprowadził postulat „naprężenia dyspersyjnego” w warstwie wleczenia, które jest wynikiem obecności ziaren osadu w mieszaninie wodno-gruntowej, pokazując, iż w wyniku ścinania warstwy wodno-gruntowej, z powodu obecności ziaren osadu w mieszaninie generuje się dodatkowe naprężenie normalne (powodujące rozluźnienie mieszaniny wodno-gruntowej) oraz styczne. Sayed i Savage (1983) posługując się wynikami badań eksperymentalnych dotyczących mechaniki ośrodków sypkich, zaproponowali równania konstytutywne do opisu stanu naprężeń i odkształceń, a także powiązane z tymi równaniami zależności służące do opisu naprężeń normalnych i stycznych, będących wynikiem przekazywania pędu między ziarnami rumowiska na drodze ich wzajemnych zderzeń.

Modelowanie całościowe – opisujące transport w całym obszarze ruchu rumowiska, tzn. uwzględniające łącznie transport rumowiska wleczonego i zawieszonoego w reżimie płaskiego dna, wymaga opisu opartego na modelu dwuwarstwowym (np. Asano, 1990; Li i Sawamoto, 1995; Dong i Zhang, 2002; Amoudry i inni 2008; Bakhtyar i inni, 2010; Liu i Shen, 2010). Pierwsze modele dwuwarstwowe bazowały na klasycznym podejściu Bagnolda (Kobayashi i Seo, 1985; Asano, 1990).

Kaczmarek (1991) zaadaptował stacjonarny opis warstwy ruchu rumowiska zaproponowany przez Sayed'a i Savage'a (1983) do warunków falowych. W celu wyznaczenia chwilowych wartości natężenia transportu rumowiska w warstwie wleczenia wykorzystał chwilowe naprężenia na górnej powierzchni warstwy wleczenia. Uzyskane rozwiązanie równań ilości ruchu w warstwie wleczenia zostało w kolejnym etapie „zsyte” z rozwiązaniem otrzymanym w warstwie zawieszenia, a uzyskanym w oparciu o model dyfuzyjno–adwekcyjny (1DV). Kaczmarek i Ostrowski w 2002 roku włączyli trzecią warstwę tzw. kontaktową – pomiędzy warstwę wleczenia i zawieszenia – wykorzystując do jej opisu propozycję Deigaarda (1993). Zaadaptowany przez Kaczmarka i Ostrowskiego (2002) opis Deigaarda umożliwił analizę wymiany pędu pomiędzy elementami wody i ziarnami osadu oraz wzajemną wymianę pędu (na drodze chaotycznych zderzeń) pomiędzy ziarnami osadu. Z kolei bardziej uproszczoną wersję modelowania 1DV zbliżoną raczej do modelu Kaczmarka (1991) przedstawili Malarkey i inni (2003).

Podstawową zaletą modeli dwu-, i trójwarstwowych w porównaniu z modelami (formułami) klasycznymi, opartymi na związkach empirycznych i pół–empirycznych, jest to, że modele takie pozwalają wyznaczyć koncentrację osadów na dowolnym poziomie w zależności od chwilowego wymuszenia hydrodynamicznego. Ponadto pozwalają na opis pionowych profili prędkości i koncentracji osadu w całym obszarze ruchu rumowiska.

Do opisu transportu osadów w profilu pionowym stosowane są rozmaite modele, np.: UNIBEST–TC (Reniers i inni, 1995; Bosboom i inni, 1998) i CROSMOR2000 (van Rijn i Wijnberg, 1996; van Rijn, 2000) do opisu transportu wleczonoego wykorzystują quasi–stacjonarny model Ribberinka (1998) natomiast do opisu transportu zawieszonoego – model van Rijn'a (1993) dającego wielkość natężenia transportu uśrednionego w okresie fali. Model COSMOS (Southgate i Nairn, 1993; Nairn i Southgate, 1993) bazuje na modelu Bailarda (1981), modele BEACH (O'Connor i inni, 1998; O'Connor i Nicholson, 1989), CIRC (Rivero i Sanchez–Arcilla, 1993; Sierra i Sanchez–Arcilla, 1999) wykorzystują model Watanabe (1980). Modele te poza modelem CROSMOR2000 nie uwzględniają niejednorodności osadu. W modelu CROSMOR2000 a priori zakłada się, że niektóre średnice ziaren osadu poruszają się w warstwie wleczenia – do brzegu, a inne w warstwie zawieszenia – od brzegu. Takie podejście nie uwzględnia zatem faktu, że wraz ze wzrostem oddziaływania falowania na dno zmienia się zakres średnic osadu transportowanych od brzegu w zawieszeniu. Z tego między innymi powodu model CROSMOR2000 nie opisuje zmian rozkładu uziarnienia w profilu poprzecznym brzegu, będących wynikiem działania sztormu.

3.3 Modelowanie transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie

Opisu niejednorodności granulometrycznej rumowiska dennego dokonuje się za pomocą wyników analizy granulometrycznej, przy czym obowiązuje następująca zależność:

$$\sum_{i=1}^N n_i = 1 \quad (3.3)$$

gdzie:

n_i – wielkość opisująca procentowy (ułamkowy) udział i -tej frakcji w mieszaninie osadu budującego dno,

N – liczba frakcji w mieszaninie.

Największym uproszczeniem stosowanym w modelowaniu transportu osadów niejednorodnych jest założenie, że natężenie transportu (q) wszystkich frakcji rumowiska jest sumą niezależnych od siebie natężeń transportów ($n_i q_i$) poszczególnych frakcji (Biegowski, 2006):

$$q = \sum_{i=1}^N n_i q_i \quad (3.4)$$

Wielkości q [m²/s] oraz q_i [m²/s] oznaczają natężenie przepływu szkieletu ziaren (bez uwzględnienia porowatości) o danej objętości przepływającej w czasie jednej sekundy i odniesionej do jednego metra szerokości. Wielkość q_i oznacza natężenie transportu rumowiska jednorodnego o średnicy równej i -tej frakcji. Przyjmuje się, że wielkość ta nie zależy od obecności innych frakcji w mieszaninie. Zatem równanie (3.4) oznacza, że przyjęto uproszczony model mieszaniny, zakładając brak interakcji pomiędzy poszczególnymi frakcjami osadu. W rzeczywistości frakcje osadu współoddziałują ze sobą a wkład poszczególnych frakcji w natężenie transportu rumowiska zmienia się w stosunku do sytuacji, gdy brak jest wzajemnych oddziaływań pomiędzy frakcjami.

Hassan (2003) zaprezentował możliwość zaimplementowania quasi – stacjonarnego modelu zaproponowanego przez Bailarda (1981) do opisu natężenia transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie. Zakłada się wówczas opis natężenia transportu rumowiska w warstwie wleczenia funkcją zależną od średnicy reprezentatywnej (mediany d_{50}) osadu budującego dno. Natomiast w warstwie zawieszenia, z uwagi na zmienną prędkość opadania zależną od średnicy ziaren, natężenie transportu osadów zależy od średnicy poszczególnych frakcji osadu. Tak więc, w odniesieniu do natężenia transportu rumowiska zawieszono obowiązuje uproszczenie opisane równaniem (3.4).

W ramach uproszczenia opisanego zależnością (3.4), Ribberink (1998) uzależnił natężenie transportu poszczególnych frakcji osadu od bezwymiarowego tarcia opisywanego najczęściej poprzez parametr Shields'a, wyznaczany dla każdej średnicy osadu. Z kolei

Dohmen–Janssen (1999) zaadaptowała quasi–stacjonarny model transportu osadów niejednorodnych Ribberinka (1998) i dodatkowo wprowadziła poprawkę uwzględniającą efekt przesunięcia fazowego pomiędzy koncentracją rumowiska zawieszonoego a prędkością chwilową wody. W taki sposób uzyskano możliwość uproszczonego, selektywnego opisu dwukierunkowego transportu osadów, w którym frakcje grubsze poruszają się w kierunku dobrzegowym, drobniejsze zaś w kierunku odbrzegowym.

Jednakże quasi–stacjonarne modele transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie (Bailard, 1981; Ribberink, 1998) w niedostateczny sposób uzależniają natężenie transportu osadów od wymuszeń hydrodynamicznych. Co więcej, bardzo słabo opisują także dwukierunkowość transportu osadów w strefie brzegowej morza (Biegowski, 2006). W tym ostatnim przypadku w obliczeniach prowadzonych modelem Dohmen–Janssen (1999) uzyskuje się lepsze wyniki, choć najlepsze rezultaty uzyskuje się tylko wtedy, gdy skład granulometryczny osadu opisuje się czterema frakcjami (Hassan, 2003). Taki opis w oczywisty sposób uniemożliwia dobre scharakteryzowanie naturalnego rumowiska zalegającego na dnie morza.

Kompletnego opisu transportu osadów, czyli opisu transportu niejednorodnego granulometrycznie rumowiska w całym obszarze ruchu można dokonać w oparciu o trójwarstwowy model transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie (Kaczmarek i inni, 2004), którego szczegółowy opis zaprezentowano w rozdziale 4.2. W modelu założono, że ruch rumowiska odbywa się w trzech warstwach: wleczenia (ang. *bedload layer*), kontaktowej (ang. *contact load layer*) i zewnętrznej (ang. *outer flow region*), na skutek działania na dno naprężeń stycznych. W obszarze każdej z warstw odmienny jest charakter ruchu osadów i wymiany pędu między cząsteczkami wody i osadu, dlatego opisane są one innymi równaniami. Na styku warstw następuje „zszycie” rozwiązań, tak aby zapewnić ciągłość opisu ruchu rumowiska.

Biegowski (2006) w swojej pracy doktorskiej posługując się trójwarstwowym modelem transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie (zob. Rozdział 4.2) przeprowadził m.in. analizę zmienności rozkładów uziarnienia na profilu, wykazując jednocześnie użyteczność modelu. Wyjaśnił on istotę tworzenia się różnorodnych rozkładów uziarnienia (jednomodalnych i bimodalnych) w czasie krótkookresowego sztormu, w zależności od położenia punktu obliczeniowego na profilu (odmorski lub odlądowy) i występującego tam zjawiska erozji lub akumulacji, w wyniku dwukierunkowego strumienia osadów. Ten dwukierunkowy strumień związany jest z transportem rumowiska przy dnie, skierowanym w kierunku brzegu w wyniku asymetrii ruchu falowego oraz transportu osadów wynoszonych w morze prądem powrotnym.

3.4 Modelowanie morfologii dna

Odpowiednie narzędzia matematyczne są niezbędne do prawidłowej predykcji dynamiki torów podejściowych do portów. W strefie brzegowej morza dochodzi do silnych oddziaływań falowania i prądów na dno, co powoduje niemal nieustanny ruch rumowiska i ściśle z nim związaną zmienność ukształtowania dna. Znaczenie ruchu rumowiska w obszarach przybrzeżnych podkreśla potrzebę matematycznego opisu transportu osadów i morfologii dna. Cykliczne procesy erozji i akumulacji z uwagi na objętość transportowanego rumowiska powodują, że lokalnie dno morskie jest stale w równowadze dynamicznej. Zatem do opisu zmian morfologii dna można wykorzystać prawa zachowania dotyczące transportu osadów i skorzystać z modeli numerycznych w celu określenia predykcji zmian morfologii dna, a także przestrzennej zmienności natężenia transportu zarówno wzdłużbrzegowego, jak i do- i odbrzegowego w strefie brzegowej morza. Modele morfologiczne strefy brzegowej są niezbędnymi narzędziami, które pozwalają na prognozowanie zmian batymetrii w strefie brzegowej morza, jak również na analizę zmienności poziomu dna w obszarach budowli hydrotechnicznych na etapie projektowania, wykonawstwa i użytkowania.

Modele morfologiczne opisujące zmiany profilu poprzecznego torów podejściowych (i nie tylko) powstają poprzez złożenie kilku modeli opisujących związek przyczynowo-skutkowy: *falowanie i prąd* → *transport osadów* → *zmiany batymetrii* → *zmiany falowania i prądów*. W pierwszej kolejności, w zależności od warunków falowo-prądowych z sub-modelu transportu osadów wyznacza się objętościowe natężenie transportu. Następnie na podstawie równania transportu (zachowania masy) rumowiska dokonuje się obliczeń batymetrycznych z uwzględnieniem ciągłej redystrybucji osadu w czasie.

W celu prawidłowej predykcji zmian morfologicznych dna należy w dostateczny sposób zrozumieć procesy zachodzące w strefie brzegowej morza i opisać je językiem matematyki dokonując odpowiednich uproszczeń. Symulacje numeryczne długookresowych (lata, dekady) zjawisk prowadzone na znacznej przestrzeni strefy brzegowej powinny być prowadzone w inny sposób niż krótkoterminowych (godziny, dni) czy średniookresowych (tygodnie, miesiące, lata). Stosownie do celu i zastosowanych w modelowaniu numerycznym matematycznych uproszczeń, modele morfologiczne strefy brzegowej można podzielić na trzy zasadnicze grupy (Chiang i Hsiao, 2011): (i) modele linii brzegowej (jednej lub wielu linii), (ii) modele trójwymiarowe i (iii) makromodele.

(i) Modele linii brzegowej to modele prognostyczne oparte na równaniu transportu zaadaptowanym do opisu ewolucji dna w profilu poprzecznym brzegu i ewentualnie równaniu opisującym natężenie transportu wzdłużbrzegowego. Modele dwu i wielu linii znajdują również swoje zastosowanie do analizy w konkretnie wybranych profilach. W ciągu ostatnich dwudziestu lat dokonano znacznego rozwoju modeli dwuwymiarowych, uwzględniających przestrzenny wymiar pionowy i wymiar prostopadły do brzegu, określanych często mianem dwuwymiarowych modeli pionowych – 2DV (Wang, 1992; de Vriend i inni, 1993a;

Sato i inni, 1995; Nicholson i inni, 1997; Rakha i inni, 1997; Zhang i inni, 1999; Harris i Wiberg, 2001; Hsu i inni, 2006) mających swe zastosowanie w krótkim (godziny, dni) i średnim (tygodnie, miesiące, lata) okresie czasu.

(ii) Modele trójwymiarowe nazywane również modelami strefy przybrzeżnej, służą do prognozowania poziomu dna i jego zmienności w płaszczyźnie poziomej z uwzględnieniem obliczeń natężenia transportu rumowiska w kierunku wzdłużbrzegowym oraz do- i odbrzegowym, powstającym w wyniku interakcji falowania i prądów w strefie brzegowej morza (np. Lumborg, 2005; Blaas i inni, 2007; Souza i inni, 2007; Zanuttigh, 2007; Harris i inni, 2008; Brown i Davies, 2009; Hu i inni, 2009). Modele te opisują zazwyczaj krótkookresową (godziny lub dni) bądź średniookresową (dni lub miesiące) ewolucję dna i zazwyczaj posiadają modułową strukturę. Rdzeń modelu opiera się na różnych submodelach: falowych, prądów pływowych, prądów przybrzeżnych, transportu osadów, itp. ściśle ze sobą sprzężonych. Rdzeń modelu poprzez rozwiązanie równania zachowania masy (transportu) wyznacza aktualne rzędne poziomu dna.

(iii) Makromodele dokonują bardziej uproszczonych, zwykle długoterminowych empirycznych analiz morfologicznych w oparciu o ewolucję trendów, doświadczenia i zbiory lokalnych danych. Modele te mogą być skuteczne w przypadku analizy jakościowej, lecz nie mają zastosowania w opisie ilościowym.

W latach 2002 – 2005 uznane na świecie ośrodki naukowe w ramach międzynarodowego projektu *SANDPIT* (van Rijn i inni, 2005), dokonywały m.in. weryfikacji własnych modeli morfologicznych w oparciu o eksperymenty laboratoryjne oraz pomiary w naturze. Problematyka projektu dotyczyła szeroko rozumianego górnictwa morskiego ze szczególnym naciskiem położonym na analizę charakteru zmian i tempa zapiaszczania jam porefulacyjnych czy torów podejściowych do portów. W celu przeprowadzenia analiz morfologii dna morskiego badacze z różnych jednostek naukowych wykorzystywali rozmaite modele obliczeniowe (Tablica 3.1).

Tablica 3.1. Zestawienie modeli morfologicznych uczestników projektu *SANDPIT* (van Rijn i inni, 2005)

MODEL MORFOLOGICZNY	OPIS MODELU	JEDNOSTKA NAUKOWA	MODEL TRANSPORTU OSADÓW
DELFT 3D – Online	van Rijn i inni (2004)	WL Delft Hydraulics	TRANSPOR 2004
PIECES 2DH / TELEMAC	Soulsby (1997)	HR Wallingford	zmodyfikowane r–nie Soulsby–van Rijn
TELEMAC	Hervouet (2000)	SORGEAH	TRANSPOR 93
TELEMAC 2DH + SISYPHE	Hervouet i Bates (2000); Berx (2004)	University of Wales, Bangor	formuła Bijkera
LOMOR	Ribberink i Buijsrogge (2003); Ribberink (2004)	University of Twente	van Rijn (1991) i r–nie adwekcji–dyfuzji
MORSYS 2D	Fortunato i Oliveira (2004)	University of Coimbra	r–nie Soulsby–van Rijn
MIKE 21 CAMS	Johnson i inni (1994); Johnson i Zyserman (2002)	DHI – Institute of Water and Environment	STP

Niestety żaden z morfologicznych modeli obliczeniowych opisywanych w literaturze nie dostarcza cennych informacji dotyczących przestrzennych i czasowych zmian batymetrii wraz z jednocześnie zachodzącymi zmianami w rozkładach granulometrycznych rumowiska dennego.

Zmiany poziomu dna można wyznaczyć w wyniku rozwiązania powszechnie stosowanego równania zachowania masy (równania Exnera; np. Yalin i da Silva, 2001) dla rumowiska dennego. Dla przypadku dwuwymiarowego można je zapisać następująco:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{1}{1 - n_p} \left(\frac{\partial q_{(x)}}{\partial x} + \frac{\partial q_{(y)}}{\partial y} \right) = 0 \quad (3.5)$$

gdzie:

- z_b – rzędna poziomu dna [m],
- x, y – współrzędne punktu przestrzeni horyzontalnej [m],
- t – czas [s],
- n_p – porowatość osadu [-],
- $q_{(x)}, q_{(y)}$ – objętościowe natężenie transportu rumowiska [m^2/s] odpowiednio w kierunkach x i y .

Objętościowe natężenie transportu rumowiska wyrażone jest w jednostce [m^2/s], co odpowiada strumieniowi objętości osadu odniesionej do jednostkowej szerokości [$\text{m}^3/\text{m}\cdot\text{s}$], i oznacza objętość rumowiska przepływającą w jednostce czasu przez prostokątny przekrój $h \cdot 1\text{m}$.

W rzeczywistości objętościowe natężenia transportu rumowiska $q_{(x)}$ i $q_{(y)}$ są bardzo złożonymi i skomplikowanymi funkcjami wielu parametrów, włączając w to falowanie, prądy, głębokość wody, gęstość, cechy materiałowe rumowiska dennego (rozkład granulometryczny, porowatość, itp.). Zwykle zakłada się stałe w czasie (w każdym kroku czasowym) właściwości osadu oraz stały poziom napełnienia. Zgodnie z tymi założeniami, z różnych formuł opartych na eksperymentach czy teorii wyznacza się objętościowe natężenie transportu rumowiska powodowane interakcją falowania i prądów.

W przykładzie przedstawionym przez Johnsona i Zysermana (2002), symulację morfologii dna przeprowadzono z wykorzystaniem modelu MIKE 21 CAMS, symulację warunków falowych przy użyciu modelu MIKE 21 PMS, opis przepływów oparto na modelu MIKE 21 HD, zaś obliczeń natężenia transportu osadów dokonano modelem MIKE 21 ST. Modele MIKE 21 PMS i MIKE 21 HD są jednymi z najnowocześniejszych i odpowiednio dobrze wytestowanych w wielu badaniach pakietów obliczeniowych, służących do oceny warunków falowych i prądowych. Skąd więc pojawiły się niestabilne wyniki?

Według Johnsona i Zysermana (2002) przestrzenne oscylacje numeryczne modeli morfologicznych pojawiają się w wyniku zależności pomiędzy „prędkością formy denną” (ang. *bed celerity*) a rzędną poziomu dna, która jest **nieliniową zależnością pomiędzy natężeniem transportu rumowiska i rzędną poziomu dna**.

Zatem w modelach morfodynamicznych podstawowe równania są nieliniowymi funkcjami poziomu dna. Transport rumowiska, do którego dochodzi w wyniku oddziaływań falowych i prądowych jest również wyznaczany na podstawie nieliniowych skomplikowanych zależności hydrodynamicznych. Te nieliniowe sprzężenia i błędy numeryczne poszczególnych sub-modeli mogą generować niestabilność i niedokładność wyników obliczeń, których natura jest wciąż słabo rozpoznana. Pomimo, że wyniki poszczególnych sub-modeli są dokładne i stabilne, to ich połączenie z równaniem zachowania masy (transportu) również prowadzi do **numerycznych oscylacji i niestabilności** (Jensen i inni, 1999). Modele te nie są więc w stanie w sposób dokładny (fizyczny) dokonać predykcji batymetrii w obszarach przybrzeżnych w sąsiedztwie budowli hydrotechnicznych, szczególnie w długim okresie symulacji (Johnson i Zyserman, 2002).

Kilka technik poprawy stabilności i dokładności rozwiązań dotyczących modelowania zmian batymetrii opracowano w ostatnich dziesięcioleciach. Jak pokazali Long i inni (2008), wiele najnowocześniejszych modeli obliczeniowych wprowadza schematy numeryczne wygładzające oscylacje wyników ewolucji morfologii dna. Model Delft 2D-MOR (Roelvink i van Banning, 1994; Roelvink i inni, 1998) instytutu badawczego Delft Hydraulics, wykorzystuje jawny schemat numeryczny z ilorazem różnicowym centralnym FTCS (*Forward Time Central Space*), wprowadzając jednocześnie poprawkę wielkości natężenia transportu osadów w celu zrównoważenia dyfuzji generowanej przez schemat numeryczny. Model University of Liverpool (O'Connor i Nicholson, 1989; Nicholson i inni, 1997) korzysta z dwukrokowego schematu numerycznego Lax'a – Wendroff'a, włączając dodatkowe oddziaływania grawitacyjne na pochyłym dnie przy wyznaczaniu natężenia transportu rumowiska. Vincent i Caltagirone (1999) wykorzystują również zmodyfikowany schemat Lax'a – Wendroff'a wraz ze schematem LW-TVD (*Lax Wendroff – Total Variation Diminishing*) z ograniczeniem nachylenia dna. Cayocca (2001) używa schematu numerycznego „pod prąd” (ang. *upwind*) z poprawką wielkości natężenia transportu osadów ze względu na charakter nachylenia dna (de Vriend, 1987a i 1987b) i stosuje techniki filtrowania (de Vriend i inni, 1993a i 1993b) w celu uniknięcia oscylacji. Johnson i Zyserman (2002) pokazali, iż charakter nachylenia dna odgrywa główną rolę w procesie niestabilności schematów numerycznych stosowanych do opisu zmian batymetrii i rozważania rozszerzyli o drugi człon szeregu Taylora dotyczący zmian poziomu dna w czasie: pierwszy w kolejności człon pochodnej względem czasu równania zachowania masy obliczany jest przy użyciu schematu Lax'a – Wendroff'a, drugi zaś człon traktowany jest jako człon dyfuzyjny równania adwekcji. Zastosowany schemat obliczeniowy zmodyfikowany jest ponadto przez wprowadzenie filtra LPF (*Low Pass Filter*) do dyssypacji przypadkowych oscylacji o wysokiej częstotliwości (sugerowany przez Jensen i innych, 1999). W celu rozwiązania równania zachowania masy Saint-Cast (2002) bazując na pracy Jianga i innych (1998), wykorzystał schemat NOC (*Non-Oscillating Centered*) wraz z metodą uaktualniania poziomu dna (zapropozowaną przez Watanabe, 1988). Nie

wprowadził on do swego modelu jakichkolwiek filtrów czy ograniczników. Shao i inni (2004), Long i inni (2008) oraz Chiang i inni (2010) w celu rozwiązania przedmiotowego równania dla przypadku zarówno jednowymiarowego (1D), jak i dwuwymiarowego (2D), wykorzystali algorytm WENO (*Weighted Essentially Non-Oscillatory*) pochodzący ze schematu CFD (*Computational Fluid Dynamics*) zaprezentowanego w pracach Liu i inni (1994) oraz Jiang i Wu (1999). Model ten podobnie jak model Saint-Cast'a (2002) pozbawiony jest jakichkolwiek filtrów czy ograniczników.

Aby dokonać prawidłowej długoterminowej symulacji zmian batymetrii w obrębie torów podejściowych do portów, zachodzących w wyniku interakcji falowania i prądów w strefie brzegowej morza, model obliczeniowy powinien być w stanie kontrolować przestrzenne oscylacje, ale także gwarantować dokładność wyników, oddając jednocześnie fizykę zjawisk.

Całkiem niedawno poddano weryfikacji zalety i wady modeli morfologicznych pod względem kontroli oscylacji. Callaghan i inni (2006) dokonali przeglądu kilku schematów numerycznych, m.in.: „pod prąd”, Lax'a – Wendroff'a (Vincent i Caltagirone, 1999; Johnson i Zyserman, 2002) oraz NOC (Saint-Cast, 2002). Long i inni (2008) omówili wykorzystanie dwóch schematów numerycznych Lax'a–Wendroff'a (bazujących na schemacie Richtmyer'a oraz MacCormack'a) oraz trzech schematów WENO (TVD–RKWENO wykorzystywanego m.in. przez Shao i innych, 2004; Euler'a–WENO przez Long'a i innych, 2008 oraz dwukrokowego, trójpoziomowego schematu WENO omawianego również przez Chiang'a i innych, 2010). Na podstawie wyników przeglądu schematów numerycznych Callaghan i inni (2006) stwierdzili, iż schematy Lax'a – Wendroff'a oraz wszelkie modyfikacje tych schematów nie są stabilne w przypadku długookresowych symulacji zmian batymetrii. Zatem niezbędne jest uzupełnianie tych schematów o dodatkowe informacje w postaci filtrów, ograniczników czy sztucznej lepkości, aby zapobiec numerycznym oscylacjom generowanym przez te schematy. Ponadto autorzy przeglądu modeli wykazali, że trudno jest opisać fazową prędkość propagacji form dennych, która jest najważniejszym parametrem odpowiedzialnym za stabilność tych schematów numerycznych.

Wymóg stabilności schematów numerycznych określany jest zwykle przez warunek dotyczący liczby Courant'a – $C_r = C_a \frac{\Delta t}{\Delta x} \leq 1$ (C_a oznacza prędkość propagacji form dennych). Wartości większe od jedności sugerują, iż zmniejszenie czasu symulacji może przyczynić się do poprawy stabilności schematów numerycznych. Jednakże wiąże się to ze wzrostem zapotrzebowania mocy obliczeniowej komputerów. Jeżeli człon dyfuzyjny równania transportu zostanie prawidłowo usunięty, to graniczna wartość liczby Courant'a może być przekroczona (Chiang i Hsiao, 2011). Można tego dokonać poprzez wprowadzenie stałych dyfuzji, które przyjmowane są zależnie od rzeczywistych warunków środowiskowych (Watanabe, 1988; Struiksma i inni, 1985; Cayocca, 2001; Kuroiwa i inni, 2003; Chiang i inni, 2010).

Podsumowując należy podkreślić, iż schematy numeryczne stosowane do opisu zmian batymetrii generują oscylacje w rezultatach modelowania lub też są schematami niestabilnymi, zaś wszelkie próby „poprawy” wyników nie mają związku z rzeczywistymi procesami fizycznymi zachodzącymi w strefie brzegowej morza. Wydaje się więc wątpliwe znalezienie sposobu opisu niniejszymi metodami zmian batymetrii z uwzględnieniem jednoczesnych zmian zachodzących w rozkładach uziarnienia rumowiska budującego dno.

W niniejszej pracy postuluje się liniową zależność pomiędzy objętościowym natężeniem transportu rumowiska i miąższością warstwy ziaren osadu ściśle przylegających do siebie i będących w ruchu, co w konsekwencji umożliwia zastosowanie schematu numerycznego pierwszego rzędu „pod prąd” do rozwiązania równania opisującego zmiany batymetrii dna w czasie i przestrzeni. Należy podkreślić, iż autorski postulat liniowej zależności pomiędzy natężeniem transportu rumowiska dennego a miąższością warstwy ziaren osadu będących w ruchu i ściśle do siebie przylegających nie odpowiada postulatowi liniowej zależności pomiędzy natężeniem transportu rumowiska a poziomem dna. Tę ostatnią relację postuluje się nadal, jako nieliniową.

4 ANALIZA TEORETYCZNA

4.1 Model własny transportu rumowiska w warunkach równowagi hydrodynamicznej

Wszelkie rozważania dotyczące analizy zmian morfologii dna i zmian rozkładów uziarnienia osadów zawarte w niniejszej pracy prowadzone są z uwzględnieniem jedynie prędkości zgodnej z kierunkiem przepływu – kierunkiem zgodnym z kierunkiem osi x . Podstawy formalne powyższego założenia podano w załączniku A.

4.1.1 Sformułowanie problemu

W niniejszej pracy przyjęto następujący tok rozumowania: zakłada się, że w wyniku działania na dno naprężeń stycznych osad jest podrywany bezpośrednio z dna, czyli następuje natychmiastowa "odpowiedź" dna na dane warunki hydrodynamiczne. W wyniku tej odpowiedzi – w warunkach równowagi hydrodynamicznej – strumień rumowiska poderwanego z dna jest na każdym poziomie równy strumieniowi osadów opadających na dno i cały osad znajdujący się w zawieszeniu pochodzi wyłącznie z dna. Wobec tego, ruch rumowiska w warstwie powyżej dna z prędkością średnią

$$\bar{U} = \frac{\int_0^H UCdz}{\int_0^H Cdz} \quad (4.1)$$

implikuje niejako ruch rumowiska odbywający się w dnie w warstwie z_m (Rysunek 4.1) opisanej następującą zależnością:

$$z_m = \frac{1}{(1 - n_p)} \frac{q_x \cdot dt}{dx} \quad (4.2)$$

z prędkością postępową U_{L_1} , przy czym

$$U_{L_1} = \frac{dx}{dt} \quad (4.3)$$

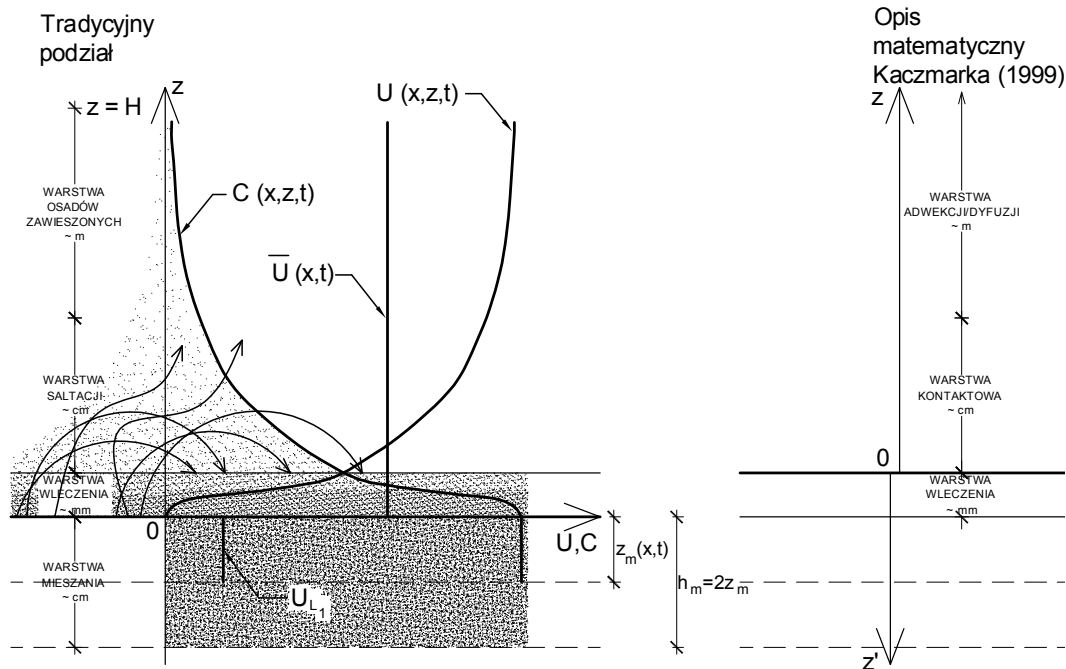
oraz

$$\frac{\bar{U}}{U_{L_1}} = \kappa \quad (4.4)$$

Warunki równowagi hydrodynamicznej zakładają, że występujące w równaniu (4.2) natężenie transportu q_x w dnie w warstwie o miąższości z_m równe jest transportowi osadów powyżej dna (zob. Rysunek 4.1) opisanemu zależnością:

$$q = \int_0^H UCdz \quad (4.5)$$

gdzie przez C oznaczono koncentrację objętościową.



Rysunek 4.1. Schemat transportu rumowiska

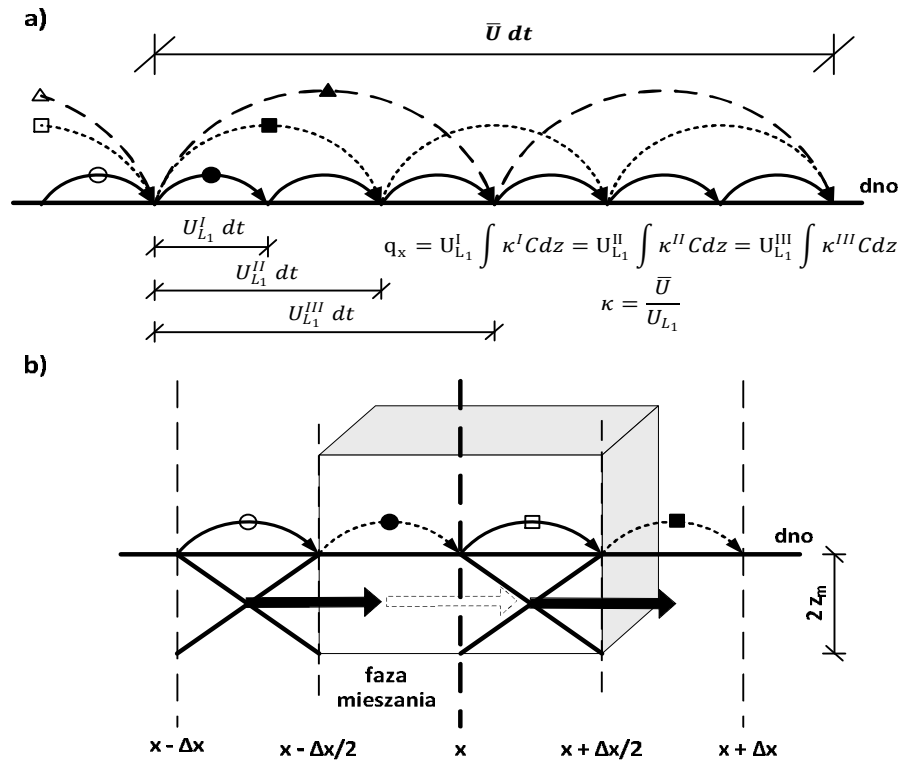
Prędkość postępową U_{L_1} (Kaczmarek i inni, 2011) można utożsamiać z prędkością propagacji środka masy formy dennej o miąższości z_m , poruszającej się bez zmiany kształtu pod wpływem powierzchniowego transportu osadów z prędkością \bar{U} . Ten postępowy ruch formy dennej o miąższości z_m można porównać do ruchu piaszczystej wydmy, poruszającej się pod wpływem powierzchniowego ruchu ziaren, wywołanego działaniem wiatru.

Zasadniczą rolę w inicjowaniu tego ruchu odgrywają saltacje ziaren osadu (zob. Rysunek 4.1). Ruch saltacyjny odbywa się w formie skoków ziaren z jednoczesną wymianą masy w mieszaninie osadu budującego dno, co jest zobrazowane na Rysunku 4.2.

Na podstawie Rysunku 4.2a można zauważyć, że transport rumowiska z prędkością \bar{U} nie zależy od długości skoku cząstek o różnych masach. Zatem w obszarach o różnych natężeniach transportu możliwy jest tylko adwekcyjny ruch cząstek w formie skoków z jednakową prędkością U_{L_1} o sumarycznej objętości równej $1.0 \cdot 1.0 \int_0^H \kappa(C) dz$. Dla tak przyjętego schematu ruchu saltacyjnego ziaren osadu z długością skoku „ziarna” o sumarycznej objętości jak wyżej, długość tego skoku nie zależy od wartości natężenia transportu. Innymi słowy oznacza to, że przy tak przyjętej długości skoku można uzyskać w jednostce czasu różne natężenia transportu przy tej samej długości skoku. Można zatem przyjąć w symulacjach numerycznych długość kroku przestrzennego równą średniej długości skoku.

Przyjmując długość kroku przestrzennego równą Δx , natężenie transportu rumowiska można otrzymać przekształcając zależność (4.2) do postaci:

$$q_x = (1 - n_p) \frac{dx}{dt} z_m \quad (4.6)$$



Rysunek 4.2. Schemat ruchu saltacyjnego rumowiska z wymianą ziaren osadu między przepływem a dnem a) oraz schemat przyjęty do obliczeń b)

Jeżeli założyć, że w przedziale czasu Δt do objętości kontrolnej wpływa taki sam strumień osadu, jaki z niej wypływa, a ruch rumowiska odbywa się w postaci możliwie najkrótszych (na odległość $\frac{\Delta x}{2}$) skoków ziaren (zob. Rysunek 4.2b), to zgodnie ze wzorem (4.6) miąższość warstwy mieszania musi być równa $2z_m$.

Należy jednocześnie zaznaczyć, że ruch saltacyjny odbywający się w postaci skoków ziaren z jednoczesną wymianą masy z dnem może powodować zmianę rozkładu uziarnienia w objętości kontrolnej, w warstwie mieszania o miąższości $2z_m$.

4.1.2 Transport rumowiska w ruchu falowym

W ruchu wody wywołanym falowaniem powierzchniowym $\eta(x,t)$ chwilowe wartości prędkości i koncentracji można zapisać w następującej postaci:

$$U = \langle U \rangle + \tilde{U} \quad (4.7)$$

$$C = \langle C \rangle + \tilde{C} \quad (4.8)$$

gdzie

$\langle \dots \rangle = \frac{1}{T} \int_0^T (\dots) dt$ oznacza wielkość uśrednioną w okresie fali (T), a \tilde{U} i \tilde{C} oznaczają oscylacyjną składową, odpowiednio prędkości i koncentracji.

Iloczyn prędkości i koncentracji definiuje się, jako objętościowy strumień (transport) odniesiony do jednostkowej powierzchni (Rysunek 4.3), który można przedstawić w następującej postaci:

$$\langle \phi \rangle = \langle U \rangle \langle C \rangle + \langle \bar{U} \bar{C} \rangle = U_L \langle C \rangle \quad (4.9)$$

W niniejszej pracy postuluje się wprowadzenie dekompozycji ruchu falowego na ruch związany z czasem trwania grzbietu fali (T_c) oraz doliny fali (T_t), przy czym

$$T = T_c + T_t \quad (4.10)$$

natomiast parametry związane z fazą grzbietu fali oznaczają się przez (...⁺), zaś z fazą doliny fali przez (...⁻). Wobec tego objętościowy strumień można przedstawić w postaci:

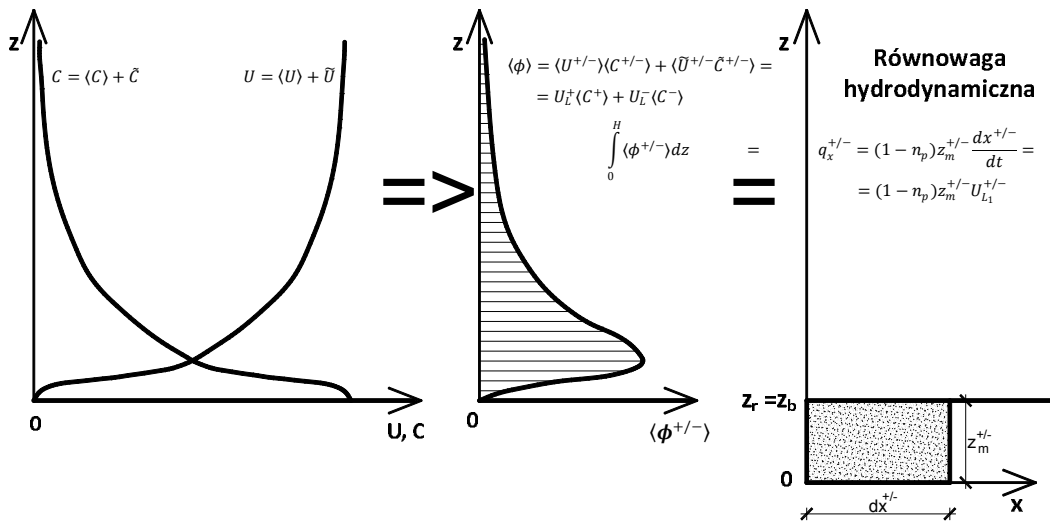
$$\langle \phi \rangle = \langle \phi^+ + \phi^- \rangle \quad (4.11)$$

gdzie:

$$\langle \phi^+ \rangle = U_L^+ \langle C^+ \rangle \quad (4.12)$$

$$\langle \phi^- \rangle = U_L^- \langle C^- \rangle \quad (4.13)$$

przy czym $\langle \dots^+ \rangle = \frac{1}{T} \int_0^{T_c} (\dots^+) dt$ oraz $\langle \dots^- \rangle = \frac{1}{T} \int_{T_c}^T (\dots^-) dt$ oznaczają wielkości uśrednione w okresie fali (T).



Rysunek 4.3. Schemat transportu rumowiska w ruchu falowym

Zatem w wyniku całkowania strumienia $\langle \phi^{+/-} \rangle$ po głębokości otrzymuje się całkowite objętościowe natężenie transportu rumowiska:

$$\int_0^H \langle \phi^{+/-} \rangle dz = q_x^{+/-} \quad (4.14)$$

które w warunkach równowagi hydrodynamicznej odpowiada transportowi q_x osadu w warstwie o miąższości z_m z prędkością postępową U_{L1} (Rysunek 4.3), przy czym z_m definiuje

się, jako miąższość gęsto upakowanych ziaren będącego w ruchu postępowym rumowiska. Ponadto, zakłada się, że dla $H \leq z \leq \eta$ koncentracja osadów $\langle C^{+/-} \rangle = 0$.

Wobec powyższych rozważań zmiany batymetrii dna po czasie dt można przedstawić w postaci:

$$z_b(x, t + dt) = z_b(x, t) + \frac{\partial z_m}{\partial t} dt \quad (4.15)$$

gdzie

$$z_m = z_m^+ + z_m^- \quad (4.16)$$

oraz

$$z_m^{+/-} = \frac{1}{(1 - n_p)} \frac{q_x^{+/-} dt}{dx^{+/-}} \quad (4.17)$$

Zależność (4.17) można przekształcić do postaci wyrażenia opisującego objętościowe natężenie transportu rumowiska:

$$q_x^{+/-} = (1 - n_p) z_m^{+/-} \frac{dx^{+/-}}{dt} = (1 - n_p) z_m^{+/-} U_{L_1}^{+/-} \quad (4.18)$$

Objętościowe natężenie transportu rumowiska jest zatem na mocy równania (4.18) **funkcją liniową** względem miąższości z_m , natomiast na mocy (4.15) **nieliniową** względem rzędnej z_b (Kaczmarek i inni, 2011).

4.1.3

Równanie transportu rumowiska.

Transport rumowiska w warunkach równowagi hydrodynamicznej.

Przyjmując, że zdecydowana większość osadu transportowana jest w pobliżu dna oraz zakładając, że na powierzchni zwierciadła wody wartość koncentracji $\langle C \rangle$ jest równa zero, dla objętości kontrolnej stałej w czasie (co oznacza stałe granice całkowania) różniczkowe równanie zachowania masy można zapisać następująco:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_0^H \langle C \rangle dz + \frac{\partial}{\partial x} \int_0^H (U_L \langle C \rangle) dz = 0 \quad (4.19)$$

przy czym prędkość $U_L(x, z, t)$ określono we wzorze (4.9).

Równanie (4.19) określa zatem rozprzestrzenianie się masy o średniej w okresie fali koncentracji $\langle C \rangle$ z prędkością U_L , która zgodnie z pracą Plumb'a (1979) ma charakter prędkości Lagrange'a, podobnie jak prędkość w dnie U_{L_1} wasty o miąższości z_m , określonej równaniem (4.3).

Warto w tym miejscu podkreślić, że zakłada się, iż przez powierzchnię kontrolną przechodzi strumień związany z adwekcją i pomija się transport dyfuzyjny związany z turbulentnym ruchem wody. O ile jest to słuszne w przypadku ruchu jednostajnego, gdyż poziomy gradient koncentracji $\frac{\partial c}{\partial x} = 0$, to pomijanie dyfuzji nie jest oczywiste w warunkach, gdy $\frac{\partial c}{\partial x} \neq 0$, czyli następuje zmiana natężenia transportu rumowiska.

W obszarze **I** pokazanym na Rysunku 4.4 koncentracja wyrażona jest porowatością (zob. np. wzór (4.22)) i nie jest funkcją zmiennych x, z, t . Ze względu na to, że ruch rumowiska w tej warstwie generowany jest przez ruch saltacyjny ziaren powyżej tej warstwy, tj. w obszarze **II**, i nie jest wynikiem ścinania warstw dna w obszarze **I**, to można przewidywać, iż prędkość U_{L1} przemieszczania się warstwy z_m , podobnie jak porowatość dna jest wielkością stałą – niezmienną w czasie i przestrzeni. Ponadto, jak pokazano na Rysunku 4.2a, transport adwekcyjny rumowiska w obszarze **II** z prędkością U_L nie zależy od długości skoku cząstek o różnych masach, czyli można uzyskać w jednostce czasu różne natężenia transportu przy tej samej długości skoku. Oznacza to, że strumień wywołany dyfuzją w obszarze **I** równy jest zero.

Według opisu ruchu rumowiska pokazanego schematycznie na Rysunku 4.2a, ruch w obszarze **II** (Rysunek 4.4) jest określony strumieniem tylko adwekcyjnym tak długo, jak długo osad pozostaje w warunkach równowagi hydrodynamicznej i pochodzi wyłącznie z dna. Nawet jeżeli założyć, że do analizowanego obszaru wpływa strumień z sąsiednich obszarów z koncentracją $\langle C_2 \rangle$ ale nie ulega on zmianie, to oznacza, że w dalszym ciągu strumień związany z dyfuzją w obszarze **II** równy jest zero.

Jeżeli natomiast do obszaru wpływa znaczna ilość rumowiska z sąsiednich obszarów z koncentracją $\langle C_2 \rangle$, która nie jest w równowadze hydrodynamicznej z dnem, to wówczas strumień związany z dyfuzją nie jest do pominięcia.

Zatem rozwiązując równanie (4.19) dla objętości kontrolnej zdefiniowanej jak na Rysunku 4.4, otrzymuje się (Kaczmarek i inni, 2011):

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_0^{z_r} \langle C^I \rangle dz + \frac{\partial}{\partial t} \int_{z_r}^H \langle C^{II} \rangle dz + \frac{\partial}{\partial x} \int_0^{z_r} (U_L^I \langle C^I \rangle) dz + \frac{\partial}{\partial x} \int_{z_r}^H (U_L^{II} \langle C^{II} \rangle) dz = 0 \quad (4.20)$$

gdzie:

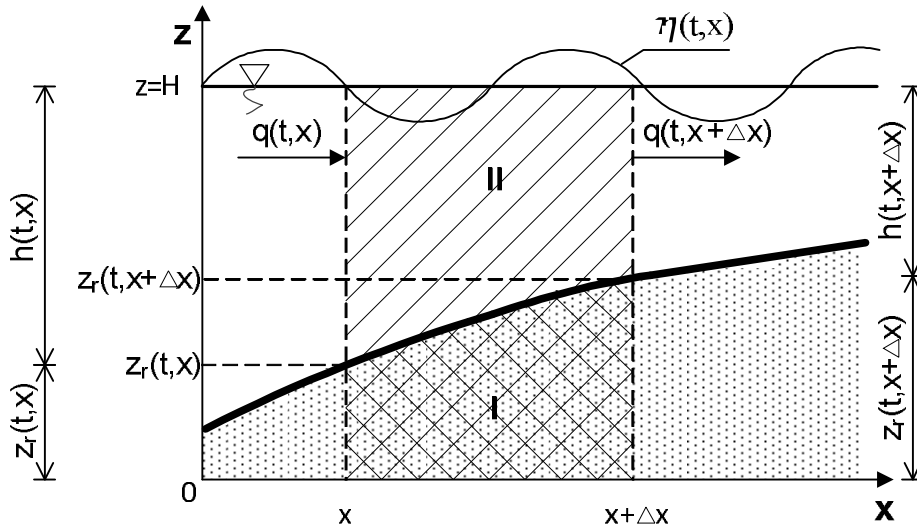
- z_r – poziom odniesienia,
- U_L^I, C^I – prędkość i koncentracja osadów w podwarstwie **I**,
- U_L^{II}, C^{II} – prędkość i koncentracja osadów w podwarstwie **II**.

Poziom odniesienia najczęściej przyjmuje się na rzędnej dna $z_r = z_b$, choć inny jego wybór jest oczywiście możliwy.

Jeżeli założyć, że w warstwie $0 \leq z \leq z_r$ prędkość $U_L^I = 0$, koncentracja osadu $C^I = (1 - n_p) = \text{const.}$, oraz przyjmując $z_r = z_b$, to otrzymuje się **równanie transportu rumowiska**:

$$(1 - n_p) \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t} \int_{z_b}^H C^I dz + \frac{\partial}{\partial x} \int_{z_b}^H C^I U_L^I dz = (1 - n_p) \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t} \int_{z_b}^H C^I dz + \frac{\partial q}{\partial x} = 0 \quad (4.21)$$

Wyrażenie $(1 - n_p)z_b + \int_{z_b}^H C^I dz$ odpowiada ilościowo całkowitej objętości osadu w przeliczeniu na jednostkę powierzchni poziomej rumowiska znajdującego się w dnie (pierwszy człon tego wyrażenia) i będącego w zawieszeniu (drugi człon) (Long i inni, 2008).



Rysunek 4.4. Schemat analizowanego obszaru

Jeżeli natomiast założyć, że $z_r = z_m$, to:

$$\text{– dla } 0 \leq z \leq z_m \quad \begin{cases} (1 - n_p) = C^I \\ U_L^I = U_{L_1} \end{cases} \quad (4.22)$$

oraz

– dla $z_m < z \leq H$, ze względu na to, że

$$\int_{z_m}^H U_L \langle C \rangle dz = \bar{U}_L \int_{z_m}^H \langle C \rangle dz = U_{L_1} \int_{z_m}^H \kappa \langle C \rangle dz = U_{L_1} \int_{z_m}^H \langle C_1 \rangle dz = \int_{z_m}^H U_L^I \langle C^I \rangle dz \quad (4.23)$$

gdzie

$$\frac{\bar{U}_L}{U_{L_1}} = \kappa \text{ i } \langle C_1 \rangle = \kappa \langle C \rangle \quad (4.24)$$

można zapisać

$$U_L^I = U_{L_1} \text{ i } \langle C^I \rangle = \langle C_1 \rangle \quad (4.25)$$

Biorąc pod uwagę zależności (4.22), (4.24) i (4.25), równanie (4.20) można przedstawić w następującej postaci:

$$(1 - n_p) \frac{\partial z_m}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t} \int_{z_m}^H \langle C_1 \rangle dz + (1 - n_p) U_{L_1} \frac{\partial z_m}{\partial x} + U_{L_1} \frac{\partial}{\partial x} \int_{z_m}^H \langle C_1 \rangle dz = 0 \quad (4.26)$$

Równowaga hydrodynamiczna oznacza, że strumień osadów podrywanych z dna jest w każdej chwili równoważony strumieniem osadów opadających na dno. Jeśli założyć, że całkowita ilość rumowiska będącego w zawieszeniu pochodzi wyłącznie z dna, to dla transportu rumowiska będącego w równowadze hydrodynamicznej obowiązuje zależność:

$$(1 - n_p) z_m = \int_{z_m}^H \langle C^H \rangle dz = \int_{z_m}^H \langle C_1 \rangle dz \quad (4.27)$$

co prowadzi do następujących równań:

$$\frac{\partial z_m}{\partial t} + U_{L_1} \frac{\partial z_m}{\partial x} = 0 \quad (4.28)$$

i

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_m}^H \langle C_1 \rangle dz + U_{L_1} \frac{\partial}{\partial x} \int_{z_m}^H \langle C_1 \rangle dz = 0 \quad (4.29)$$

Wprowadzając dla warunków falowych dekompozycję prędkości U_{L_1} na prędkość $U_{L_1}^+$ (związaną z fazą grzbietu fali) i $U_{L_1}^-$ (związaną z fazą doliny fali) oraz miąższości z_m na z_m^+ i z_m^- , można otrzymać następujące zależności (Kaczmarek i inni, 2011):

$$q_x^+ = (1 - n_p) U_{L_1}^+ z_m^+ = U_{L_1}^+ \int_{z_m^+}^H \langle C_1^+ \rangle dz \quad (4.30)$$

$$q_x^- = (1 - n_p) U_{L_1}^- z_m^- = U_{L_1}^- \int_{z_m^-}^H \langle C_1^- \rangle dz \quad (4.31)$$

przy czym, na mocy zależności (4.24):

$$\langle C_1^+ \rangle = \kappa^+ \langle C^+ \rangle \quad (4.32)$$

$$\langle C_1^- \rangle = \kappa^- \langle C^- \rangle \quad (4.33)$$

gdzie:

$$\kappa^+ = \frac{\overline{U_L^+}}{U_{L_1}^+} \quad (4.34)$$

$$\kappa^- = \frac{\overline{U_L^-}}{U_{L_1}^-} \quad (4.35)$$

Wstawiając zależność (4.30) i (4.31) do równania (4.28), otrzymuje się następujące równania:

$$\frac{\partial z_m^+}{\partial t} + U_{L_1}^+ \frac{\partial z_m^+}{\partial x^+} = \frac{\partial z_m^+}{\partial t} + \frac{1}{(1 - n_p)} \frac{\partial q_x^+}{\partial x^+} = 0 \quad (4.36)$$

$$\frac{\partial z_m^-}{\partial t} + U_{L_1}^- \frac{\partial z_m^-}{\partial x^-} = \frac{\partial z_m^-}{\partial t} + \frac{1}{(1 - n_p)} \frac{\partial q_x^-}{\partial x^-} = 0 \quad (4.37)$$

Następnie korzystając z zależności (4.15) i (4.16) otrzymuje się **ostatecznie równanie postaci**:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{1}{(1-n_p)} \left(\frac{\partial q_x^+}{\partial x^+} + \frac{\partial q_x^-}{\partial x^-} \right) = 0 \quad (4.38)$$

W przypadku, gdy fala propaguje nad pochyłym dnem, należy uwzględnić, że

$$\frac{\partial q_x^+}{\partial x^+} \neq \frac{\partial q_x^-}{\partial x^-} \quad (4.39)$$

W rzeczywistości wartości q_x^+ i q_x^- należy interpretować, jako średnie w okresie fali T wartości transportu rumowiska będącego w warunkach równowagi hydrodynamicznej, odpowiednio w grzbiecie i dolinie fali, natomiast q_x , jako wypadkowy transport osadu uśredniony w okresie fali T (ang. *net transport rate*). Wartości q_x^+ i q_x^- wyznacza się z trójwarstwowego modelu transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie opisanego w rozdziale 4.2.

4.1.4 Efekty nieliniowe

Opis natężenia transportu rumowiska nieliniowymi zależnościami w odniesieniu do miąższości z_m oznacza, że transport osadów nie jest w równowadze hydrodynamicznej. Odpowiada to sytuacji, kiedy całkowita ilość rumowiska transportowanego w zawieszeniu składa się z części $\langle C_1 \rangle$, która jest w równowadze hydrodynamicznej i pochodzi tylko z dna oraz części $\langle C_2 \rangle$, która jest transportowana w postaci biernej masy i pochodzi (na ogół w przeważającej części) z sąsiednich obszarów oraz (w mniejszej części) także z dna. W przypadku akumulacji dna wymiana między osadem transportowanym w zawieszeniu $\langle C_2 \rangle$ i w dnie (podobnie jak części $\langle C_1 \rangle$) prowadzi do procesu depozycji, natomiast w przypadku erozji dna osad jest podrywany przez strumień. Ponadto wymiana z dnem osadu $\langle C_2 \rangle$ odbywa się przy pomocy strumieni ∇_D i ∇_E , które oznaczają wielkość (odniesioną do jednostkowej powierzchni) natężenia rumowiska odpowiednio opadającego na dno i podrywanego z dna. Wówczas:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_m}^H \langle C_2 \rangle dz = \nabla_E - \nabla_D \quad (4.40)$$

Wobec powyższego można założyć, że:

$$\begin{cases} \langle C^I \rangle = (1-n_p) & \text{i} & \langle C^{II} \rangle = \langle C_1 \rangle + \langle C_2 \rangle \\ \langle U_L^I \rangle = U_{L_1} & \text{i} & \langle U_L^{II} \rangle = U_{L_1} + U_{L_2} = U_L \end{cases} \quad (4.41)$$

Biorąc pod uwagę zależności (4.41) i (4.29) równanie (4.20) można przedstawić w następującej postaci:

$$\begin{aligned}
& (1 - n_p) \frac{\partial z_m}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t} \int_{z_m}^H \langle C_2 \rangle dz + (1 - n_p) U_{L_1} \frac{\partial z_m}{\partial x} + \\
& + U_{L_1} \frac{\partial}{\partial x} \int_{z_m}^H \langle C_2 \rangle dz + \frac{\partial}{\partial x} \int_{z_m}^H U_{L_2} \langle C_1 \rangle dz + \frac{\partial}{\partial x} \int_{z_m}^H U_{L_2} \langle C_2 \rangle dz = 0
\end{aligned} \tag{4.42}$$

gdzie

$$q = (1 - n_p) U_{L_1} z_m + U_{L_1} \int_{z_m}^H \langle C_2 \rangle dz + \int_{z_m}^H U_{L_2} \langle C_1 \rangle dz + \int_{z_m}^H U_{L_2} \langle C_2 \rangle dz \tag{4.43}$$

Zwraca się uwagę, iż założenie równowagi hydrodynamicznej dla części $\langle C_2 \rangle$ oznacza, iż wielkość ta na mocy (4.40) pozostaje stała w czasie. Wówczas korzystając z zależności (4.15), równanie (4.42) upraszcza się do postaci zaproponowanej ostatnio przez Long'a i innych (2008):

$$(1 - n_p) \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = 0 \tag{4.44}$$

W równaniu (4.44) natężenie transportu rumowiska q składa się z dwóch części (w odniesieniu do miąższości z_m):

– liniowej

$$q^L = q_x = (1 - n_p) U_{L_1} z_m \tag{4.45}$$

oraz

– nieliniowej

$$q^{nL} = U_{L_1} \int_{z_m}^H \langle C_2 \rangle dz + \int_{z_m}^H U_{L_2} \langle C_1 \rangle dz + \int_{z_m}^H U_{L_2} \langle C_2 \rangle dz \tag{4.46}$$

Ponieważ w równaniu (4.44) występuje nieliniowy człon opisany zależnością (4.46), to do prawidłowego rozwiązania tego równania nie może być wykorzystany schemat numeryczny metody różnic skończonych pierwszego rzędu „pod prąd”. Long i inni (2008) do rozwiązania równania (4.44) zaproponowali schemat numeryczny Euler'a – Weno piątego rzędu, stosując jednocześnie dekompozycję natężenia transportu rumowiska q na dwie części q^+ i q^- .

W sytuacji odmiennej, w której osad transportowany jest wyłącznie w postaci zawieszonyj, jako bierna substancja z możliwością wymiany z osadem znajdującym się w dnie, powodując tym samym depozycję osadu lub porywanie osadu przez strumień, można zapisać:

$$\begin{cases} \langle C^I \rangle = (1 - n_p) & \text{i} & \langle C^{II} \rangle = \langle C_2 \rangle \\ U_L^I = 0 & \text{i} & U_L^{II} = U_{L_2} \end{cases} \tag{4.47}$$

Biorąc pod uwagę zależności (4.40) i (4.47) oraz (4.15), równanie (4.42) można w tym przypadku przedstawić w następującej postaci:

$$(1 - n_p) \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} + \nabla_E - \nabla_D = 0 \quad (4.48)$$

gdzie

$$q = q^{nL} = \int_{z_m}^H U_{L_2} \langle C_2 \rangle dz \quad (4.49)$$

Równanie (4.48) należy uzupełnić o człon związany z dyfuzją, tak jak to pokazali Sánchez i Wu (2011).

Powyżej pokazano nieliniową część (w odniesieniu do miąższości z_m) natężenia transportu rumowiska. W przypadku nieliniowym nie jest wymagany podział transportu q na dwie części q^+ i q^- . Ponadto należy tu wspomnieć, że człon opisujący „magazynowanie” osadu w dnie ($\nabla_E - \nabla_D$) może odgrywać większe znaczenie w przypadku lokalnych, szybkich zmian przestrzennych natężenia transportu q , np. w pobliżu budowli (Whitehouse, 1998).

4.2 Trójwarstwowy model transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie

Jak już wcześniej wspomniano z trójwarstwowego modelu transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie korzysta się w celu obliczenia wartości transportu rumowiska q_x^+ i q_x^- . Zgodnie z opisem zaprezentowanym przez Kaczmarka (1999) dla osadu jednorodnego i oscylacyjnego przepływu, Kaczmarka i Ostrowskiego (2002) dla przepływów w warunkach falowo-prądowych, oraz przez Kaczmarka i innych (2004) dla niejednorodnego rumowiska, obszar ruchu osadów podzielono na trzy warstwy: (i) wleczenia, (ii) kontaktową (prześciową), (iii) obszar zewnętrzny. Charakter współoddziaływań pomiędzy wodą i osadami jest odmienny w każdej z wyżej wymienionych warstw i dlatego są one opisane innymi równaniami, przy czym na styku tych warstw następuje zszycie rozwiązań, zapewniając kompletny teoretyczny opis struktury transportu osadów piaszczystych. Szczegółowy opis modelu można znaleźć w powyższych pracach.

Jak podano m.in. w pracy Kaczmarka i innych (2009c), w modelu założono, że wszystkie frakcje w warstwie wleczenia poruszają się z jednakową prędkością w postaci gęstej mieszaniny wodno-gruntowej i w tej warstwie nie dokonuje się sortowanie osadów. Założono, iż oddziaływania między frakcjami osadu są tak silne, że w ich wyniku drobniejsze frakcje są spowalniane przez grubsze i w efekcie wszystkie frakcje poruszają się z taką samą prędkością. Zatem w tej warstwie nie obowiązuje proste sumowanie natężenia transportu poszczególnych frakcji traktowanych jako osad jednorodny.

W modelowaniu matematycznym uwzględniono fakt, iż najintensywniejsze pionowe sortowanie odbywa się w procesie podrywania ziaren w warstwie kontaktowej nad dnem. W warstwie kontaktowej pulsacje turbulentne oraz chaotyczne zderzenia między ziarnami powodują bardzo silne zróżnicowanie transportu poszczególnych frakcji osadu. Bardzo blisko dna – w podwarstwie, gdzie w rozkładach prędkości i -tej frakcji osadów silnie ujawnia się

prędkość poślizgu – występuje bardzo silne oddziaływanie między poszczególnymi frakcjami, spowodowane wzajemnymi chaotycznymi zderzeniami. W dalszej odległości od dna te oddziaływania między frakcjami słabną. Jednak koncentracja i -tej frakcji jest na tyle duża, iż powoduje tłumienie turbulencji, przy czym tłumienie to jest zależne od średnicy ziaren d_i . Przyjęto zatem, iż każda i -ta frakcja, w wyniku wzajemnych oddziaływań, porusza się z własną prędkością oraz charakteryzuje się własną koncentracją.

Obliczone w warstwie kontaktowej prędkości i koncentracje frakcji grubszych są większe od wielkości, jakie by miały te frakcje gdyby dno było jednorodne i zbudowane tylko z jednej, odpowiadającej im frakcji. To zwiększenie prędkości w mieszaninie jest efektem wzajemnych oddziaływań między frakcjami, gdzie frakcje grubsze są przyspieszane przez frakcje drobniejsze.

W warstwie zewnętrznej, ponad warstwą kontaktową, założono, iż nie następuje zmiana rozkładu uziarnienia transportowanego osadu. Pionowy rozkład koncentracji w tej warstwie opisywany jest funkcją potęgową.

4.2.1 Równania pędu w warstwie wleczenia

W modelu transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie zaproponowano matematyczny opis oddziaływań pomiędzy wodą a osadem oraz wzajemnych oddziaływań między ziarnami osadu w całym obszarze interakcji, począwszy od nieruchomego dna przez formowanie się „dywanu” osadów, aż do rumowiska będącego w zawieszeniu.

Wykorzystując zależności Sayeda i Savage’a (1983) dla naprężeń typu lepkościowego oraz dla naprężeń będących wynikiem tarcia Coulomba, dla warunków, kiedy transport osadów znajduje się w równowadze hydrodynamicznej tj., gdy strumień osadów opadających na dno jest równoważony strumieniem osadów podrywanych z dna, zaproponowano układ równań opisujących prędkość i koncentrację osadu w warstwie wleczenia, które można przedstawić w postaci:

$$\alpha^0 \left(\frac{c_b - c_0}{c_m - c_b} \right) \sin \phi \sin 2\psi + \mu_1 \left(\frac{\partial u_b}{\partial z'} \right)^2 = \rho u_f^2 \quad (4.50)$$

$$\alpha^0 \left(\frac{c_b - c_0}{c_m - c_b} \right) (1 - \sin \phi \sin 2\psi) + (\mu_0 + \mu_2) \left(\frac{\partial u_b}{\partial z'} \right)^2 = \left(\frac{\mu_0 + \mu_2}{\mu_1} \right) \Big|_{c=c_0} \rho u_f^2 + (\rho_s - \rho) g \int_0^{z'} c_b d z' \quad (4.51)$$

Współczynniki μ_0 , μ_1 i μ_2 są funkcjami koncentracji osadu C , określonymi formułami:

$$\frac{\mu_1}{\rho_s d^2} = \frac{0.03}{(c_m - c_b)^{1.5}} \quad (4.52)$$

$$\frac{\mu_0 + \mu_2}{\rho_s d^2} = \frac{0.02}{(c_m - c_b)^{1.75}} \quad (4.53)$$

gdzie:

- $c_m (= 0.53)$ – maksymalna koncentracja osadu w stanie spoczynku, kiedy ziarna ściśle do siebie przylegają,
- $c_b = \tilde{C}_b$ – koncentracja osadu,
- $u_b = \tilde{U}_b$ – prędkość osadu w warstwie wleczenia,
- c_0 – koncentracja osadu na poziomie teoretycznego dna ($c_0 = 0.32$),
- ρ_s – gęstość szkieletu gruntowego,
- ρ – gęstość wody,
- d – średnica ziaren osadu,
- ϕ – quasi – statyczny kąt tarcia wewnętrzznego,
- $\alpha^0 / \rho_s g d = 1.0$,
- $\psi = \frac{\pi}{2} - \frac{\phi}{2}$.

Ze względu na silne oddziaływania pomiędzy cząsteczkami poszczególnych frakcji w warstwie wleczenia przyjęto, że wszystkie frakcje poruszają się z jednakową prędkością $u_{br}(z',t)$ oraz mają taką samą koncentrację $c_{br}(z',t)$ na danym poziomie z' . Z tego założenia wynika brak sortowania się rumowiska w warstwie wleczenia, co z kolei umożliwia opis transportu rumowiska przy pomocy średnicy reprezentatywnej $d_r = d_{50}$. Wykorzystując zatem średnicę reprezentatywną d_r , wyznacza się szorstkość efektywną $k_e = k_{er}$ na podstawie wzoru zaproponowanego przez Kaczmarka (1999):

$$k_{er} = 47.03 d_r \theta_{2.5}^{-0.658} \quad (4.54)$$

w którym jak pokazał Nielsen (1992)

$$\theta_{2.5} = 0.5 f_{2.5} \psi_1 = 0.5 f_{2.5} \frac{(a_{1m} \varpi)}{(s-1) g d_r} \quad (4.55)$$

oraz

$$f_{2.5} = \exp \left[5.213 \left(\frac{2.5 d_r}{a_{1m}} \right)^{0.194} - 5.977 \right] \quad (4.56)$$

gdzie:

- g – przyspieszenie ziemskie,
- $a_{1m} = U_{1m} / \varpi$ – pozioma amplituda ruchu falowego przy dnie,
- U_{1m} – maksymalna prędkość orbitalna przy dnie,
- $s = \rho_s / \rho$ – względna gęstość,
- $\varpi = 2\pi / T$ – częstość kołowa,
- T – okres fali.

Następnie z modelu całkowego Fredsøe (1984) wyznaczone zostają chwilowe prędkości tarcia $u_f(t)$ na powierzchni dna. Z równań (4.50) ÷ (4.53) otrzymuje się chwilowe wartości prędkości $u_{br}(z',t)$ i koncentracji $c_{br}(z',t)$ osadów w warstwie wleczenia o miąższości δ_{br} . Oś z' zorientowano dodatnio w dół licząc od poziomu teoretycznego dna. Pierwszy punkt

obliczeniowy, w którym prędkość osadu $u_{br}(z',t)$ się zeruje oznacza rzędną δ_{br} opisującą miąższość warstwy wleczenia. Warto przy tym zwrócić uwagę, iż niniejszy model usuwa największe uproszczenie w warstwie wleczenia, stosowane dotychczas powszechnie w modelowaniu transportu osadów niejednorodnych. Otóż przyjęto, iż oddziaływania między frakcjami osadu są tak silne, że w ich wyniku drobniejsze frakcje są spowalniane przez grubsze i w efekcie wszystkie frakcje poruszają się z taką samą prędkością. Zatem, w tej warstwie nie obowiązuje proste sumowanie natężenia transportu poszczególnych frakcji, traktowanych jako osad jednorodny. Oznacza to, że:

$$n_i q_{bi} \neq n_i q_{br} \quad (4.57)$$

gdzie

n_i – procentowy udział frakcji osadu w mieszaninie.

Powyższy wniosek jest zgodny z licznymi obserwacjami laboratoryjnymi (np. Hassan i inni, 2001; Kaczmarek i inni, 2004).

Należy jednak pamiętać, że strumień powodujący erozję (wywołaną ścinaniem) dna w komórce nie powoduje zmian rozkładów uziarnienia w tej komórce.

Wobec tego, natężenie transportu rumowiska w warstwie wleczenia w kierunku dobrzegowym (w czasie trwania grzbietu fali) q_{bx}^+ jest równe (Sawczyński i inni, 2011):

$$q_{bx}^+ = \frac{1}{T} \int_0^{T_c} \left(\int_0^{\delta_{br}^+} u_{br}^+(z',t) c_{br}^+(z',t) dz' \right) dt \quad (4.58)$$

natomiast natężenie transportu rumowiska w warstwie wleczenia w kierunku odbrzegowym (w czasie trwania doliny fali) q_{bx}^- jest równe:

$$q_{bx}^- = \frac{1}{T} \int_{T_c}^T \left(\int_0^{\delta_{br}^-} u_{br}^-(z',t) c_{br}^-(z',t) dz' \right) dt \quad (4.59)$$

gdzie

T_c i T oznaczają odpowiednio czas trwania grzbietu fali i okres fali.

4.2.2 Równania pędu w warstwie kontaktowej

W warstwie kontaktowej pulsacje turbulენტne oraz chaotyczne zderzenia między ziarnami osadu powodują bardzo silne różnice w transporcie poszczególnych frakcji rumowiska. W obszarze warstwy kontaktowej wyróżniono dwie podwarstwy charakteryzujące się różnymi mechanizmami wymiany pędu. W bliskiej odległości od dna – w podwarstwie, gdzie w rozkładach prędkości i -tej frakcji osadów silnie ujawnia się prędkość poślizgu u_{br} – występują bardzo silne oddziaływania między poszczególnymi frakcjami. Oddziaływania te powodowane są przez wzajemne chaotyczne zderzenia ziaren osadu. Chociaż w dalszej odległości od dna oddziaływania między frakcjami słabną, to koncentracja i -tej frakcji osadu

jest na tyle duża, iż powoduje tłumienie turbulencji, które jest zależne od średnicy ziaren d_i . Założono więc, iż każda i -ta frakcja, w wyniku wzajemnych oddziaływań, porusza się z własną prędkością $u_{ci}(z, t)$ oraz charakteryzuje się własną koncentracją $c_{ci}(z, t)$. W modelu te chwilowe pionowe rozkłady prędkości i koncentracji dla i -tej frakcji wyznaczane są z równań zaproponowanych przez Kaczmarka (1999), przy znajomości zmiennej w okresie fali naskórkowej prędkości tarcia $u_{fi}'(t)$:

$$\left[\frac{3}{2} \left(\alpha \frac{d_i}{w_{si}} \frac{du_{ci}}{dz} \frac{2s + c_M}{3c_D} + \beta \right)^2 d_i^2 c_{ci}^2 (s + c_M) + l^2 \right] \left(\frac{du_{ci}}{dz} \right)^2 = u_{fi}'^2(t) \quad (4.60)$$

$$\left[3 \left(\alpha \frac{d_i}{w_{si}} \frac{du_{ci}}{dz} \frac{2s + c_M}{3c_D} + \beta \right)^2 d_i^2 \frac{du_{ci}}{dz} c_{ci} + l^2 \frac{du_{ci}}{dz} \right] \frac{dc_{ci}}{dz} = -w_{si} c_{ci} \quad (4.61)$$

gdzie:

- c_D – współczynnik oporu,
- c_M – współczynnik masy dołączonej,
- l – droga mieszania, wyrażona jako $l = \kappa z = 0.4z$,
- κ – stała Karmana,

przy czym oś z skierowana jest w górę.

Deigaard (1993) założył, że $(s + c_M) = 3.0$, zaś $c_D = 1.0$. Wartości współczynników proporcjonalności α_s i β_s są nieznane i muszą być określane przy pomocy kalibracji modelu obliczeniowego. Wielkość $u_{fi}'(t)$ jest wyznaczana z modelu Fredsøe (1984) – przy założeniu zaproponowanym przez Nielsena (1992), że naskórkowa wysokość szorstkości k'_{ei} określona jest zależnością $k'_{ei} = 2.5d_i/30 = 2.5d_{50}$. Warunki brzegowe są dla wszystkich frakcji jednakowe, tj.:

$$u_{ci}(z = 2.5d_i/30, t) = u_{br}(z' = 0, t) \quad (4.62)$$

$$c_{ci}(z = 2.5d_i/30, t) = c_{br}(z' = 0, t) = 0.32 \quad (4.63)$$

Uwzględniając efektywną szorstkość naskórkową, wyznaczoną dla średnicy reprezentatywnej $k'_{er} = 2.5d_r = 2.5d_{50}$ i wykorzystując całkowity model Fredsøe (1984), można wyznaczyć górną granicę warstwy kontaktowej – wspólną dla wszystkich frakcji (δ_{cr}).

Jak pokazał Kaczmarek (1999) miąższość ta może być określona zależnością $\delta_{cr} = \delta'_1/2$, w której to δ'_1 odpowiada grubości warstwy przyściennej (znalezionej z rozwiązania Fredsøe (1984) dla $k'_{er} = 2.5d_r = 2.5d_{50}$), w chwili maksymalnej (w okresie fali T) prędkości orbitalnej przy dnie.

Warto zwrócić uwagę na fakt, iż w zaproponowanym modelu, wyznaczane w warstwie kontaktowej prędkości i koncentracje frakcji grubszych są większe od wielkości, jakie by miały te frakcje gdyby dno było jednorodne i zbudowane tylko z jednej odpowiadającej im frakcji. To zwiększenie prędkości w mieszaniu jest wynikiem wzajemnych oddziaływań między frakcjami, gdzie frakcje grubsze są przyspieszane przez frakcje drobniejsze. Powyższy

efekt pokazali m.in. De Meijer i inni (2002). Przeprowadzone przez nich obserwacje laboratoryjne dowodzą, że frakcje grubsze osadu transportowane są intensywniej w niejednorodnej mieszaninie niż w przypadku jednorodnego rumowiska.

Jak już wspomniano, w prezentowanym modelu chwilowe wartości prędkości i koncentracji osadu dla i -tej frakcji wyznacza się z równań (4.60) i (4.61). Uśrednione w okresie fali T wartości koncentracji mieszaniny osadu można uzyskać w następujący sposób:

$$C_c(z) = \sum_{i=1}^N n_i \left(\frac{1}{T} \int_0^T c_{ci}(z, t) dt \right) \quad (4.64)$$

natomiast zawartość procentową k_i i -tej frakcji:

$$k_i(z) = \frac{\langle c_{ci}(z, t) \rangle n_i}{C_c(z)} \quad (4.65)$$

gdzie

$$\langle c_{ci}(z, t) \rangle = \frac{1}{T} \int_0^T c_{ci}(z, t) dt \quad (4.66)$$

Znając w każdym kroku obliczeniowym zawartość procentową k_i i -tej frakcji na każdym poziomie z wewnątrz warstwy kontaktowej, można obliczyć rozkład uziarnienia a także średnicę reprezentatywną $d_{50}(z)$ osadu zawieszzonego występującego w tej warstwie.

Reasumując należy podkreślić, że w modelu transportu rumowiska niejednorodnego granulometrycznie zarówno w warstwie kontaktowej jak i w warstwie wleczenia nie obowiązuje proste sumowanie natężenia transportu poszczególnych frakcji, traktowanych jako osad jednorodny. Zatem i w tym przypadku udział i -tej frakcji w transporcie mieszaniny $n_i q_{ci}$ nie jest równy „niezależnemu” transportowi $n_i q_i$, co oznacza, że $n_i q_i \neq n_i q_{ci}$.

Ostatecznie, natężenie transportu rumowiska w warstwie kontaktowej w kierunku dobrzegowym q_{cx}^+ można przedstawić w następującej postaci (Sawczyński i inni, 2011):

$$q_{cx}^+ = \sum_{i=1}^N n_i \left(\frac{1}{T} \int_0^{T_c} \left(\int_0^{\delta_{cr}} u_{ci}^+(z, t) c_{ci}^+(z, t) dz \right) dt \right) \quad (4.67)$$

natomiast w kierunku odrzegowym natężenie transportu q_{cx}^- przyjmuje postać:

$$q_{cx}^- = \sum_{i=1}^N n_i \left(\frac{1}{T} \int_{T_c}^T \left(\int_0^{\delta_{cr}} u_{ci}^-(z, t) c_{ci}^-(z, t) dz \right) dt \right) \quad (4.68)$$

4.2.3 Obszar zewnętrzny

W warstwie zewnętrznej z reguły pojawiają się trudności z prawidłowym opisem zmiennego w czasie profilu koncentracji osadów w zawieszeniu. Na wyższych poziomach od dna wskazuje się na brak zgodności w fazie pomiędzy teoretycznymi modelami a danymi

pochodzącymi z eksperymentów (Davies i inni, 1997). Zatem, w celu uzyskania uśrednionej w czasie wartości koncentracji $C_0(z)$ mieszaniny osadu w zawieszeniu zastosowano zależność postaci (zob. np. Ribberink i Al-Salem, 1994):

$$C_0(z) = C_0(z = \delta_{cr}) \left(\frac{\delta_{cr}}{z} \right)^{\alpha_1} \quad (4.69)$$

przy czym

koncentrację na poziomie referencyjnym (poziomie odniesienia) wyznacza się uśredniając w czasie wyniki uzyskane dla warstwy kontaktowej:

$$C_0(z = \delta_{cr}) = \sum_{i=1}^N \langle c_{ci}(z = \delta_{cr}, t) \rangle n_i \quad (4.70)$$

Wykładnik potęgi α_1 ma nieznaną wartość, którą można określić na podstawie danych z eksperymentów. Jak pokazał Biegowski (2006), wybór $\alpha_1 = 0.6$ zapewnia najlepszą zgodność wyników obliczeń i danych pochodzących zarówno z eksperymentów terenowych jak i z przeprowadzonych w wielkoskalowym kanale falowym. Należy również zauważyć, że dla $\alpha_1 = \text{const.}$ nie można mówić o pionowym sortowaniu osadów w mieszaninie, co oznacza, że rozkład uziarnienia osadów w warstwie zewnętrznej pozostaje niezmienny. Natężenie transportu w warstwie zewnętrznej można więc zapisać następującymi formułami (Sawczyński i inni, 2011):

$$q_{ox}^- = \int_{\delta_{cr}}^H U_{ox}^-(z) C_0(z) dz \quad (4.71)$$

$$q_{oy} = \int_{\delta_{cr}}^H U_{oy}(z) C_0(z) dz \quad (4.72)$$

gdzie

$U_{ox}^-(z)$ i $U_{oy}(z)$ są prędkościami prądu wywołanego falowaniem w strefie przybrzeżnej morza odpowiednio prądu powrotnego (skierowanego ku morzu) i prądu wzdłużbrzegowego powstającego w wyniku propagacji fali pod kątem do profilu poprzecznego brzegu.

4.3 Wnioski

W rozdziale 4 dokonano prezentacji podstaw teoretycznych własnego modelu transportu rumowiska w warunkach równowagi hydrodynamicznej oraz przedstawiono trójwarstwowy model transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie, z którego korzysta się w celu wyznaczenia wielkości natężenia transportu rumowiska. Na podstawie przeprowadzonych w niniejszym rozdziale rozważań teoretycznych można sformułować następujące wnioski:

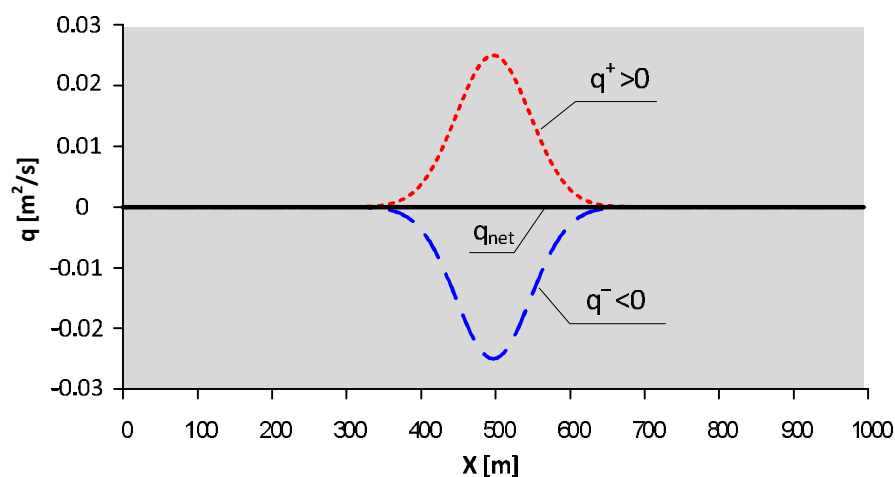
- W rozważaniach dotyczących zmian batymetrii uwzględnia się jedynie prędkości zgodne z kierunkiem przepływu – zgodnym z kierunkiem osi x ;

- Przyjmuje się, że w wyniku działania na dno naprężeń stycznych osad jest podrywany bezpośrednio z dna, czyli następuje natychmiastowa "odpowiedź" dna na dane warunki hydrodynamiczne;
 - Prędkość postępową U_{L1} utożsamia się z prędkością propagacji środka masy formy dennej o miąższości z_m , poruszającej się bez zmiany kształtu pod wpływem powierzchniowego transportu osadów z prędkością \bar{U} ;
 - Zasadniczą rolę w inicjowaniu tego ruchu odgrywają saltacje ziaren osadu, a ruch saltacyjny odbywa się w formie skoków ziaren z jednoczesną wymianą masy w mieszaniu osadu budującego dno;
 - Miąższość warstwy mieszania przyjęto równą $2z_m$;
 - Transport rumowiska w ruchu falowym z prędkością \bar{U}_L nie zależy od długości skoku cząstek o różnych masach;
 - W warunkach równowagi hydrodynamicznej wprowadza się autorski postulat transportu rumowiska warstwie o miąższości z_m z prędkością postępową U_{L1} ;
 - W warunkach równowagi hydrodynamicznej równanie opisujące objętościowe natężenie transportu rumowiska jest funkcją liniową względem miąższości z_m , natomiast nieliniową względem rzędnej poziomu dna z_b ;
 - W przypadku, gdy natężenie transportu rumowiska opisać nieliniowymi zależnościami w odniesieniu do z_m , to transport rumowiska nie jest w równowadze hydrodynamicznej. Wówczas całkowita ilość rumowiska transportowanego w zawieszeniu składa się z części, która jest w równowadze hydrodynamicznej i części, która jest transportowana w postaci biernej masy;
 - W niniejszej pracy postuluje się wprowadzenie dekompozycji ruchu falowego na ruch związany z czasem trwania grzbietu fali (T_c) oraz doliny fali (T_i);
 - W celu obliczenia wartości transportu rumowiska q_x^+ i q_x^- korzysta się z trójwarstwowego modelu transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie, który wyróżnia warstwy: (i) wleczenia, (ii) kontaktową (przejściową), (iii) obszar zewnętrzny;
 - Trójwarstwowy model transportu osadów poprzez „zszycie” rozwiązań na styku warstw, które są opisywane innymi równaniami, zapewnia kompletny teoretyczny opis struktury transportu osadów piaszczystych;
 - W warstwie zewnętrznej, ponad warstwą kontaktową, założono, iż nie następuje zmiana rozkładu uziarnienia transportowanego osadu.
-

5 ANALIZA NUMERYCZNA

W celu opisu zmian batymetrycznych zachodzących w strefie brzegowej morza należy rozwiązać równania hydrodynamiki oraz równania transportu rumowiska opisujące ewolucję dna w czasie i przestrzeni. W przypadku rozwiązania równania transportu w strefie brzegowej istotne jest odpowiednie uwzględnienie kierunku transportu rumowiska, ponieważ w zależności od fazy fali (grzbiet lub dolina) transport ten może odbywać się zarówno w kierunku do-, jak i odbrzegowym.

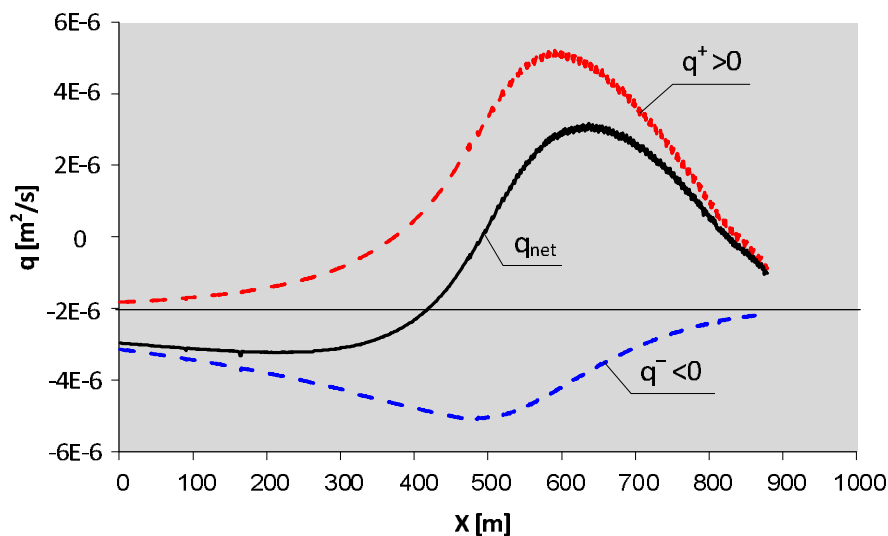
Najczęściej w takim przypadku zakłada się (przyjmuje się) wypadkowe w okresie fali natężenie transportu, które następnie jest wykorzystywane w równaniu ciągłości – transportu rumowiska (np. Rakha i inni, 1997). Jednakże zastosowanie takiego uproszczenia prowadzi do następujących problemów: (i) w przypadku, gdy przestrzenny rozkład natężenia transportu rumowiska w kierunku do- i odbrzegowym byłby taki sam (tak jest np. w przypadku falowania sinusoidalnego), to wypadkowy strumień będzie wówczas wynosił zero (Rysunek 5.1), i w konsekwencji w rozwiązaniu paradoksalnie nie wystąpią żadne zmiany w batymetrii; (ii) jeśli wypadkowy strumień natężenia transportu zmienia kierunek w przestrzeni (Rysunek 5.2), to wówczas pojawiają się trudności z poprawnym formułowaniem zagadnienia związanym z odpowiednim zadaniem warunków brzegowych.



Rysunek 5.1. Zmiany w przestrzeni natężenia transportu rumowiska q dla fali symetrycznej

Wystąpienia powyższych problemów unika się w przypadku postulowanego w niniejszej pracy podejścia – zastosowania dekompozycji kierunku transportu rumowiska na kierunek do- i odbrzegowy, a także poprzez wdrożenie koncepcji równowagi hydrodynamicznej. Ta proponowana metoda pozwala na jasne zdefiniowanie warunków początkowo-brzegowych oraz na zastosowanie schematu numerycznego nieobarczonego błędami numerycznymi. W wyniku obliczeń prowadzonych niniejszą metodą, gdy fala będzie propagować nad pochyłym dnem, to zgodnie z rzeczywistością uzyska się zmiany batymetrii

nawet w przypadku, kiedy wypadkowy (średni w okresie fali) strumień transportu rumowiska będzie wynosił zero.



Rysunek 5.2. Zmiany w przestrzeni natężenia transportu rumowiska q dla fali asymetrycznej

5.1 Rozwiązanie nieliniowego równania transportu rumowiska względem rzędnej poziomego dna

W niniejszym podrozdziale przedstawiono analizę rozwiązania nieliniowego równania transportu rumowiska względem rzędnej poziomego dna z_b lub głębokości h . Zgodnie z dyskusją przeprowadzoną w rozdziale 4.1.2 w obu przypadkach, tj. w równowadze hydrodynamicznej, kiedy strumień osadów podrywanych z dna równoważony jest strumieniem osadów opadających na dno oraz kiedy całkowita ilość rumowiska będącego w zawieszeniu pochodzi wyłącznie z dna i w warunkach nierównowagi natężenie transportu q jest nieliniową funkcją rzędnej z_b poziomego dna lub głębokości h .

Jak informowano w rozdziale 3.4, jedną z częściej występujących komplikacji podczas numerycznego rozwiązania nieliniowego równania względem poziomego dna jest pojawienie się w rozwiązaniu oscylacji, które zazwyczaj są przejawem niestabilności (dyspersyjności) samego schematu numerycznego. W celu wyeliminowania lub kontrolowania tych oscylacji, często wprowadza się do rozwiązania dyfuzję numeryczną, która powoduje wygładzenie rozwiązania. Jednakże stosowanie schematu generującego dyfuzję numeryczną wiąże się ze zmniejszeniem dokładności samego rozwiązania. Nałożenie się błędów numerycznych na niewłaściwe uwzględnienie kierunku transportu rumowiska może prowadzić do znacznego pogorszenia się dokładności rozwiązania.

5.1.1 Sformułowanie zagadnienia

Równanie (3.5) stosowane powszechnie do opisu zmian batymetrycznych w czasie i przestrzeni w przypadku zagadnienia jednowymiarowego można przedstawić w następującej formie (por. równanie (4.44)):

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{1}{1 - n_p} \frac{\partial q}{\partial x} = 0 \quad (5.1)$$

Wyprowadzenie oraz podstawy formalne równania (5.1) zostały przedstawione przez Exnera (np. Yalin i da Silva, 2001), jako wynik badania propagacji form dennych. Równanie to umożliwia opis zmian profilu podłużnego dna w postaci funkcji zależnej od czasu t i położenia x .

Równanie zachowania masy (5.1) jest równaniem różniczkowym o pochodnych cząstkowych. Rozwiązanie tego równania należy do klasy zagadnień początkowo-brzegowych, gdzie poszukiwana funkcja $z_b(x, t)$ w obszarze rozwiązania: $0 \leq x \leq L$ i $t \geq 0$, gdzie L jest długością obszaru, musi spełniać równanie różniczkowe oraz poprawnie zadane warunki graniczne. Na warunki graniczne składają się: warunek początkowy oraz warunki brzegowe. Sposób zadawania warunków granicznych zależy od typu równania. W celu określenia typu równania najlepiej jest rozpatrywać jego formę quasi-liniową. Jeżeli założyć ciągłość rozwiązania, to rozpatrywane równanie (5.1) można wyrazić w formie quasi-liniowej:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{1}{1 - n_p} \frac{\partial q}{\partial z_b} \frac{\partial z_b}{\partial x} = 0 \quad (5.2)$$

Wykonując podstawienie:

$$C_a(z_b) = \frac{1}{1 - n_p} \frac{\partial q}{\partial z_b} \quad (5.3)$$

otrzymuje się nieliniowe równanie transportu adwekcyjnego:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + C_a(z_b) \frac{\partial z_b}{\partial x} = 0 \quad (5.4)$$

gdzie $C_a(z_b)$ jest prędkością adwekcji.

W przypadku zagadnień związanych z transportem rumowiska prędkość ta definiowana jest jako prędkość propagacji formy dennej (Johnson i Zyserman, 2002; Long i inni, 2008) i w przypadku jednowymiarowym przyjmuje postać:

$$C_a(z_b) = \frac{1}{1 - n_p} \frac{\partial q}{\partial z_b} = \frac{\frac{\partial q}{\partial x}}{(1 - n_p) \frac{\partial z_b}{\partial x}} \quad (5.5)$$

Jeśli w równaniu (5.4) prędkość adwekcji jest stała ($C_a = \text{const.}$), to wówczas otrzymuje się liniowe równanie w następującej formie:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + C_a \frac{\partial z_b}{\partial x} = 0 \quad (5.6)$$

Typ równania określany jest poprzez pierwiastki równania charakterystycznego. Rozpatrywane równanie transportu w formie (5.1), (5.4) lub (5.5) jest równaniem adwekcji, które posiada jeden pierwiastek rzeczywisty. Istnienie takiego pierwiastka klasyfikuje to równanie, jako równanie typu hiperbolicznego (np. Godunov, 1975; Abbott, 1979; Whitham, 1999). W przypadku równań typu hiperbolicznego, poprawną liczbę oraz rodzaj warunków granicznych określa się przy wykorzystaniu informacji o charakterystykach, czyli krzywych w układzie (x,t) . Jednowymiarowe równanie adwekcji posiada jedną rodzinę charakterystyk, która opisana jest następującym równaniem (zob. Rysunek 5.8):

$$\frac{dx}{dt} = C_a \quad (5.7)$$

gdzie C_a oznacza prędkość adwekcji.

Ponieważ informacje propagują wzdłuż charakterystyk, to na każdej granicy obszaru rozwiązania należy zadać tyle warunków, ile charakterystyk wchodzi przez daną granicę do obszaru rozwiązania (Godunov, 1975; Weiyan, 1992). W przypadku równania adwekcji (5.4) będzie to jedna funkcja. Ze względu na oscylacyjny charakter ruchu, wywołanego falowaniem swobodnej powierzchni wody, przepływ może odbywać się w dwóch kierunkach. Wobec tego w zależności od fazy fali (grzbiet lub dolina) należy zadawać funkcję dla $t \geq 0$ na odpowiednim brzegu $x = 0$ lub $x = L$. W przypadku przepływu zgodnego z kierunkiem osi x , gdy $C_a > 0$ lub $q > 0$, należy zadać funkcję $z_b(x=0,t) = z_{b0}(t)$ lub $q(x=0,t) = q_0(t)$ na brzegu lewym $x = 0$ (por. Rysunek 5.9a). Należy zaznaczyć, że jednocześnie na brzegu $x = L$ żadnej funkcji się nie zadaje. Natomiast dla ruchu w kierunku przeciwnym, gdy $C_a < 0$ lub $q < 0$, odpowiednią funkcję $z_b(x=L,t) = z_{bL}(t)$ lub $q(x=L,t) = q_L(t)$ zadaje się na brzegu prawym $x = L$ (por. Rysunek 5.9b).

5.1.2 Algorytm numerycznego rozwiązania równania transportu

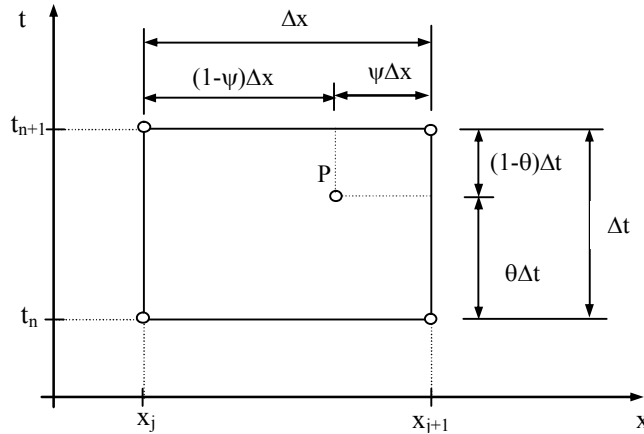
Do rozwiązywania równania transportu numerycznego można wykorzystać niejawną schemat czteropunktowy metody różnic skończonych, zwany także schematem skrzynkowym (Cunge i inni, 1980; Szymkiewicz, 2000). Dla zagadnienia jednowymiarowego, ciągły obszar rozwiązania $0 \leq x \leq L$ i $t \geq 0$, zastępuje się obszarem dyskretnym. W wyniku dyskretyzacji przestrzennej obszar o długości L zostaje podzielony za pomocą M przekrojów na $M-1$ odcinków. Poszczególne przekroje o współrzędnych x_j i x_{j+1} ograniczają odcinki obszaru o długości $\Delta x_j = x_{j+1} - x_j$ ($j=1,2,\dots,M-1$). Aproksymację poszukiwanych funkcji przeprowadza się w punkcie P położonym wewnątrz oczka siatki (Rysunek 5.3). Położenie tego punktu określone jest przez dwa parametry wagowe θ i Ψ o wartościach z przedziału $[0,1]$.

$$\left. \frac{\partial f}{\partial t} \right|_p \approx \Psi \frac{f_j^{n+1} - f_j^n}{\Delta t} + (1 - \Psi) \frac{f_{j+1}^{n+1} - f_{j+1}^n}{\Delta t} \quad (5.8)$$

$$\left. \frac{\partial f}{\partial t} \right|_p \approx (1 - \theta) \frac{f_{j+1}^n - f_j^n}{\Delta x} + \theta \frac{f_{j+1}^{n+1} - f_j^{n+1}}{\Delta x} \quad (5.9)$$

gdzie:

- Δx – krok przestrzenny,
- Δt – krok czasowy,
- j – indeks przekroju,
- n – indeks poziomu czasowego.



Rysunek 5.3. Fragment siatki węzłów stosowanej w schemacie czteropunktowym

Parametr wagowy Ψ związany jest z dyskretyzacją przestrzenną, natomiast parametr θ decyduje o sposobie aproksymacji pochodnej czasowej.

Zastosowanie formuł (5.8) i (5.9) do równania adwekcji (5.6) prowadzi do następującego równania algebraicznego:

$$\Psi \frac{z_{bj}^{n+1} - z_{bj}^n}{\Delta t} + (1 - \Psi) \frac{z_{bj+1}^{n+1} - z_{bj+1}^n}{\Delta t} + C_a \left[(1 - \theta) \frac{z_{bj+1}^n - z_{bj}^n}{\Delta x} + \theta \frac{z_{bj+1}^{n+1} - z_{bj}^{n+1}}{\Delta x} \right] = 0 \quad (5.10)$$

Z analizy stabilności schematu skrzynkowego (Szymkiewicz, 2000) wynika, że wartości parametru wagowego θ powinny mieścić się w zakresie $0.5 \leq \theta \leq 1.0$ zaś parametru Ψ w zakresie $0 \leq \Psi \leq 0.5$.

Dokładność aproksymacji otrzymanego schematu można oszacować przeprowadzając analizę dokładności metodą równania zmodyfikowanego (Fletcher, 1991). Uwzględniając w szeregu Taylora wyrazy do II rzędu włącznie otrzymano następujące równanie zmodyfikowane:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + C_a \frac{\partial z_b}{\partial x} = v_n \frac{\partial^2 z_b}{\partial x^2} \quad (5.11)$$

gdzie

$$v_n = \left(\theta - \frac{1}{2} \right) C_a^2 \Delta t + \left(\frac{1}{2} - \Psi \right) C_a \Delta x \quad (5.12)$$

Porównanie wyjściowego równania (5.6) z równaniem zmodyfikowanym (5.11) wskazuje na pojawienie się dodatkowego członu związanego z pochodną II-go rzędu. Człon ten zawierający współczynnik dyfuzji numerycznej ν_n odpowiedzialny jest za generowanie błędu dyssypacji (dyfuzji) numerycznej, co w efekcie końcowym prowadzi do mniej dokładnego rozwiązania. W przypadku wystąpienia w rozwiązaniu niefizycznych oscylacji, schemat dyssypacyjny będzie eliminował oscylacje i wygładzał rozwiązanie.

Należy zauważyć, że dla $\Delta x \rightarrow 0$ oraz $\Delta t \rightarrow 0$ rozwiązanie numeryczne zmierza do rozwiązania dokładnego pozbawionego błędów numerycznych. Ponadto przyjmując różne wartości parametrów Ψ i θ otrzymuje się schemat numeryczny o różnej dokładności. Jeśli wartości parametrów wynoszą odpowiednio $\Psi = 0.5$ oraz $\theta = 0.5$, to schemat będzie posiadał dokładność II-go rzędu i tym samym nie będzie generował dyfuzji numerycznej, gdyż następuje wyzerowanie współczynnika dyfuzji ($\nu_n = 0$). Interesujący jest także przypadek dla wartości parametrów wagowych $\Psi = 0$ oraz $\theta = 0$. Wówczas współczynnik dyfuzji numerycznej opisany formułą (5.12) przyjmuje następującą postać:

$$\nu_n = \frac{1}{2} C_a \Delta x (1 - C_r) \quad (5.13)$$

gdzie C_r jest adwekcyjną liczbą Couranta opisaną równaniem:

$$C_r = C_a \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad (5.14)$$

Jak wynika z równania (5.13) w szczególnym przypadku, gdy $C_r = 1.0$ oraz $\Psi = 0$ i $\theta = 0$, **schemat skrzynkowy nie będzie generował dyfuzji numerycznej i zapewnia dokładne rozwiązanie.**

Wykorzystanie przedstawionego schematu skrzynkowego do rozwiązania równania transportu (5.1) powoduje, że równanie to jest aproksymowane w następujący sposób:

$$\Psi \frac{z_{bj}^{n+1} - z_{bj}^n}{\Delta t} + (1 - \Psi) \frac{z_{bj+1}^{n+1} - z_{bj+1}^n}{\Delta t} + (1 - \theta) \frac{1}{1 - n_p} \frac{q_{j+1}^n - q_j^n}{\Delta x} + \theta \frac{q_{j+1}^{n+1} - q_j^{n+1}}{\Delta x} = 0 \quad (5.15)$$

Jeśli założyć stałe w czasie, ale zmienne w przestrzeni natężenie transportu rumowiska ($q(x,t) = q(x)$), to wówczas proces aproksymacji z wykorzystaniem schematu skrzynkowego prowadzi do następującego równania różnicowego:

$$\Psi \frac{z_{bj}^{n+1} - z_{bj}^n}{\Delta t} + (1 - \Psi) \frac{z_{bj+1}^{n+1} - z_{bj+1}^n}{\Delta t} + \frac{1}{1 - n_p} \frac{q_{j+1} - q_j}{\Delta x} = 0 \quad (5.16)$$

Dla tak przyjętego założenia nie ma więc znaczenia wybór stopnia jawności schematu, który wykonywany jest poprzez dobór odpowiedniej wartości parametru θ . Wobec tego w powyższym równaniu pozostaje tylko jeden parametr wagowy Ψ , związany z dyskretyzacją przestrzenną równania różniczkowego.

W związku z tym dla schematu (5.16) można oszacować wartość współczynnika dyfuzji numerycznej w następujący sposób:

$$v_n \approx \left(\frac{1}{2} - \Psi\right) \Delta x \quad (5.17)$$

Dla wartości $\Psi = 0.5$ schemat będzie posiadał dokładność II-go rzędu względem przestrzeni i nie będzie generował dyfuzji numerycznej, ponieważ $v_n = 0$. Natomiast dla drugiej skrajnej wartości $\Psi = 0$ otrzymany schemat w postaci:

$$\frac{z_{bj+1}^{n+1} - z_{bj+1}^n}{\Delta t} + \frac{1}{1 - n_p} \frac{q_{j+1} - q_j}{\Delta x} = 0 \quad (5.18)$$

jest schematem o dokładności I-go rzędu. Schemat taki prowadzi do niedokładnego rozwiązania, i tym samym jest odpowiedzialny za generowanie maksymalnej dyfuzji numerycznej w rozwiązaniu.

Jak już wcześniej wspomniano, transport rumowiska może odbywać się w dwóch kierunkach. Tak więc, w zależności od fazy fali (grzbiet lub dolina) należy zadawać funkcję dla $t \geq 0$ na odpowiednim brzegu $x = 0$ lub $x = L$. W celu uzyskania poprawnego rozwiązania wykorzystano metodę bazującą na dekompozycji równania względem procesów fizycznych przebiegających w odpowiednim kierunku, tzn. zgodnie z kierunkiem osi x ($C_a > 0$, $q > 0$) lub w kierunku przeciwnym ($C_a < 0$, $q < 0$). W rozpatrywanym zagadnieniu równanie transportu (5.1) można przedstawić w następującej formie:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = Y^{(1)} + Y^{(2)} \quad (5.19)$$

gdzie:

$Y^{(1)}$ – człon związany z transportem w kierunku dobrzegowym,

$Y^{(2)}$ – człon związany z transportem w kierunku odbrzegowym.

W równaniu (5.19) Y reprezentuje wszystkie człony równań poza pochodnymi po czasie, czyli:

$$Y^{(1)} = -\frac{\partial q^+}{\partial x} \quad (5.20)$$

$$Y^{(2)} = \frac{\partial q^-}{\partial x} \quad (5.21)$$

Jak widać, z równania transportu (5.1) została wydzielona część związana z transportem rumowiska w kierunku dobrzegowym (w czasie trwania grzbietu fali) q^+ oraz część związana z transportem w kierunku odbrzegowym q^- (w czasie trwania doliny fali). Proces rozwiązania tak zapisanego równania przebiega w dwóch etapach na każdym poziomie czasowym Δt . W pierwszym etapie rozwiązuje się równanie dla rumowiska w czasie trwania grzbietu fali, czyli dla kierunku zgodnego z kierunkiem osi x :

$$\frac{\partial z_b^{(1)}}{\partial t} = Y^{(1)} \quad (5.22)$$

z warunkiem początkowym $z_b^{(1)n} = z_b^n$. Równanie to rozwiązuje się za pomocą schematu skrzynkowego (5.16) dla warunku brzegowego usytuowanego w przekroju $x = 0$. Następnie w drugim etapie rozwiązuje się równanie dla fazy doliny fali:

$$\frac{\partial z_b^{(2)}}{\partial t} = Y^{(2)} \quad (5.23)$$

z warunkiem początkowym $z_b^{(2)n} = z_b^{(1)n+1}$ uzyskanym na podstawie otrzymanego rozwiązania równania w etapie pierwszym. Równanie (5.23) rozwiązuje się także schematem skrzynkowym dla kierunku przeciwnego do osi x oraz z warunkiem brzegowym $x = L$. Obliczenia prowadzi się do chwili aż osiągnię się końcowy czas symulacji T .

5.1.3 Testy obliczeniowe

Testy obliczeniowe przeprowadzono dla trzech wariantów: warunków „płaskiego dna”, przypadku „toru podejściowego” oraz dokonano porównania z danymi uzyskanymi z testu pomiarowego T1 eksperymentu *IBW PAN 2010* (Rozdział 6.1.2.2).

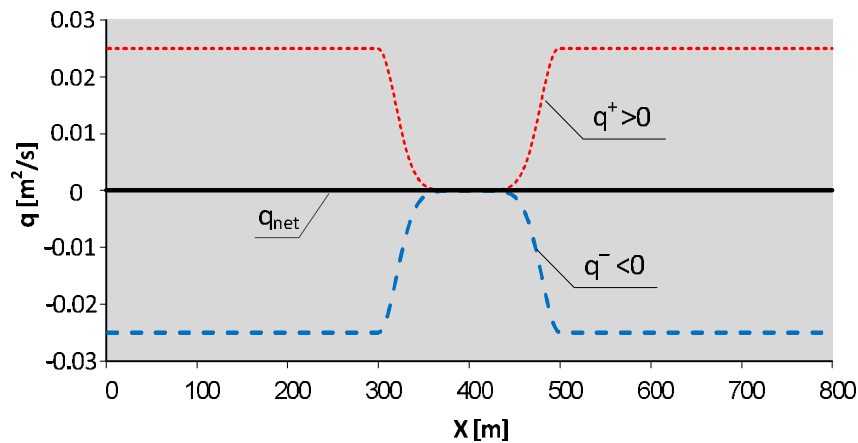
W obliczeniach dotyczących wariantu „płaskiego dna” oraz „toru podejściowego”, przyjęto profil podłużny dna o długości odpowiednio $L = 1000$ m i $L = 800$ m, który ulegał zmianom w czasie t pod wpływem zmiennego w przestrzeni natężenia transportu rumowiska q (Rysunek 5.1 oraz 5.4), natomiast w przypadku testu pomiarowego T1 eksperymentu *IBW PAN 2010* zmianom w czasie ulegał rzeczywisty (zmierzony) profil batymetryczny. We wszystkich przeprowadzonych testach obliczeniowych założono, że transport odbywa się w kierunku dobrzegowym, jeśli $q^+ > 0$ oraz w kierunku odbrzegowym, jeśli $q^- < 0$. Ponadto przyjęto, że transporty dobrzegowy oraz odbrzegowy posiadają względem siebie symetryczny rozkład w przestrzeni, tzn. $q^+ = q^-$. Założono, że współczynnik porowatości dla dwóch pierwszych testów wynosił $n_p = 0$, zaś dla testu T1 *IBW PAN 2010* przyjęto wartość $n_p = 0.4$.

Jako warunki graniczne dla równania transportu rumowiska przyjęto następujące warunki początkowo – brzegowe:

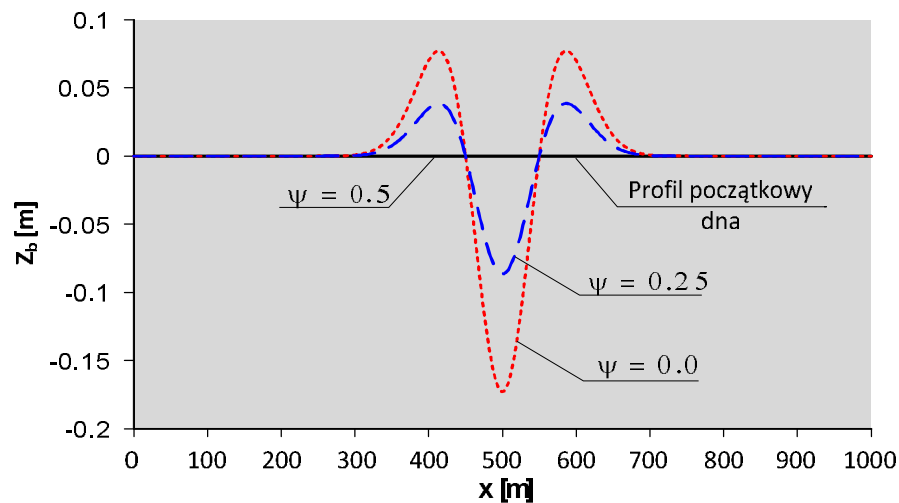
- warunek początkowy: $z_b(x, t=0) = z_{b0}(x)$, dla $0 \leq x \leq L$,
- warunek brzegowy w zależności od kierunku przepływu (faza grzbietu lub doliny fali):
 - dla $q^+ > 0$: $q(x=0, t) = q_0(t) = \text{const.}$ lub $z_b(x=0, t) = z_{b0}(t)$,
 - dla $q^- < 0$: $q(x=L, t) = q_L(t) = \text{const.}$ lub $z_b(x=L, t) = z_{bL}(t)$.

Równanie transportu rozwiązano za pomocą schematu skrzynkowego, uwzględniając w obliczeniach odpowiedni kierunek natężenia transportu poprzez zastosowanie metody dekompozycji względem procesów fizycznych, którymi są odpowiednie natężenia transportu rumowiska w poszczególnych okresach fali. Przyjęto stałą długość kroku przestrzennego $\Delta x_j = \Delta x = \text{const.}$ Wyniki obliczeń zmian batymetrii przeprowadzonych dla trzech wariantów przedstawiono odpowiednio na Rysunkach 5.5, 5.6 i 5.7, na których przedstawiono rezultaty otrzymane dla różnych wartości parametru wagowego Ψ , który odpowiedzialny jest za wprowadzenie do rozwiązania dyfuzji numerycznej.

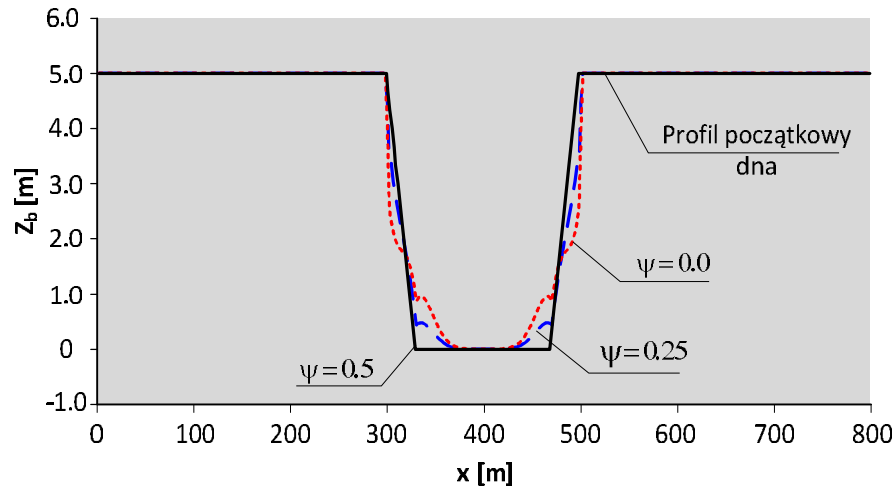
Analizując rezultaty obliczeń zmian batymetrycznych przeprowadzonych dla trzech wariantów testów numerycznych, przedstawionych na Rysunkach 5.5, 5.6 oraz 5.7, można zauważyć, że równanie transportu rumowiska w formie równania adwekcji rozwiązane schematem dokładnym, czyli wówczas, gdy $\Psi = 0.0$, nie prowadzi do zmian profilu batymetrycznego, jeżeli transporty do- i odbrzegowy mają taki sam rozkład w przestrzeni. Zmiany profilu dna można uzyskać rozwiązując, np. równanie adwekcji, wyłącznie wtedy, gdy schemat numeryczny będzie generował dyfuzję numeryczną.



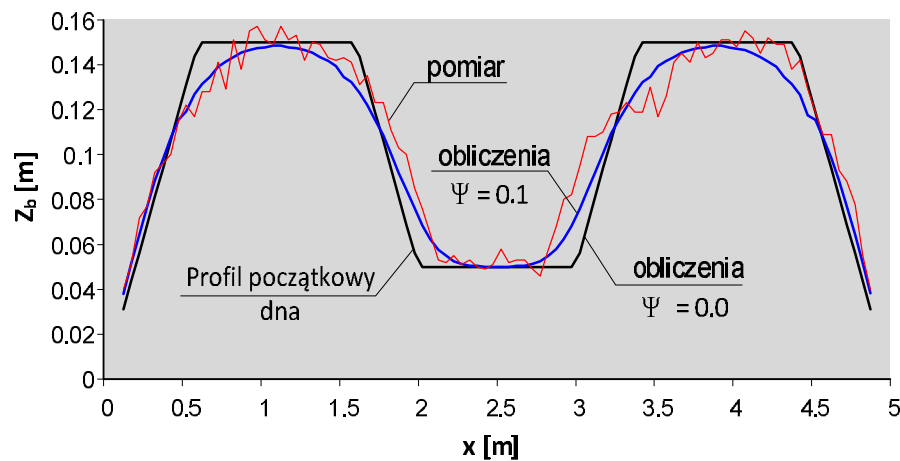
Rysunek 5.4. Zmiany w przestrzeni natężenia transportu rumowiska q dla wariantu „kanału podejściowego”



Rysunek 5.5. Rozwiązanie równania transportu rumowiska dla wariantu „płaskiego dna” i dla różnych wartości parametru ψ (czas symulacji $T = 24:00$ h, $\Delta x = 2.0$ m, $\Delta t = 5$ s)



Rysunek 5.6. Rozwiązanie równania transportu rumowiska dla wariantu „toru podejściowego” i dla różnych wartości parametru ψ (czas symulacji $T = 48:00$ h, $\Delta x = 2.0$ m, $\Delta t = 5$ s)



Rysunek 5.7. Rozwiązanie równania transportu rumowiska dla wariantu T1 eksperymentu IBW PAN 2010 (czas symulacji $T = 3:00$ h, $\Delta x = 0.025$ m, $\Delta t = 1$ s)

Z Rysunku 5.7 wynika, że poprzez wprowadzenie do rozwiązania dyfuzji numerycznej, czyli przyjęcie parametru wagowego $\Psi = 0.1$, co jednocześnie oznacza przyjęcie współczynnika dyfuzji numerycznej $\nu_n = 0.025$ m²/s, uzyskano zbliżone do rzeczywistych zmiany poziomu dna.

Ponieważ w obliczeniach przeprowadzonych dla testu T1 eksperymentu IBW PAN 2010 wielkość natężenia transportu rumowiska została na ówczesnym etapie analizy „zgrubnie” oszacowana, to stwierdza się, że postępując w powyższy sposób możliwe jest uzyskanie przybliżonych (w odniesieniu do zmierzonych) rezultatów zmian morfologii dna nawet w przypadku, gdy procesy hydrodynamiczne nie są opisane w prawidłowy sposób. Hipotetycznie oznacza to, iż w przypadku analizy zmian batymetrycznych, poprzez odpowiedni dobór współczynnika dyfuzji można zminimalizować rangę właściwego szacowania natężenia transportu rumowiska. Jednakże, wprowadzenie do rozwiązania dyfuzji numerycznej nie jest tożsame z procesem dyfuzji fizycznej, gdyż jak pokazano w rozdziale

4.1.3 transport rumowiska jest określony strumieniem tylko adwekcyjnym tak długo, jak długo strumień z koncentracją $\langle C_2 \rangle$ nie stanie się dominujący.

Ponadto, na podstawie przeprowadzonej analizy wnioskuje się, iż w przypadku posługiwania się schematami numerycznymi generującymi dyfuzję numeryczną, niezmiernie trudnym zadaniem (czy w ogóle możliwym) może okazać się włączenie do opisu zmian batymetrycznych jednoczesnych zmian granulometrycznych rumowiska dennego.

Zwraca się również uwagę na fakt, iż powszechnie stosowane operowanie wypadkowym natężeniem transportu rumowiska sprawia, że:

- zagadnienie początkowo – brzegowe nie jest jednoznacznie sformułowane,
- nie można uzyskać zmian profilu batymetrycznego w przypadku, gdy transport dobrzegowy i odrzegowy posiadają taki sam rozkład.

Zaprezentowany sposób postępowania przy wyznaczaniu zmian morfologicznych dna uniemożliwia właściwe zastosowanie do celów praktycznych modeli obliczeniowych bazujących na schematach numerycznych generujących błędy numeryczne. Stosując tego typu schematy można jedynie poprzez dobór odpowiednich współczynników postarać się opisać zaistniałe w przeszłości zmiany batymetryczne.

Modele morfologiczne raczej powinny służyć właściwej predykcji zmian morfologii dna, a nie próbom odwzorowania zaobserwowanych zmian.

5.2 Rozwiązanie równania transportu rumowiska w warunkach równowagi hydrodynamicznej

W niniejszym podrozdziale przedstawiono procedurę obliczeniową rozwiązania równania transportu rumowiska w warunkach równowagi hydrodynamicznej. W takim przypadku liniowy związek pomiędzy natężeniem transportu rumowiska a miąższością gęsto upakowanych ziaren, będącego w ruchu rumowiska (zob. Rozdział 4.1.2), umożliwia zastosowanie schematu numerycznego MRS „wstecz” („pod prąd”) o dokładności I-go rzędu. Schemat ten w przypadku nieliniowej zależności prowadzi do niedokładnego rozwiązania i tym samym jest odpowiedzialny za generowanie maksymalnej dyfuzji numerycznej w rozwiązaniu (zob. Rozdział 5.1.2).

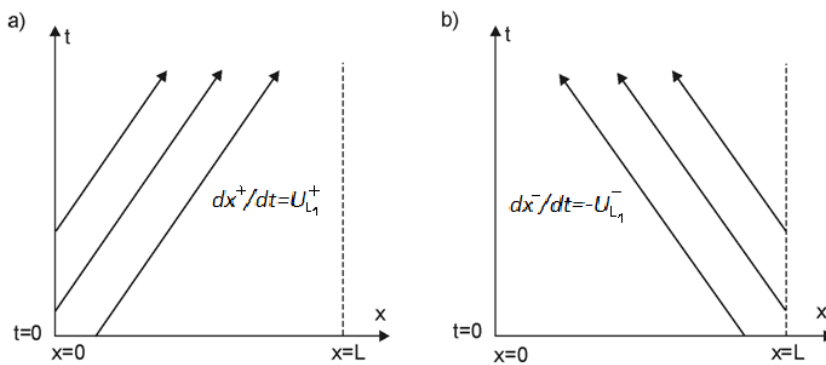
Postulat liniowej zależności pomiędzy natężeniem transportu rumowiska a miąższością gęsto upakowanych ziaren, będącego w ruchu rumowiska umożliwia ponadto wprowadzenie do obliczeń zmian morfologii dna matematycznego opisu zmienności granulometrycznej osadów w czasie i przestrzeni.

5.2.1 Sformułowanie zagadnienia. Algorytm numerycznego rozwiązania równania transportu.

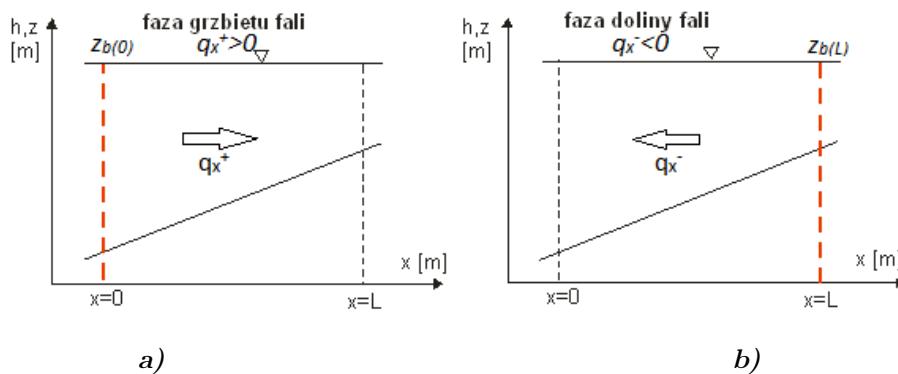
Szczegółową analizę jednowymiarowego równania adwekcji (transportu rumowiska) zaprezentowano w rozdziale 5.1.1. Równanie (4.38), podobnie jak jego uproszczona postać omówiona w rozdziale 5.1.1 posiada jedną rodzinę charakterystyk, która w przypadku założeń dotyczących równowagi hydrodynamicznej opisana jest następującym równaniem (Rysunek 5.8):

$$\frac{dx^{+/-}}{dt} = U_{L_1}^{+/-} \quad (5.24)$$

Podobnie jak przedstawiono w rozdziale 5.1.1, w wyniku wystąpienia przepływu zgodnego z kierunkiem osi x , gdy $U_{L_1}^+ > 0$ lub $q_x^+ > 0$, zadaje się funkcję $z_b(x=0, t) = z_{b(0)}(t)$ na brzegu lewym $x=0$ (Rysunek 5.9a), zaś na brzegu $x=L$ żadnej funkcji się nie zadaje. Natomiast dla przepływu w kierunku przeciwnym, gdy $U_{L_1}^- < 0$ lub $q_x^- < 0$, odpowiednią funkcję $z_b(x=L, t) = z_{b(L)}(t)$ zadaje się na brzegu prawym $x=L$ (Rysunek 5.9b).



Rysunek 5.8. Charakterystyki równania adwekcji: a) $U_{L_1}^+ > 0$; b) $U_{L_1}^- < 0$



Rysunek 5.9. Warunki brzegowe dla równania transportu rumowiska: a) $q_x^+ > 0$; b) $q_x^- < 0$

Wobec przyjętego dwukierunkowego ruchu rumowiska proces rozwiązania równania (4.38) przebiega w dwóch etapach na każdym poziomie czasowym Δt .

I tak, w pierwszym etapie rozwiązuje się równanie dla rumowiska w okresie grzbietu fali, czyli dla kierunku zgodnego z kierunkiem osi x .

$$\frac{\partial z_m^+}{\partial t} + \frac{1}{(1-n_p)} \frac{\partial q_x^+}{\partial x^+} = 0 \quad (5.25)$$

z warunkiem początkowym: $z_b(x, t) = z_b^{+(n)} = z_b^{-(n)}$, gdzie (n) oznacza indeks poziomu czasowego.

Następnie w drugim etapie korzystając z zależności (4.15) wyznacza się aktualną rzędną poziomu dna z_b i rozwiązuje się równanie (4.38) dla okresu doliny fali:

$$\frac{\partial z_m^-}{\partial t} + \frac{1}{(1-n_p)} \frac{\partial q_x^-}{\partial x^-} = 0 \quad (5.26)$$

z warunkiem początkowym $z_b(x, t) = z_b^{-(n)} = z_b^{+(n+1)}$ uzyskanym na podstawie otrzymanego rozwiązania równania w etapie pierwszym.

Kolejno, korzystając z zależności (4.15) wyznacza się aktualną rzędną poziomu dna z_b . Obliczenia prowadzi się do osiągnięcia końcowego czasu symulacji T .

5.2.2 Zmiana rozkładów uziarnienia osadów budujących dno

Na wstępie, warto podkreślić, iż do dnia dzisiejszego niespotykany jest w literaturze matematyczny opis zmienności rozkładów uziarnienia transportowanego rumowiska wraz z jednocześnie zachodzącymi zmianami batymetrii w czasie i przestrzeni. W niniejszej pracy podjęto starania dokonania próby takiego opisu.

Równanie (4.38) wynikające z zasady zachowania masy, można dla przypadku dwuwymiarowego (2-D) przedstawić w następującej postaci:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{1}{(1-n_p)} \left(\frac{\partial q_x^+}{\partial x^+} + \frac{\partial q_x^-}{\partial x^-} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) = 0 \quad (5.27)$$

gdzie:

- q_y – wielkość natężenia transportu wzdłużbrzegowego,
- q_x^+ – wielkość natężenia transportu dobrzegowego,
- q_x^- – wielkość natężenia transportu odbrzegowego.

W przestrzeni (j, k) profilu poprzecznego brzegu warstwa z_m zmienia się w przedziale czasu Δt . Do erozji bądź akumulacji dochodzi w wyniku zmian wielkości natężenia transportu q_x^+ i q_x^- na drodze Δx oraz q_y na drodze Δy . Korzystając ze schematu numerycznego „pod prąd” (ang. *upwind*) oraz mając na uwadze zależność (4.15), równanie (5.27) można zapisać za pomocą metody różnic skończonych w postaci opisującej miąższość warstwy erodowanej bądź akumulowanej dla każdej i -tej frakcji osadu budującego dno (Kaczmarek i inni, 2004; Biegowski, 2006; Sawczyński i inni, 2011):

$$\Delta(z_m)_{j,k}^i = \frac{\Delta t}{\Delta x} [(q_{bx}^+)_{j,k}^i + (q_{cx}^+)_{j,k}^i + |(q_{bx}^-)_{j,k}^i| + |(q_{cx}^-)_{j,k}^i| + |(q_{0x}^-)_{j,k}^i| - (q_{bx}^+)_{j-1,k}^i - (q_{cx}^+)_{j,k}^i - |(q_{bx}^-)_{j+1,k}^i| - |(q_{cx}^-)_{j+1,k}^i| - |(q_{0x}^-)_{j+1,k}^i|] + \frac{\Delta t}{\Delta y} [|(q_{0y})_{j,k}^i| - |(q_{0y})_{j,k-1}^i|] \quad (5.28)$$

gdzie

$$\Delta(z_m)_{j,k} = \sum_{i=1}^N \Delta(z_m)_{j,k}^i \quad (5.29)$$

Zależność (5.28) opisuje miąższość warstwy erodowanej bądź akumulowanej bez uwzględnienia porowatości osadów. W związku z tym, aby uwzględnić wpływ porowatości na miąższość $(z_m)_{j,k}^i$ należy otrzymany wynik pomnożyć przez $(1-n_p)$.

Jak można się spodziewać w czasie Δt w objętości kontrolnej następuje zmiana rozkładu uziarnienia z $n_{j,k}^i$ ($\sum n_{j,k}^i = 1$) na $m_{j,k}^i$ ($\sum m_{j,k}^i = 1$) zgodnie ze wzorem (por. Kaczmarek i inni, 2004):

$$\Delta m_{j,k}^i = \frac{n_{j,k}^i (h_m)_{j,k} - \Delta(z_m)_{j,k}^i}{(h_m)_{j,k} - \Delta(z_m)_{j,k}} \quad (5.30)$$

Jak pokazali Kaczmarek i inni (2004) można założyć, że w przedziale czasu Δt połowa transportowanych osadów nad płaskim dnem w analizowanym obszarze jest rozproszona i zawieszona w warstwie kontaktowej i zewnętrznej w przestrzeni (j,k) , podczas gdy druga połowa pozostaje w warstwie wleczenia i miesza się z osadami napływającymi z sąsiednich obszarów (zob. też Rysunek 4.2b).

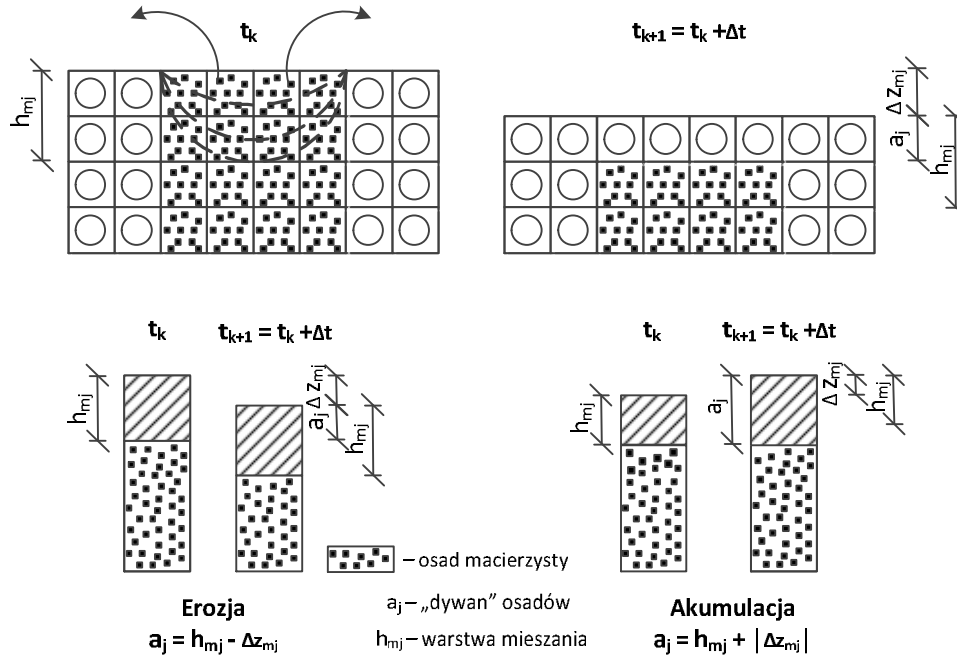
W równaniu (5.30), wielkość $(h_m)_{j,k}$ opisuje miąższość warstwy mieszania,

$$(h_m)_{j,k} = 2 \frac{\Delta t}{\Delta x} [(q_{bx}^+)_{j,k} + (q_{cx}^+)_{j,k} + |(q_{bx}^-)_{j,k}| + |(q_{cx}^-)_{j,k}| + |(q_{0x}^-)_{j,k}|] + 2 \frac{\Delta t}{\Delta y} [|(q_{0y})_{j,k}|] \quad (5.31)$$

w której to właśnie następuje zmiana rozkładu uziarnienia z $n_{j,k}^i$ na $m_{j,k}^i$ w czasie Δt . Zmiana ta jest spowodowana różnicą natężenia transportów poszczególnych frakcji rumowiska na drodze Δx i Δy . Koncepcję warstwy mieszania przedstawiono na Rysunku 5.10.

Badania laboratoryjne pokazały, że miąższość warstwy mieszania waha się w granicach od 2 cm (Sisternans, 2001) do 5 cm (Chatelus i inni, 1998).

Warto zwrócić uwagę, że zmiana rozkładu uziarnienia w warstwie mieszania $(h_m)_{j,k}$ z $n_{j,k}^i$ na $m_{j,k}^i$ nie zależy od dyskretyzacji w czasie i przestrzeni, gdyż (przyjmując dla uproszczenia $\Delta x = \Delta y$) wszystkie człony w liczniku i mianowniku równania (5.30) zawierają człon $\Delta t/\Delta x$. Zmiana rozkładu uziarnienia zależy jedynie od różnicy natężenia transportowanych osadów.



Rysunek 5.10. Schemat koncepcji warstwy mieszania

Jeżeli założyć, że w analizowanej objętości kontrolnej o miąższości $(h_m)_{j,k}$ następuje erozja (wielkość $\Delta(z_m)_{j,k}$ zgodnie z Rysunkiem 5.10 przyjmuje wartość dodatnią), to w jej wyniku po czasie Δt powstanie „dywan osadów” o grubości $a_{j,k}$:

$$a_{j,k} = (h_m)_{j,k} - \Delta(z_m)_{j,k} \quad (5.32)$$

Zatem, po czasie Δt , tj. w chwili czasowej $(t + \Delta t)$ nowy rozkład uziarnienia w nowej warstwie mieszanki o miąższości $(h_m)_{j,k}$, będzie się składał z rozkładu $m_{j,k}^i$ znajdującego się w dywanie osadów o miąższości $a_{j,k}$ i rozkładu $(n_s)_{j,k}^i$ charakteryzującego osad w dnie macierzystym:

$$[n(t + \Delta t)]_{j,k}^i = \frac{a_{j,k} m_{j,k}^i + [(h_m)_{j,k} - a_{j,k}] (n_s)_{j,k}^i}{(h_m)_{j,k}} \quad (5.33)$$

Jeżeli natomiast założyć, że w analizowanym obszarze dochodzi do akumulacji rumowiska dennego (wielkość $\Delta(z_m)_{j,k}$ przyjmuje wartość ujemną), to nowy rozkład uziarnienia po czasie Δt , w chwili czasowej $(t + \Delta t)$ w nowej warstwie mieszanki o miąższości $(h_m)_{j,k}$ będzie się składał tylko z rozkładu $m_{j,k}^i$ znajdującego się w dywanie osadów o miąższości $a_{j,k}$.

Ostatecznie uwzględniając porowatość osadu n_p otrzymuje się zależność opisującą zmiany batymetrii dna w czasie i przestrzeni z uwzględnieniem zmian rozkładów uziarnienia osadów budujących dno:

$$h_{j,k}(t + \Delta t) = h_{j,k}(t) + \frac{1}{1 - n_p} \Delta(z_m)_{j,k} \quad (5.34)$$

5.3 Wnioski

Z przeprowadzonej w rozdziale 5 analizy numerycznej dotyczącej rozwiązania równania transportu rumowiska można wyciągnąć następujące wnioski:

- W celu opisu zmian batymetrycznych w zachodzących w strefie brzegowej morza należy rozwiązać równania hydrodynamiki oraz równania transportu rumowiska opisujące ewolucję dna w czasie i przestrzeni;
 - Powszechnie stosuje się uproszczenie polegające na przyjęciu do rozwiązania równania transportu wypadkowego (uśrednionego w okresie fali) natężenia transportu rumowiska;
 - Powyższe założenie prowadzi do problemów związanych z prawidłowym zadaniem warunków brzegowych oraz niemożności uzyskania zmian batymetrii w przypadku, gdy wypadkowy strumień będzie wynosił zero;
 - Wystąpienia ww. problemów unika się w przypadku autorskiego podejścia – wprowadzenia dekompozycji transportu rumowiska na kierunek do- i odbrzegowy, a także poprzez wdrożenie postulatu równowagi hydrodynamicznej;
 - Podczas numerycznego rozwiązania równania transportu, w przypadku powszechnie rozważanej nieliniowej zależności pomiędzy natężeniem transportu rumowiska a rzędną poziomą dna z_b , w rozwiązaniu mogą pojawiać się oscylacje, które zazwyczaj są przejawem niestabilności (dyspersyjności) samych schematów numerycznych;
 - W celu eliminacji lub kontroli oscylacji zwykle wprowadza się do rozwiązania dyfuzję numeryczną, która powoduje wygładzenie rozwiązania;
 - Stosowanie schematu generującego dyfuzję numeryczną wiąże się ze zmniejszeniem dokładności rozwiązania;
 - W wyniku przeprowadzonych testów numerycznych potwierdza się, że równanie transportu rumowiska w formie równania adwekcji rozwiązane schematem dokładnym, nie prowadzi do zmian profilu batymetrycznego w przypadku, gdy transporty dobrzegowy i odbrzegowy mają taki sam rozkład w przestrzeni;
 - Zmiany profilu dna można uzyskać wprowadzając do rozwiązania dyfuzję numeryczną;
 - Stawia się hipotetyczne pytanie, czy możliwe jest włączenie do opisu zmian batymetrycznych jednoczesnych zmian granulometrycznych rumowiska dennego w przypadku posługiwania się schematami numerycznymi generującymi dyfuzję numeryczną?
-

- Postulowana w pracy metoda pozwala na precyzyjne zdefiniowanie warunków początkowo – brzegowych oraz na zastosowanie schematu numerycznego metody różnic skończonych „wstecz” o dokładności I-go rzędu – nieobarczonego błędami numerycznymi;
 - Wynikająca z wykorzystania autorskiego podejścia możliwość zastosowania do rozwiązania równania transportu powyższego schematu numerycznego pozwala na zaimplementowanie do opisu zmian morfologicznych dna jednoczesnych zmian zachodzących w rozkładach uziarnienia rumowiska dennego;
 - W wyniku obliczeń prowadzonych zaproponowaną metodą, w sytuacji, gdy fala będzie propagować nad pochyłym dnem, to zgodnie z rzeczywistością uzyska się zmiany batymetrii nawet w przypadku, kiedy wypadkowy strumień transportu rumowiska będzie wynosił zero.
-

6 LABORATORYJNE BADANIA EKSPERYMENTALNE

6.1 Badania własne

Pomiary laboratoryjne zrealizowano w ramach *Regionalnego Programu Operacyjnego dla Województwa Pomorskiego na lata 2007 – 2013, pt.: „Budowa sieci transferu wiedzy nt. kierunków i możliwości rozwoju badań w laboratorium falowym oraz in situ przy wykorzystaniu innowacyjnej aparatury badawczej”*, a przeprowadzono je w kanale falowym Instytutu Budownictwa Wodnego Polskiej Akademii Nauk w Gdańsku w 2010 roku. W ramach własnych badań laboratoryjnych wykonano dwa typy eksperymentów. W pierwszym etapie badań przeprowadzono dwa testy pomiarowe miąższości erodowanej, natomiast etap drugi, w ramach którego przeprowadzono trzy testy, dotyczył pomiaru zmian batymetrii w obrębie toru wodnego wraz z jednoczesnym poborem próbek osadów powierzchniowych.

6.1.1 Pomiar miąższości erodowanej $(z_m)_e$. Eksperyment *IBW PAN (2010)*.

Celem eksperymentu było wykonanie pomiarów miąższości erodowanej rumowiska dennego $(z_m)_e$ w kontekście dokonania analizy porównawczej wyników z eksperymentem *IBW PAN 1996* (zob. Rozdział 6.2.1), w trakcie którego dokonywano pomiarów miąższości akumulowanej $(z_m)_a$. Rezultaty pomiarów miały służyć jako potwierdzenie hipotezy równowagi hydrodynamicznej, czyli możliwości zaadaptowania do obliczeń zmian morfologicznych dna postulowanej liniowej zależności pomiędzy natężeniem transportu rumowiska i miąższością gęsto upakowanych ziaren, będącego w ruchu rumowiska.

6.1.1.1 Aparatura pomiarowa

W niniejszym podrozdziale przedstawiono aparaturę pomiarową wykorzystaną podczas eksperymentu *IBW PAN 2010* oraz dokonano krótkiej prezentacji kanału falowego, w którym przeprowadzono badania.

Kanał falowy

Zasadniczy element kanału falowego stanowi koryto o długości 64.1 m, szerokości 0.6 m i wysokości 1.4 m (Fotografia 6.1). Pionowe, równoległe względem siebie ściany kanału

wykonane są ze szkła, co umożliwia swobodną obserwację prowadzonych badań. Dno kanału wykonane jest ze stopów aluminium.



Fotografia 6.1. Kanał falowy – IBW PAN w Gdańsku (Ł. Sobczak)

Programowalny, sterowany przez komputer i napędzany hydraulicznie generator kłapowy typu tłokowego (Fotografia 6.2), zapewnia możliwość wytwarzania falowania o wysokościach do 0.6 m i dowolnych długościach przyporządkowanych okresom powyżej 0.5 s. Elementem wymuszającym falowanie jest sztywna, pionowa płyta generatora, poddana poziomym ruchom oscylacyjnym, podobnym do ruchu tłoka w cylindrze. Generator posadowiony jest niezależnie od konstrukcji nośnej zbiornika, dzięki czemu ograniczono przenoszenie się niechcianych wibracji.



Fotografia 6.2. Wywoływacz falowy typu tłokowego

Końcową część kanału wyposażono w oryginalny pochłaniacz energii falowania, wykonany w formie porowatej skarpy o nachyleniu 1:7, z ułożonej z kilkudziesięciu warstw mat z tworzywa sztucznego (Fotografia 6.3). Bardzo wysoki stopień wygaszania praktycznie eliminuje efekt odbicia fal od tylnej ściany kanału i likwiduje niepożądane nakładanie się fali odbitej na generowane falowanie progresywne.



Fotografia 6.3. Pochłaniacz energii falowania (Ł. Sobczak)

Sondy falowe

Do pomiaru wysokości i okresowości zmian swobodnego zwierciadła wody wykorzystano dwie sondy falowe typu oporowego (Fotografia 6.4). Elementem oporowym była warstwa wody zawarta między dwoma pionowymi nieizolowanymi elektrodami. Miarą zmian wysokości fali była zmienność oporu elektrycznego warstwy wody pomiędzy elektrodami. Odpowiednio przetworzony sygnał – proporcjonalny do poziomu wody w kanale, kierowany był do rejestratora zapisującego wychylenie swobodnej powierzchni falowania.



Fotografia 6.4. Sondy falowe (Ł. Sobczak)

Przepływomierz ultradźwiękowy

Aparaturą wykorzystaną do pomiarów prędkości przepływu cząstek wody był prędkościomierz ultradźwiękowy *ADV (Acoustic Doppler Velocimeter)* (Fotografia 6.5), który umożliwiał jednoczesny pomiar trzech składowych wektora prędkości w konfigurowalnym zakresie $\pm 0.01, 0.1, 0.3, 2.0, 4.0, 7.0$ m/s z dokładnością $\pm 0.5\%$ zmierzonej wartości ± 1 mm/s. Częstotliwość próbkowania urządzenia wynosi 1–64 Hz, natomiast częstotliwość dźwięku 6 MHz. Zasada działania przepływomierza ultradźwiękowego bazuje na pomiarze różnicy czasów przejścia fali ultradźwiękowej wywołanych efektem Dopplera.



Fotografia 6.5. Przepływomierz ultradźwiękowy (<http://www.nortekusa.com/en/products/velocimeters/vector> – 12.12.2012)

Laserowy miernik wielkości cząstek

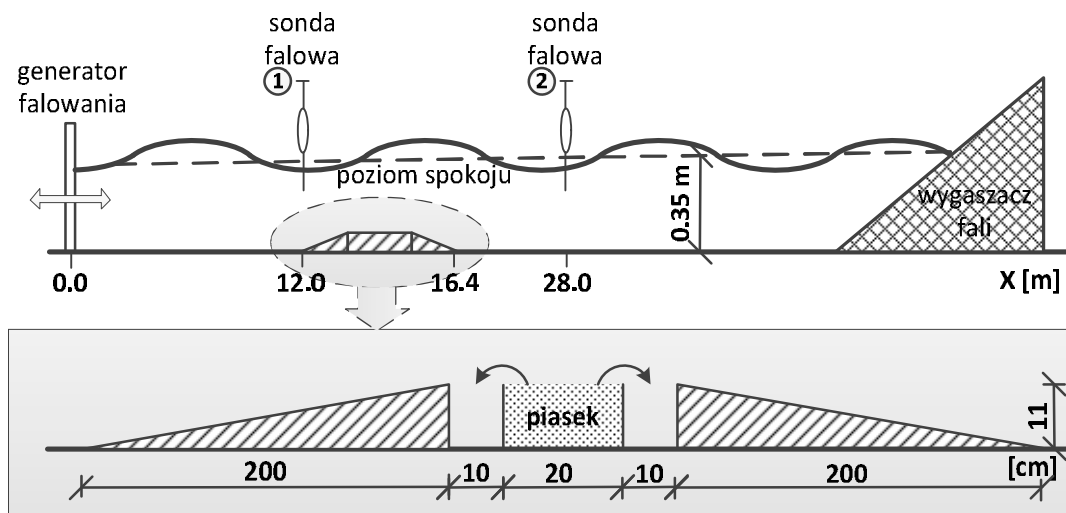
W celu określenia wielkości ziaren rumowiska posługiwano się laserowym miernikiem wielkości cząstek (Fotografia 6.6), będącym na wyposażeniu laboratorium kierunku Budownictwo Uniwersytetu Warmińsko-Mazurskiego w Olsztynie. Miernik wykorzystując metodę dyfrakcji laserowej umożliwia pomiar w zakresie $0.01 - 2000$ μm . Aby dokonać pomiaru wielkości cząstki należy ją oświetlić strumieniem lasera. W wyniku częściowego odchylenia światła laserowego powstaje za próbką charakterystyczny, pierścieniowy rozkład intensywności, który zostaje zmierzony przez specjalnie ukształtowany detektor. Z odległości pierścieni obliczona zostaje wielkość cząstki.



Fotografia 6.6. Laserowy miernik wielkości cząstek (<http://www.fritsch.de/> – 23.08.2012)

6.1.1.2 Opis i warunki eksperymentu

W celu wykonania pomiaru miąższości erodowanej osadu wykorzystano autorski model „łapaczki”, wykonany z wodoodpornej sklejkki oraz płyt z tworzywa sztucznego. Następnie model ten posadowiono na dnie kanału (Fotografia 6.7). Schemat eksperymentu zaprezentowano na Rysunku 6.1.



Rysunek 6.1. Schemat eksperymentu „Łapaczka” — IBW PAN 2010



Fotografia 6.7. Model łapaczki — IBW PAN 2010

Model łapaczki składał się z dwóch skarp o nachyleniu każdej z nich w stosunku 1:18 oraz skrzynki umiejscowionej pomiędzy skarpami. Skrzynka łapaczki składała się z trzech mniejszych: środkowej o wymiarach w świetle 20.0×57.8×10.0 cm oraz dwóch skrajnych, z których każda o wymiarach w świetle 10.0×57.8×10.0 cm. Środkową skrzynkę łapaczki wypełniono naturalnym piaskiem plażowym pochodzącym z nadmorskiej miejscowości Lubiatowo.

W ramach eksperymentu przeprowadzono dwa testy pomiarowe (T4 i T5) dla tego samego osadu i różnych warunków falowych. Zmiana dotyczyła jedynie wysokości fali, zaś okres fali, a także pozostałe parametry dotyczące eksperymentu pozostawały niezmiennie. Przy użyciu oprogramowania komputerowego sterującego wywoływaczem fal, zadawano na generatorze falowanie regularne – sinusoidalne. Parametry fali rejestrowano za pomocą dwóch sond falowych rozmieszczonych na długości kanału, przed i za modelem łapaczki (Rysunek 6.1). Analizę pomiarów parametrów fali zamieszczono w załączniku B.

Tablica 6.1. Podstawowe dane eksperymentu „Łapaczka” – IBW PAN 2010

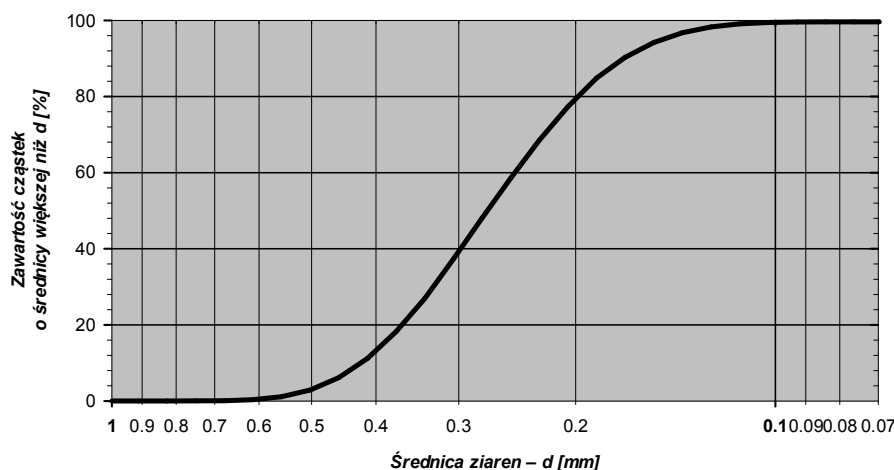
PARAMETR	SYMBOL	WARTOŚĆ	JEDNOSTKA
Głębokość wody	h_0	0.35	[m]
Wysokość fali T_4 / T_5	H_w	6.77 / 4.95	[cm]
Czas trwania falowania T_4 / T_5	T_w	25 / 60	[min]
Okres piku fali T_4 / T_5	T_p	2.0 / 2.0	[s]
Temperatura wody	T	18.0	[°C]
Średnica reprezentatywna ziaren osadu budującego dno	$d_{50}; d_{90}$	0.27 ; 0.42	[mm]
Gęstość osadu	ρ_s	2650	[kg/m ³]
Gęstość płynu	ρ_w	1000	[kg/m ³]
Porowatość osadu	n_p	0.4	[-]

W Tablicy 6.1 przedstawiono podstawowe parametry eksperymentu, w której m. in. przez wysokość fali H_w oznaczono uśrednioną w czasie (z dwóch sond falowych) jej wysokość w każdym z testów T4 / T5.

6.1.1.3 Pomiar granulometrii osadu

Pobrany ze skłonu plażowego nadmorskiej miejscowości Lubiatowo piasek, poddano analizie granulometrycznej. W tym celu posłużono się laserowym miernikiem wielkości cząstek (zob. Rozdział 6.1.1.1). Pomiarów dokonywano metodą „na mokro”, dla dwóch losowo pobranych próbek osadu, wykonując po dwa pomiary dla każdej z nich. Dla wszystkich przeprowadzonych pomiarów uzyskano zasadniczo tożsamość rezultatów. Krzywą kumulacyjną uziarnienia osadu dla wartości średnich przedstawiono na Rysunku 6.2. W wyniku przeprowadzonych analiz uzyskano średnicę reprezentatywną piasku – medianę $d_{50} = 0.27$ mm.

Wyniki analizy granulometrycznej uzyskane podczas pomiarów prezentowanym w pracy laserowym miernikiem wielkości cząstek poddano dodatkowej weryfikacji. Dokonano porównania z wynikami otrzymanymi z pomiarów innym, niezależnym laserowym analizatorem wielkości cząstek. Dla obydwu urządzeń uzyskano praktycznie bliźniacze krzywe kumulacyjne, co potwierdza prawidłowość przeprowadzonej analizy.



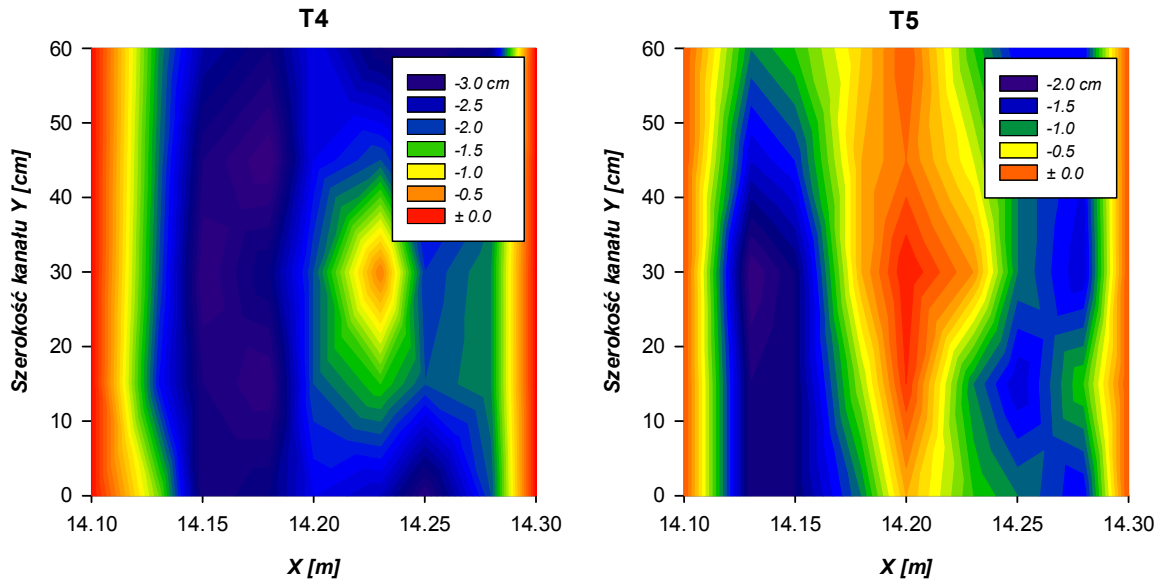
Rysunek 6.2. Rozkład uziarnienia osadu wykorzystanego w eksperymencie — IBW PAN 2010

6.1.1.4 Pomiar batymetrii

Pod wpływem falowania swobodnej powierzchni wody, na skutek dwukierunkowego transportu rumowiska, powodowanego przez oscylacyjny charakter ruchu wody, umieszczony pierwotnie w środkowej skrzynce łapaczki osad przemieszczany był do dwóch skrajnych skrzynek (Rysunek 6.1). Po zakończeniu falowania dokonywano pomiaru batymetrycznego w środkowej skrzynce. Pomiar batymetryczny przeprowadzono w sposób ręczny, posługując się miarą z zamocowanym na jej końcu płaskim ciężarkiem. Wyniki zmian batymetrii dla testu T4 oraz T5 zaprezentowano na Rysunku 6.3.

W odniesieniu do przedstawionych na Rysunku 6.3 wyników zmian poziomu dna zmierzonych w środkowej skrzynce łapaczki, zakłada się myślowy podział tej skrzynki na część lewą i prawą oraz przeprowadza się następującą dyskusję. W wyniku sinusoidalnego falowania powierzchni swobodnej wody, transport rumowiska w grzbiecie fali – zgodny z kierunkiem propagacji fali odpowiada ilościowo transportowi w dolinie fali w kierunku przeciwnym. W takim wypadku, w fazie grzbiecie fali, z prawej części skrzynki taka sama ilość osadu zostanie wyniesiona na zewnątrz, co dostarczona do niej z lewej części skrzynki, natomiast w fazie doliny fali, osad zostanie wyniesiony do części lewej. Podobnie z lewej części skrzynki, w trakcie trwania doliny fali taka sama objętość osadu zostanie wyniesiona na zewnątrz, co dostarczona do niej z prawej części skrzynki. W fazie grzbiecie fali osad zostanie wyniesiony do części prawej.

Wobec powyższego, dokonując bilansu transportu rumowiska w czasie trwania grzbiecie oraz doliny fali dla dwóch myślowo wyodrębnionych części skrzynki, stwierdza się, iż w takim przypadku w każdej z nich otrzyma się jednakowy ubytek objętości osadu, co z kolei oznacza tożsamą zmianę batymetrii.

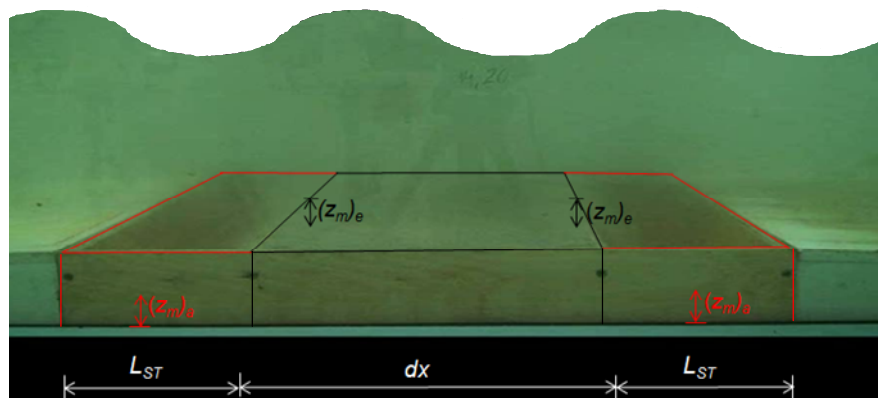


Rysunek 6.3. Zmierzone zmiany batymetrii dla testu T4 oraz T5 — IBW PAN 2010

Nieco inną sytuację niż powyżej rozważana zauważa się dokonując analizy wyników przedstawionych na Rysunku 6.3. Dla obu przeprowadzonych testów pomiarowych, tj. T4 oraz T5, erozja w lewej części skrzynki okazuje się być większa niż w części prawej. Świadczy to zapewne o dominacji transportu odbywającego się w czasie trwania grzbietu fali, wynikającej z asymetrii falowania (por. Rysunek B.1). Istotniejszy z punktu widzenia ilości transportowanego rumowiska okazał się więc wpływ fazy grzbietu fali na przebieg procesu zmian batymetrycznych.

6.1.1.5 Pomiar miąższości erodowanej

Umieszczony pierwotnie w środkowej skrzynce łapaczki osad, w wyniku falowania swobodnej powierzchni wody, transportowany był do dwóch skrajnych skrzynek (Rysunek 6.1). Schemat pomiaru pokazano na Rysunku 6.4.



Rysunek 6.4. Schemat pomiaru miąższości erodowanej $(z_m)_e$ — IBW PAN 2010

W trakcie trwania grzbietu fali osad wynoszony był do prawej skrzynki, do lewej zaś, w czasie trwania doliny fali. Po zakończeniu falowania, w celu wyznaczenia objętości zakumulowanego w skrajnych skrzynkach osadu, należało ten osad wydestakować na zewnątrz kanału. W tym celu posłużono się metodą syfonowania. Przy pomocy silikonowych wężyków, mieszaninę wody i osadu wypompowano ze skrajnych skrzynek do dwóch oddzielnych wiader. Następnie próbki poddano suszeniu i oznaczono objętość rumowiska wydobytego z każdej ze skrzynek. Na tej podstawie obliczono miąższość warstwy, która wyerodowała ze środkowej skrzynki. Wyniki przedstawiono w Tabelicy 6.2.

Pomimo, że czas trwania testu T4 był trzykrotnie krótszy niż testu T5, to z uwagi na większą wysokość fali odnotowaną podczas trwania testu T4, uzyskano w tym przypadku większą ilość osadu zakumulowaną zarówno w skrzynce lewej, jak i prawej (Tabelica 6.2). Co więcej, całkowita ilość wyerodowanego rumowiska dla testu T4 jest niemal dwukrotnie większa niż dla testu T5. Jednakże, widać wyraźnie, że dla obydwu przeprowadzonych testów pomiarowych, większa ilość rumowiska wyniesionego ze środkowej skrzynki osadziła się w skrzynce lewej. Oznacza to, iż większa ilość rumowiska transportowana była w trakcie trwania grzbietu fali, a to rzecz jasna oznacza, że w fazie doliny fali natężenie transportu rumowiska musiało być mniejsze.

Tablica 6.2. Pomiar ilości erodowanego rumowiska — IBW PAN 2010

NUMER TESTU	CZAS FALOWANIA [min]	ILOŚĆ OSADU W LEWEJ SKRZYŃCE [cm ³]	ILOŚĆ OSADU W PRAWIEJ SKRZYŃCE [cm ³]	CAŁKOWITA ILOŚĆ OSADU [cm ³]	MIAŻSZOŚĆ ERODOWANA (z_m) _e [cm]
T4	25	780	1150	1930	1.67
T5	60	460	580	1040	0.90

Wyniki zamieszczone w Tabelicy 6.2 korespondują istotnie z danymi odczytanymi z sond falowych (Rysunek B.1) oraz wnioskami wyciągniętymi z obserwacji morfologii dna (Rysunek 6.3) dotyczącymi asymetrii ruchu falowego swobodnego zwierciadła wody.

6.1.2 Pomiar zmian batymetrii oraz zmian granulometrycznych rumowiska dennego. Eksperyment IBW PAN (2010).

Zasadniczym celem przeprowadzonych pomiarów było zebranie danych do weryfikacji matematycznego modelu opisującego zmiany batymetrii oraz zmiany rozkładów uziarnienia osadów budujących dno w obszarze toru wodnego. Zbiór istotnych parametrów dokonano poprzez określenie zmian morfologii dna w danych warunkach falowych oraz wyznaczenie rozkładów uziarnienia osadów powierzchniowych pobranych z charakterystycznych punktów profilu podłużnego modelu toru wodnego.

Równie ważnym zamiarem eksperymentu było wykazanie, że ruch oscylacyjny wody powoduje dwukierunkowy transport osadów dennych, w wyniku którego otrzymuje się zapiaszczanie toru, nawet dla przypadku falowania sinusoidalnego. Niestety cel ten nie został zrealizowany, ponieważ jak już uprzednio wspomniano fala regularna symetryczna (sinusoidalna) zadawana poprzez oprogramowanie generatora falowania ulegała transformacji, przekształcając się w falę regularną asymetryczną.

6.1.2.1 Opis i warunki eksperymentu

W celu przeprowadzenia pomiarów, z wodoodpornej sklejki wykonano wzornik o długości 5.0 m odwzorowujący swym kształtem tor wodny. Tak skonstruowany model toru podejściowego umiejscowiono na dnie kanału falowego (Fotografia 6.8). Następnie model ten wypełniono piaskiem pochodzącym ze skłonu plażowego nadmorskiej miejscowości Lubiato. Maksymalna miąższość dna wynosiła 0.15 m, natomiast w niecce toru wodnego miąższość ta osiągała wartość 0.05 m. Nachylenie krawędzi toru wynosiło 1:4, zaś głębokość rowu osiągała wartość 0.10 m. Przedmiotowy model toru podejściowego przedstawiono na Fotografii 6.9.

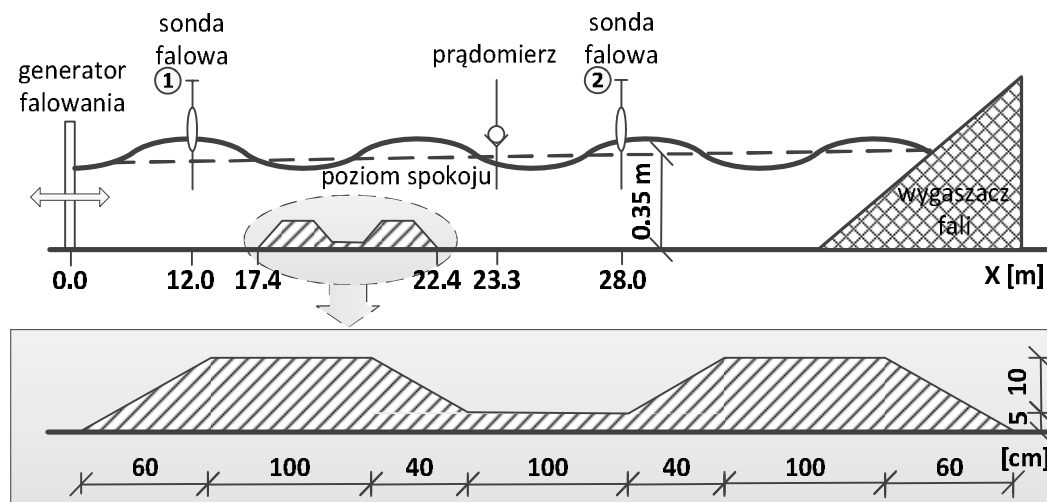


Fotografia 6.8. Wzornik modelu kształtu toru podejściowego — IBW PAN 2010



Fotografia 6.9. Model toru wodnego — IBW PAN 2010

W kolejnym etapie kanał falowy wypełniono wodą do głębokości 0.35 m, następnie w kanale zainstalowano dwie sondy falowe (umieszczone przed i za modelem) oraz prądomierz (umieszczony za modelem). Element rejestrujący prądomierza usytuowano na głębokości 0.17 m poniżej poziomu swobodnego zwierciadła wody. Układ batymetryczny wraz z rozmieszczeniem przyrządów pomiarowych pokazano na Rysunku 6.5.



Rysunek 6.5. Schemat eksperymentu — IBW PAN 2010

W ramach przeprowadzonego eksperymentu wykonano trzy testy pomiarowe: T1, T2 oraz T3. W każdym z testów wykorzystano ten sam piasek plażowy, który starannie mieszano przed rozpoczęciem kolejnego pomiaru, aby stworzyć wejściowy warunek jednakowego uziarnienia w całym obszarze toru podejściowego. Zmianie ulegał jedynie czas trwania testu pomiarowego oraz wysokość fali. Do wytwarzania ciągów fal wykorzystano generator falowy (zob. Rozdział 6.1.1.1), zainstalowany na jednym z krańców kanału. Wykorzystując oprogramowanie komputerowe sterujące wywoływaczem fal, zadawano na generatorze falowanie regularne symetryczne (sinusoidalne). Analizę pomiarów parametrów fali zamieszczono w załączniku C, zaś prędkości prądu w załączniku D.

Tablica 6.3. Podstawowe dane eksperymentu — IBW PAN 2010

PARAMETR	SYMBOL	WARTOŚĆ	JEDNOSTKA
Głębokość wody	h_0	0.35	[m]
Wysokość fali T1 / T2 / T3	H_w	7.30 / 5.20 / 7.67	[cm]
Czas trwania falowania T1 / T2 / T3	T_w	180 / 360 / 180	[min]
Okres pikowania fali T1 / T2 / T3	T_p	2.0 / 2.0 / 2.0	[s]
Średnia prędkość prądu T1 / T2 / T3	u_0	1.8 / 1.9 / 1.7	[cm/s]
Temperatura wody	T	18.0	[°C]
Średnica reprezentatywna ziaren osadu budującego dno	$d_{50}; d_{90}$	0.27 ; 0.42	[mm]
Gęstość osadu	ρ_s	2650	[kg/m ³]
Gęstość płynu	ρ_w	1000	[kg/m ³]
Porowatość osadu	n_p	0.4	[-]

W Tablicy 6.3 przedstawiono podstawowe parametry eksperymentu, w której m. in. przez wysokość fali H_w oznaczono uśrednioną (z dwóch sond falowych) jej wysokość w każdym z testów T1 / T2 / T3.

6.1.2.2 Pomiar zmian batymetrii

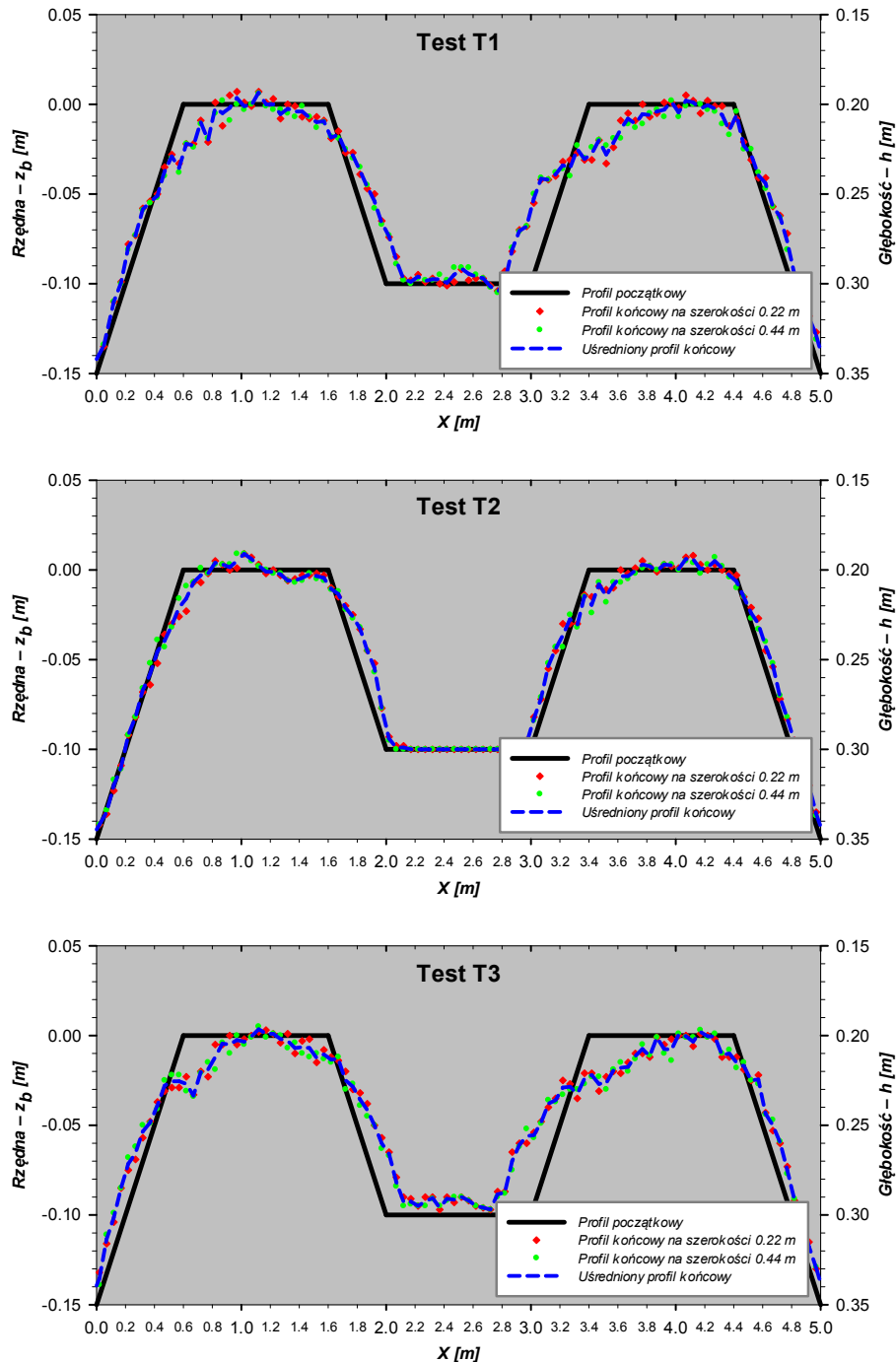
Po zakończeniu falowania, dla każdego z przeprowadzanych testów dokonywano pomiarów rzędnej poziomu dna w obrębie toru podejściowego. Batymetrię mierzono w dwóch profilach podłużnych rozmieszczonych na szerokości kanału falowego, tj. w odległości 0.22 oraz 0.44 m od podłużnej ściany kanału. Następnie, otrzymane z dwóch profili wyniki uśredniano. Pomiarów batymetrycznych dokonywano w sposób ręczny, posługując się przy tym miarą z zamocowanym na jej końcu płaskim ciężarkiem. Zmiany zmierzonej w dwóch profilach podłużnych końcowej batymetrii dla testu T1, T2 i T3 przedstawiono na Rysunku 6.6, gdzie pokazano również uśrednione wyniki z tych profili. Rezultaty pomiarów poziomu dna, otrzymane z dwóch wzajemnie równoległych profili często różniły się między sobą. Różnice te powstały na skutek tego, iż wszystkie trzy testy pomiarowe (T1, T2, T3) przeprowadzone były w zakresie bardzo słabych warunków hydrodynamicznych, w reżimie zmarszczkowym (Fotografia 6.10). Największy rozwój zmarszczek dennych zaobserwowano w obszarach maksymalnego oddziaływania fali na dno – w przypadku testów T1 i T3, w których to wymuszenie hydrodynamiczne w postaci falowania było najsilniejsze.

Dokładność pomiarów poziomu dna w sytuacji, gdy dno pokryte jest zmarszczkami i gdy nie używa się zaawansowanej aparatury pomiarowej oraz gdy zmiany rzędnych dna zachodzące podczas eksperymentu są niewielkie, nie jest z pewnością taka sama jak w przypadku pomiarów płaskiego dna. Niemniej jednak, analizując wyniki przeprowadzonych pomiarów można stwierdzić, iż w pełni oddany został charakter przebudowy dna, odzwierciedlone tempo i wielkość zmian poziomu dna, a także całokształt procesów akumulacyjno – erozyjnych zachodzących w obrębie toru wodnego.



Fotografia 6.10. Przykładowe zmarszczki denne, test T1 — IBW PAN 2010

Największe, a zarazem bardzo zbliżone wzajemnie zmiany końcowej batymetrii przedstawione na Rysunku 6.6, otrzymano w przypadku testów T1 i T3, dla których zmierzone parametry falowe były porównywalne (zob. Tablica 6.1 i C.1). Znacznie mniejszą wysokość fali w porównaniu z testami T1 i T3 zarejestrowano w przypadku testu T2, co rzecz jasna przełożyło się na wielkość zmian rzędnej dna. W rezultacie uzyskano niewielką przebudowę profilu dna.



Rysunek 6.6. Zmierzone zmiany batymetrii dla testu T1, T2 i T3 — IBW PAN 2010

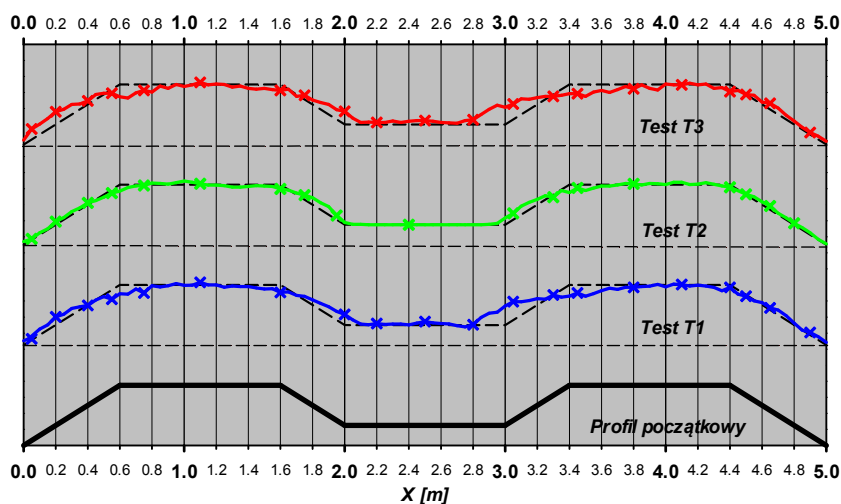
Dla panujących podczas eksperymentu warunków falowo-prądowych, przy niewielkich wartościach prędkości prądu powrotnego, wypadkowy transport rumowiska (rozumiany tu, jako bilans transportów osadu w punkcie j – obliczany jako różnica transportów w punkcie j

i $j-1$ w fazie grzbietu fali oraz j i $j+1$ w fazie doliny fali) w górnych obszarach skłonów przyjmuje wartości dodatnie (zob. Rysunek 6.6), powodując tym samym zwiększenie głębokości wody – czyli erozję dna. Odmienną sytuację zauważa się w dolnych obszarach skłonów, gdzie wypadkowy transport rumowiska przyjmuje wartości ujemne, wywołując zmniejszenie głębokości wody, a to z kolei odpowiada procesowi akumulacji.

We wszystkich przeprowadzonych testach pomiarowych (T1, T2, T3) można zauważyć asymetryczne rozmycie dna na skłonach „nawietrznych”, tj. położonych od strony generatora fal, w odległościach $0.0 \div 0.6$ m i $3.0 \div 3.4$ m mierzonych od początku modelu. Efekty erozyjne (rozmycie) mające miejsce na górnej części skłonu ($0.0 \div 0.6$ m) i akumulacyjne dolnej jego części były mniejsze niż dla skłonu ($3.0 \div 3.4$ m). Efekty te były najprawdopodobniej następstwem wzrostu asymetrii ruchu falowego, powstałej w wyniku przejścia fali przez pierwszy garb. Co więcej, ta zwiększona akumulacja dolnej części skłonu ($3.0 \div 3.4$ m) mogła być dodatkowo wynikiem oddziaływania prądu powrotnego.

6.1.2.3 Pomiar granulometrii osadu

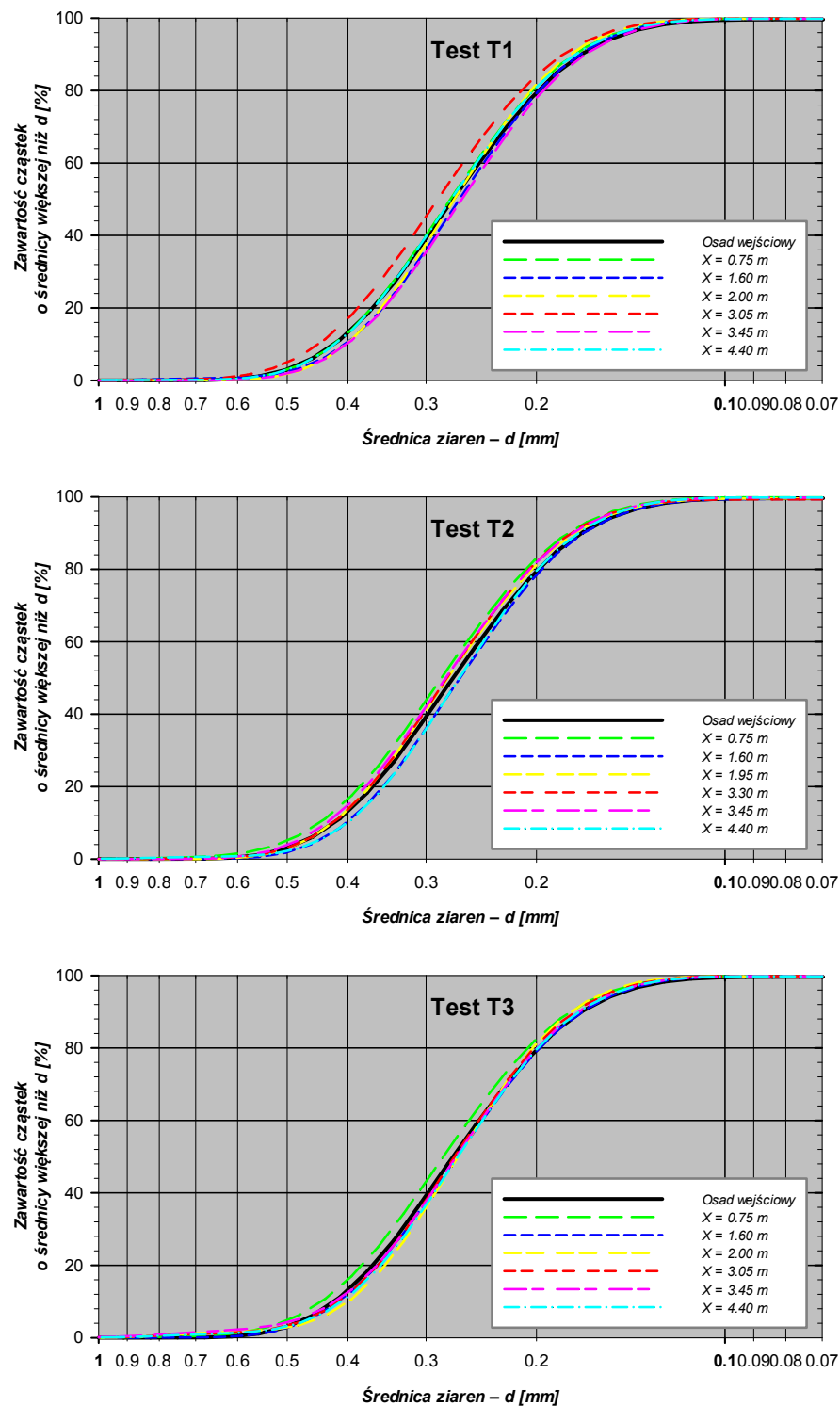
Przed rozpoczęciem pomiarów w kanale falowym dokonano analizy granulometrycznej „wejściowych” próbek piasku, którą to analizę opisano w Rozdziale 6.1.1.3. Oprócz tego, analizę granulometryczną wykonywano dla próbek osadu pobieranego po zakończeniu falowania, w trakcie pomiarów batymetrii. Poboru powierzchniowych próbek rumowiska dokonywano w sposób ręczny, przy użyciu niewielkiej łopatkki. Miejsca poboru próbek na długości toru podejściowego dla testów T1, T2 i T3 przedstawiono na Rysunku 6.7.



Rysunek 6.7. Miejsca poboru powierzchniowych próbek rumowiska dla testów T1, T2 i T3 —
IBW PAN 2010

W obszarach, w których zaobserwowane zmiany w przebudowie dna były najmniejsze, próbki pobierano z najmniejszą częstotliwością. Łącznie pobrano i poddano analizie granulometrycznej 59 próbek osadu, w tym 20 dla testu T1, 18 dla testu T2 i 21

w przypadku testu T3. Wyniki analizy granulometrycznej próbek rumowiska dennego pobranych z charakterystycznych obszarów (miejsz największej erozji bądź akumulacji) toru wodnego na tle wejściowej krzywej kumulacyjnej przedstawiono na Rysunku 6.8.



Rysunek 6.8. Zmierzone na długości toru wodnego rozkłady uziarnienia rumowiska dla testów T1, T2 i T3 — IBW PAN 2010

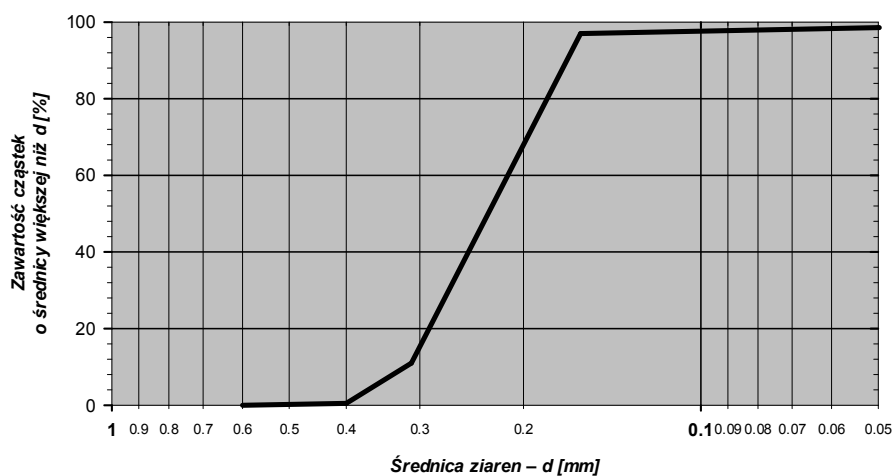
Na podstawie Rysunku 6.8 można zauważyć bardzo niewielką zmienność występującą w rozkładach uziarnienia. Co więcej, nawet w zupełnie odmiennych pod względem charakteru transportu rumowiska obszarach erozyjnych i akumulacyjnych, różnice te są nieznaczne.

Najprawdopodobniej jest to spowodowane zbyt krótkim czasem trwania poszczególnych testów pomiarowych w odniesieniu do panujących warunków hydrodynamicznych. Przepuszczalnie z biegiem czasu obserwowano by wyraźniejszą segregację rumowiska dennego.

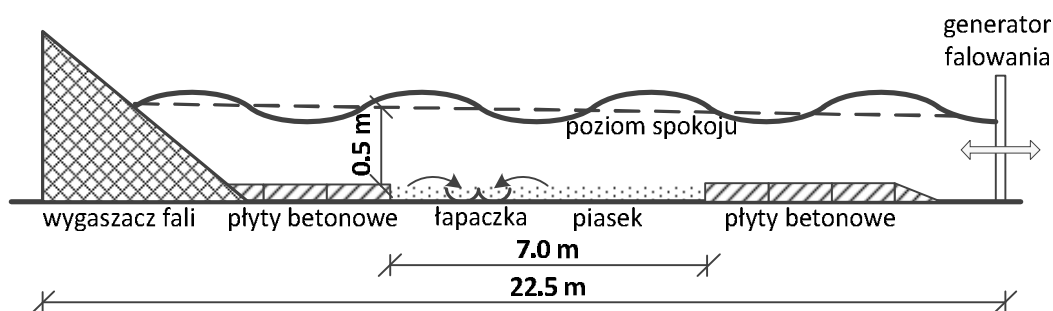
6.2 Dane literaturowe

6.2.1 Pomiar miąższości akumulowanej (z_m)_a. Eksperyment IBW PAN (1996).

Eksperyment został przeprowadzony w Instytucie Budownictwa Wodnego PAN w Gdańsku w 1996 roku (Kaczmarek, 1999) w kanale falowym Politechniki Gdańskiej o szerokości 0.5 m, długości 25.5 m i możliwym maksymalnym napełnieniu do 0.7 m. W kanale falowym w warunkach stałego napełnienia $h = 0.5$ m, generowano falowanie regularne (*Test 1,2,3,4,11,12*) i nieregularne (*Test 5,6,7,8,9,10*). Eksperyment powtarzano wielokrotnie dla każdego zestawu parametrów hydrodynamicznych. Łącznie wykonano 141 takich pomiarów dla 12 testów.



Rysunek 6.9. Rozkład uziarnienia osadu użytego w eksperymencie – IBW PAN 1996



Rysunek 6.10. Schemat eksperymentu – IBW PAN 1996

Na dnie kanału, w początkowej i końcowej jego części ułożono płyty betonowe o grubości 8.0 cm. Środkową część kanału wypełniono naturalnym piaskiem o średnicy reprezentatywnej $d_{50} = 0.22$ mm i miąższości równej grubości płyt betonowych. Rozkład uziarnienia osadu użytego w eksperymencie przedstawiono na Rysunku 6.9. Długość sekcji wypełnionej piaskiem wynosiła 7.0 m. Wewnątrz tej sekcji, w odległości 2.0 m od jej końca umiejscowiono „łapaczkę”, która posłużyła do pomiaru miąższości akumulowanej rumowiska. Na Rysunku 6.10 przedstawiono schemat eksperymentu.

Zasadniczym celem przeprowadzonych pomiarów (na ówczesnym etapie badań) było określenie ilości osadu transportowanego głównie w warstwie wleczenia w kierunku dobrzegowym i odrzegowym, poprzez pomiar ilości osadu wpływającego do łapaczki, składającej się z dwóch oddzielnych komór o wysokości 6.3 cm. Ponieważ podczas eksperymentu generowano warunki falowe odpowiadające transportowi osadów w reżimie zmarszczkowym (wartości parametru Shields'a $\Theta_{2.5}$, wyznaczone dla średnicy reprezentatywnej $d_{50} = 0.22$ mm, zawierały się w przedziale $0.085 \leq \Theta_{2.5} \leq 0.4$), pomiarów dokonywano dopiero po czasie potrzebnym do ustalenia warunków równowagi, czyli po czasie potrzebnym na pełne rozwinięcie się form dennych (25 – 60 minut ciągłego falowania). Do tego czasu łapaczka była przykryta pokrywą. Następnie zdejmowano pokrywę łapaczki i kontynuowano falowanie przez okres od 1.2 do 15 minut. W tym czasie dochodziło do wypełnienia wnętrza łapaczki osadem. W kolejnym etapie eksperymentu piasek wysysano z łapaczki na zewnątrz kanału a następnie ważono. Ostatecznie, poprzez oznaczenie objętości piasku wypompowanego z wnętrza łapaczki, określano miąższość zakumulowaną.

6.2.2 Pomiar zmian batymetrii. Eksperyment *DELFT HYDRAULICS (1992) – „Test 1”.*

Do analizy wybrano jeden (T10.20.90; wysokość fali około 0.1 m, prędkość prądu około 0.2 m/s, kąt propagacji fali 90° , prostopadły do kanału – do kierunku prądu) z wielu przeprowadzonych testów. Selekcja konkretnego testu pomiarowego nie była przypadkowa. Z uwagi na to, że wynikami uzyskanymi z tego pomiaru zajmowały się zarówno w ramach europejskiego projektu *SANDPIT* (2002–2005) uznane na świecie ośrodki naukowe (van Rijn i inni, 2005), jak również ostatnio Sánchez i Wu (2011), to aby mieć możliwość dokonania porównania własnych wyników modelowania na tle innych, podjęto decyzję o wyborze testu.

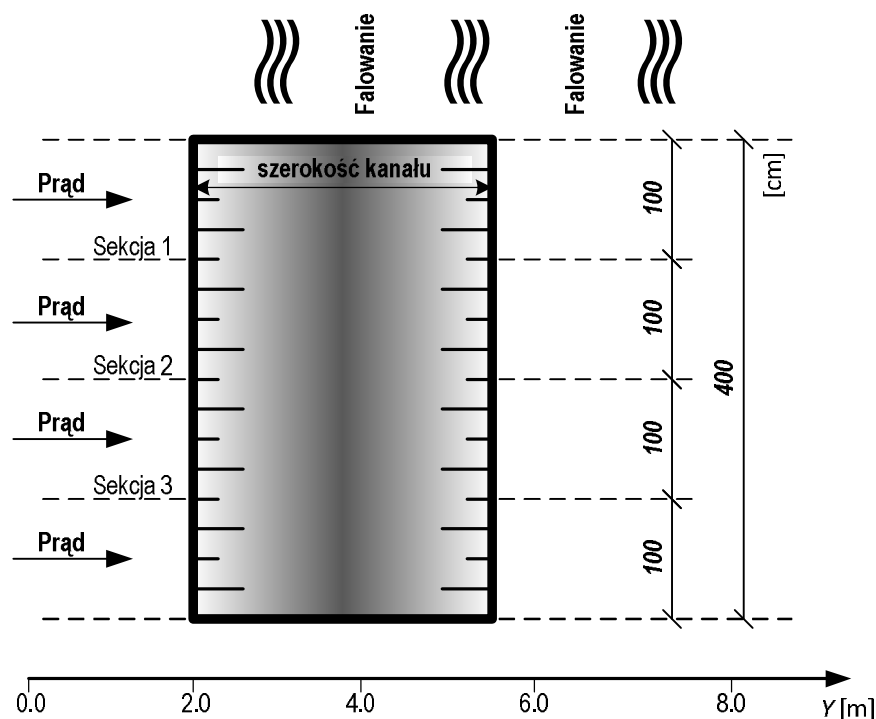
Pomiary zostały przeprowadzone w niezależnym instytucie badawczym WL | Delft Hydraulics (obecna nazwa Deltares), położonym w północnej części Holandii (Havinga, 1992; Walstra i inni, 1999). Eksperyment przeprowadzono w laboratoryjnym basenie umożliwiającym wywołanie warunków falowo – prądowych, z jednoczesnym współdziałaniem prądu i falowania propagującego pod kątem do kierunku prądu.

Zasadniczym celem badań było rozszerzenie wiedzy o podstawowych zjawiskach determinujących procesy morfologiczne. Pomiarów dokonywano dla trzech przypadków wymuszeń hydrodynamicznych powodujących transportowanie się rumowiska dennego:

- nieregularnego falowania z niezałamującymi się falami,
- interakcji prądu i falowania (skierowanego pod kątem do kierunku prądu),
- prądu.

Generowano fale kierunkowe, w formie spektrum JONSWAP o częstotliwości pikowej około 0.4 Hz. Do wytworzenia prądu w basenie wykorzystano system pomp. Głębokość wody we wszystkich przeprowadzonych testach wynosiła około 0.4 m. Kanał wypełniono osadem w końcowej części basenu, a dno zbudowane było z drobnego piasku ($d_{50} = 100 \mu\text{m}$; $d_{90} = 130 \mu\text{m}$) usytuowanego na tym samym poziomie, co betonowa posadzka basenu otaczająca kanał. Szczegółowy opis eksperymentów można znaleźć w pracy Havinga (1992).

W piasku ukształtowano dno w sposób przypominający tor podejściowy. Zmiany rzędnych dna monitorowano poprzez regularne sondowanie przez okres ponad 25 godzin, w trzech sekcjach pomiarowych (Rysunek 6.11). Wymiary początkowego profilu wykopu były następujące: głębokość około 0.2 m, szerokości dna około 0.5 m, nachylenie stoków około 1:8. Tor wodny (najdłuższa oś) umiejscowiony był prostopadle do kierunku prądu i równoległy do kierunku propagacji fali, zobacz Rysunek 6.11.



Rysunek 6.11. Schemat doświadczenia — eksperyment “Test 1” (Havinga, 1992)

Pomiaru poziomu dna dokonywano za pomocą przyrządów zamocowanych do ruchomego trawersu poruszającego się w dwóch kierunkach – w płaszczyźnie poziomej XY. Taki sposób montażu urządzeń pomiarowych pozwolił na uśrednienie wyników pomiarów batymetrii w kierunku prostopadłym do kierunku prądu (Havinga, 1992).

Podstawowe dane parametrów zmierzonych w trakcie trwania eksperymentu od strony dopływu pokazano w Tabelicy 3.1.

Tablica 6.4. Podstawowe dane doświadczenia — eksperyment „Test 1” (Havinga, 1992)

PARAMETR	SYMBOL	WARTOŚĆ	JEDNOSTKA
Głębokość wody	h_0	0.42	[m]
Wysokość fali znacznej	H_s	0.105	[m]
Okres piku fali	T_p	2.2	[s]
Średnia prędkość prądu	u_0	0.245	[m/s]
Kąt pomiędzy kierunkiem prądu i kierunkiem propagacji fali	α	90	[°]
Średnica reprezentatywna ziaren osadu budującego dno	$d_{50}; d_{90}$	0.10 ; 0.13	[mm]
Prędkość opadania ziaren w zawieszeniu	w_s	0.006	[m/s]
Transport osadu w zawieszeniu	$q_{s,o}$	0.018 do 0.024	[kg/s/m]
Wysokość zmarszczek dennych	–	0.007	[m]
Długość zmarszczek dennych	–	0.084	[m]
Gęstość osadu	ρ_s	2650	[kg/m ³]
Gęstość płynu	ρ_w	1000	[kg/m ³]
Porowatość osadu	n_p	0.4	[–]

Dodatkowo w ramach eksperymentu dokonywano pomiaru koncentracji rumowiska z wykorzystaniem zestawu dziesięciu pomp perystaltycznych wraz z wężykami pobierającymi o średnicy wewnętrznej 3 mm (Havinga, 1992). Otwory ssące wężyków skierowane były w kierunku prądu i umiejscowione na różnych wysokościach, przy czym pierwszy wężyk usytuowany był na wysokości 1.5 cm licząc od dna. Wiadra wypełniane były próbkami przez pierwsze 15 minut każdej serii pomiarowej. Następnie osad był filtrowany, suszony i ważony.

6.2.3

Pomiar zmian batymetrii. Eksperyment

DELFT HYDRAULICS (1985) – „Test 2”.

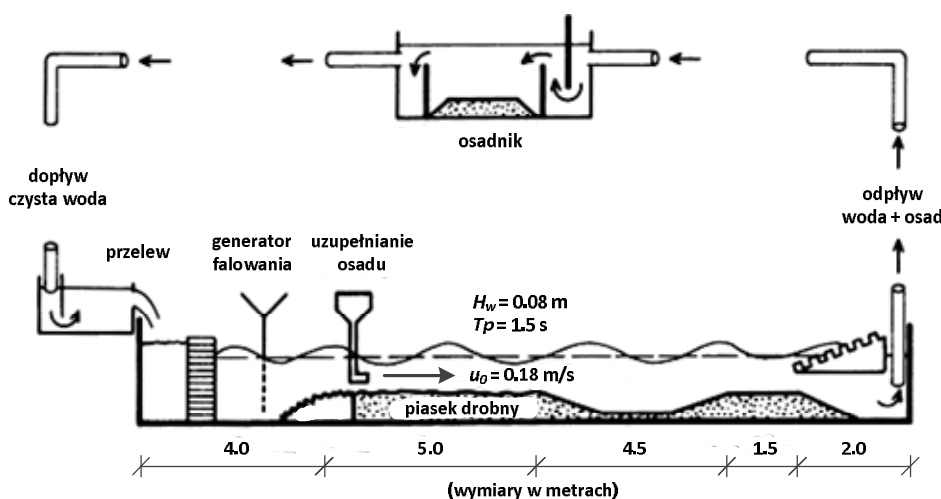
Pomiary laboratoryjne (van Rijn, 1985) zostały przeprowadzone w WL | Delft Hydraulics, w małym prostopadłościennym kanale falowym o długości 17.0 m, szerokości 0.3 m i głębokości 0.5 m (Rysunek 6.12). Zasadniczym celem eksperymentu było określenie zmian batymetrii i tempa migracji toru wodnego w zadanych warunkach falowo-prądowych, a także wyznaczenie pionowych profili koncentracji osadów w zawieszeniu. Całkowity czas trwania eksperymentu wyniósł 10:00 h.

Rów przypominający swym kształtem tor podejściowy o krawędziach nachylonych w stosunku 1:10 i maksymalnej głębokości 0.125 m, ukształtowano w części pomiarowej kanału falowego. Analogicznie do przypadku eksperymentu „Test 1” (Havinga, 1992), zob. rozdział 6.2.2, dno toru podejściowego zbudowane było z drobnego piasku o wskaźnikach

granulometrycznych $d_{50} = 100 \mu\text{m}$ i $d_{90} = 130 \mu\text{m}$ (van Rijn, 1985 i 1986). Miąższość rumowiska wynosiła 0.2 m.

W celu zachowania stałych w czasie – równoważnych warunków eksperymentu, czyli wyeliminowania nadmiernego wymycia lub osadzania się osadu w początkowej sekcji modelu, identyczny osad w jednostajny sposób dostarczano od strony dopływu.

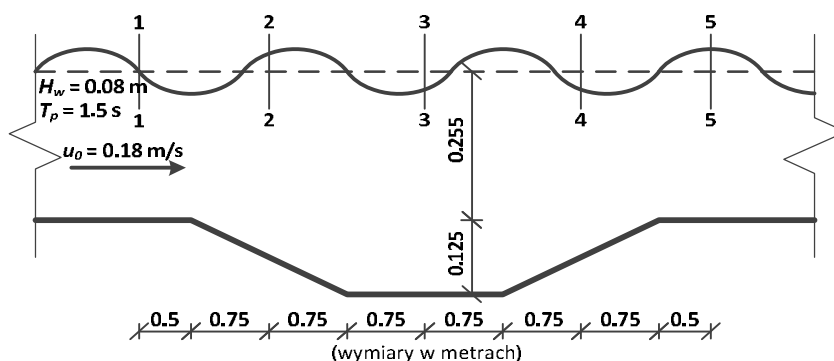
Generowano fale regularne o wysokości $H_w = 0.08 \text{ m}$ i okresie piksu $T_p = 1.5 \text{ s}$. Jednocześnie, wykorzystując system pomp generowano ustalony prąd, zgodny z kierunkiem propagacji fali, o prędkości $u_0 = 0.18 \text{ m/s}$, odniesionej do głębokości wody $h_0 = 0.255 \text{ m}$. Strumień wygenerowany w końcowej części kanału falowego przepływał przez osadnik, gdzie oddzielane były uprzednio poderwane z dna cząstki osadu. Następnie pozbawiony rumowiska strumień wody w wyniku wymuszonej cyrkulacji kierowany był do początkowej sekcji kanału falowego, patrz Rysunek 6.12.



Rysunek 6.12. Schemat doświadczenia — eksperyment “Test 2” (van Rijn, 1985)

Podstawowe dane zmierzone od strony dopływu oraz wykorzystane w trakcie trwania eksperymentu zestawiono w Tabelicy 6.5.

Podczas trwania doświadczenia w warunkach początkowych eksperymentu dokonywano pomiaru prędkości i koncentracji osadów w profilach pionowych na pięciu stanowiskach rozmieszczonych wzdłuż kanału (Rysunek 6.13). Pomiaru koncentracji rumowiska dokonywano z wykorzystaniem zestawu pomp ssących (por. Rozdział 6.2.2).



Rysunek 6.13. Rozmieszczenie punktów pomiarowych na długości kanału — eksperyment “Test 2” (van Rijn, 1985)

Tablica 6.5. Podstawowe dane doświadczenia — eksperyment “Test 2” (van Rijn, 1985)

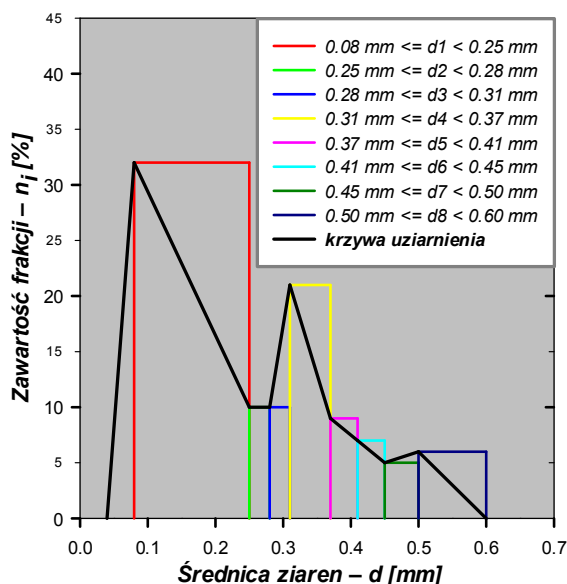
PARAMETR	SYMBOL	WARTOŚĆ	JEDNOSTKA
Głębokość wody	h_0	0.255	[m]
Wysokość fali	H_w	0.08	[m]
Okres piku fali	T_p	1.5	[s]
Średnia prędkość prądu	u_0	0.18	[m/s]
Kąt pomiędzy kierunkiem prądu i kierunkiem propagacji fali		0	[°]
Średnica reprezentatywna ziaren osadu budującego dno	$d_{50}; d_{90}$	0.10 ; 0.13	[mm]
Prędkość opadania ziaren w zawieszeniu	w_s	0.005 – 0.010 (średnia: 0.007)	[m/s]
Wielkość ziaren osadu w zawieszeniu	d_s	0.08 – 0.011	[mm]
Transport uzupełnianego osadu	$q_{s,o}$	0.0167	[kg/sm]
Wysokość zmarszczek dennych	–	0.01 – 0.02	[m]
Długość zmarszczek dennych	–	0.05 – 0.08	[m]
Gęstość osadu	ρ_s	2650	[kg/m ³]
Gęstość płynu	ρ_w	1000	[kg/m ³]
Porowatość osadu	n_p	0.4	[–]

7 WYNIKI MODELOWANIA W PORÓWNANIU Z POMIARAMI

7.1 Identyfikacja eksperymentalna równowagi hydrodynamicznej

7.1.1 Dane wejściowe do modelowania

W obliczeniach prowadzonych dla eksperymentu *IBW PAN 1996* przyjęto rozkład granulometryczny osadu przedstawiony na Rysunku 6.9. W przypadku eksperymentu *IBW PAN 2010*, krzywą uziarnienia osadu wejściowego przyjętą w modelowaniu, sporządzono dla ośmiu przedziałów średnic, z zachowaniem wskaźników d_{50} oraz d_{90} i przedstawiono na Rysunku 7.1. Dodatkowo, procentowe zawartości poszczególnych frakcji rumowiska wykorzystane w obliczeniach dla obu eksperymentów ujęto w formie tabelarycznej i pokazano w Tabelicy 7.1.



Rysunek 7.1. Przyjęty do obliczeń histogram rozkładu uziarnienia osadu – eksperyment *IBW PAN 2010*

W obliczeniach prowadzonych dla eksperymentu *IBW PAN 1996* wykorzystano parametry falowe (okres i wysokość fali) zaczerpnięte z pracy Kaczmarka (1999). Dla wszystkich 12 testów pomiarowych wykorzystano w modelowaniu teorię fal sinusoidalnych.

W przypadku eksperymentu *IBW PAN 2010* w zapisie pochodzącym z sond falowych obserwowano silną asymetrię fali (zob. Rysunek B.1). Wobec tego, do obliczeń przyjęto teorię

fal opisywanych II przybliżeniem Stokes'a. Kryterium doboru amplitud składowych harmonicznych podano w załączniku E. Jako miarodajną, wzięto pod uwagę wysokość fali zarejestrowaną przez pierwszą sondę falową (zob. Tablica B.1) umiejscowioną na początku modelu (Rysunek 6.1).

Tablica 7.1. Procentowe zawartości frakcji rumowiska wykorzystane w obliczeniach prowadzonych dla eksperymentów IBW PAN 1996 i IBW PAN 2010

IBW PAN 1996		IBW PAN 2010	
Średnica frakcji [mm]	Zawartość procentowa frakcji [%]	Średnica frakcji [mm]	Zawartość procentowa frakcji [%]
0.10	7	0.08	32
0.18	23	0.25	10
0.20	20	0.28	10
0.22	8	0.31	21
0.26	8	0.37	9
0.28	13	0.41	7
0.30	8	0.45	5
0.32	6	0.50	6
0.34	4	–	–
0.36	3	–	–

7.1.2 Porównanie wyników modelowania z wynikami pomiarów

Narzędziem matematycznym, którym posługiwano się w obliczeniach natężenia transportu rumowiska był trójwarstwowy model transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie, którego opis przedstawiono w rozdziale 4.2.

Rozważania dotyczące transportu osadów będącego w równowadze hydrodynamicznej, tj. dotyczące liniowości równania (4.18), wydają się być potwierdzone wynikami uzyskanymi z eksperymentu laboratoryjnego *IBW PAN 1996* oraz *IBW PAN 2010*.

Wykorzystując zależności (4.30) i (4.31), w odniesieniu do przedmiotowych eksperymentów można zapisać:

$$(q_x^+ + |q_x^-|)B_{ST} = \frac{Vol}{dt} = (1 - n_p)(z_m^+ + z_m^-) \frac{L_{ST}}{dt} 1.0 \quad (7.1)$$

gdzie:

- B_{ST} – szerokość łapaczki,
- L_{ST} – długość łapaczki,
- $\frac{Vol}{dt}$ – objętość w jednostce czasu będącego w ruchu rumowiska,
- $(z_m^+ + z_m^-)$ – miąższość gęsto upakowanego osadu będącego w ruchu rumowiska,

przy czym zakłada się, że $dx = L_{ST}$.

Następnie dzieląc obustronnie wyrażenie (7.1) przez $L_{ST}1.0$ otrzymuje się następującą zależność:

$$(q_x^+ + |q_x^-|) \frac{B_{ST}}{L_{ST}1.0} = \frac{Vol}{L_{ST}1.0 dt} = (1 - n_p) \frac{(z_m^+ + z_m^-)}{dt} \quad (7.2)$$

W celu porównania wyników obliczeń natężenia transportu osadów niejednorodnych $(q_x^+ + |q_x^-|)_{obl.}$, przeprowadzonych modelem Kaczmarka i innych (2004) z wynikami pomiarów, wygodnie jest przedstawić zależność (7.2) w następującej postaci:

$$(q_x^+ + |q_x^-|) = \frac{L_{ST}1.0}{B_{ST}} (1 - n_p) \frac{(z_m^+ + z_m^-)_{pom.}}{dt} \quad (7.3)$$

przy czym

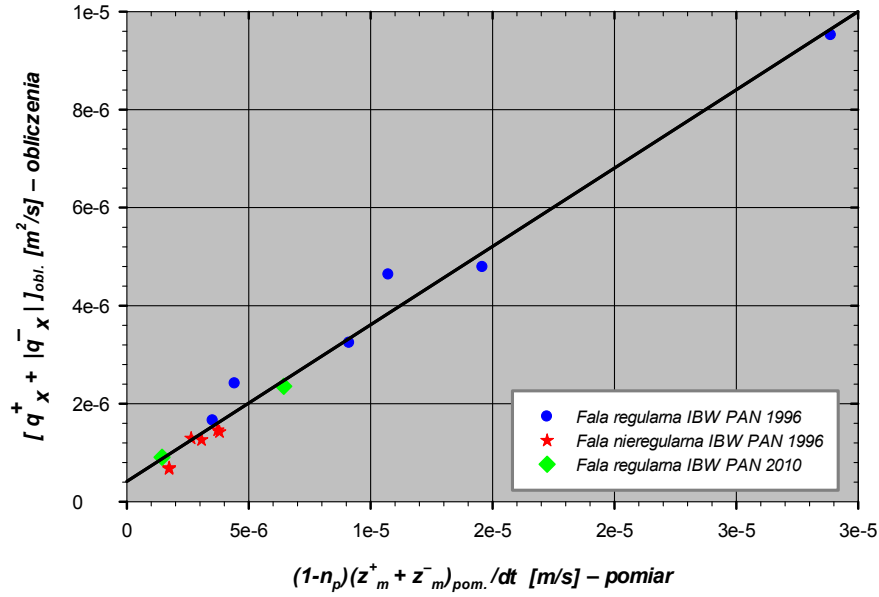
$$\frac{Vol_{pom.}}{B_{ST} dt} = (q_x^+ + |q_x^-|)_{pom.} \quad (7.4)$$

gdzie:

- $(q_x^+ + |q_x^-|)_{pom.}$ – zmierzone natężenie transportu rumowiska,
- $(z_m^+ + z_m^-)_{pom.}$ – zmierzone miąższości rumowiska,
- $Vol_{pom.}$ – zmierzona objętość rumowiska zatrzymanego w łapaczce, bądź z niej erodowanego.

Porównanie wyników obliczeń natężenia transportu osadów $(q_x^+ + |q_x^-|)_{pom.}$ z wynikami pomiarów wielkości $(1 - n_p) \frac{(z_m^+ + z_m^-)_{pom.}}{dt}$ zaprezentowano na Rysunku 7.2, gdzie wartości eksperymentalne zostały przedstawione, jako średnie wartości z wyników uzyskanych podczas pomiarów.

Uzyskana zależność pomiędzy obliczonymi wartościami natężenia transportu rumowiska $(q_x^+ + |q_x^-|)_{obl.}$ i zmierzonymi wartościami wielkości $(1 - n_p) \frac{(z_m^+ + z_m^-)_{pom.}}{dt}$ erodowanej (*IBW PAN 2010*) bądź akumulowanej (*IBW PAN 1996*) wykazuje wyraźnie liniowy charakter (zob. też Kaczmarek i inni, 2011). Wobec tego, na mocy równania (7.3), można zauważyć, iż wyrażenie postaci $\frac{L_{ST}1.0}{B_{ST}}$ przedstawia współczynnik proporcjonalności prostej. Z kolei, przecięcie się prostej z osią rzędnych (Rysunek 7.2) wydaje się wskazywać na fakt, iż liniowa zależność obowiązuje tylko dla takiego natężenia transportu rumowiska, które pozwala na ustalenie się w danym czasie dt , na długości łapaczki $dx = L_{ST}$, minimalnej miąższości $(z_{m0}^+ + z_{m0}^-)$. Innymi słowy, dla natężenia transportu mniejszego niż transport wynikający z przecięcia się prostej z osią rzędnych nie uzyska się wypełnienia łapaczki osadem.



Rysunek 7.2. Porównanie wyników modelowania natężenia transportu rumowiska z wynikami pomiarów wielkości erodowanej/akumulowanej, uzyskanymi z eksperymentu przeprowadzonego w IBW PAN 1996 oraz IBW PAN 2010

Równanie (7.1) można bowiem przepisać w postaci:

$$(q_x^+ + |q_x^-|)B_{ST}dt = (1 - n_p)(z_m^+ + z_m^-)L_{ST}1.0 \quad (7.5)$$

Następnie wykorzystując definicję (4.24) oraz zależności (4.30) i (4.31) oraz (4.32) i (4.33) równanie (7.5) można przekształcić do postaci:

$$\begin{aligned} (q_x^+ + |q_x^-|)B_{ST}dt &= (1 - n_p) \left(\kappa^+ \int_{z_m^+}^H \langle C^+ \rangle dz + \kappa^- \int_{z_m^-}^H \langle C^- \rangle dz \right) L_{ST}1.0 \\ &= (1 - n_p)[(\kappa^+ - 1) + 1]z_{m0}^+ L_{ST}1.0 + (1 - n_p)[(\kappa^- - 1) + 1]z_{m0}^- L_{ST}1.0 \\ &= (1 - n_p)(\kappa^+ - 1)z_{m0}^+ L_{ST}1.0 + (1 - n_p)(\kappa^- - 1)z_{m0}^- L_{ST}1.0 \\ &\quad + (1 - n_p)(z_{m0}^+ + z_{m0}^-)L_{ST}1.0 \end{aligned} \quad (7.6)$$

skąd

$$(q_x^+ + |q_x^-|) = (1 - n_p)(\kappa^+ - 1)z_{m0}^+ \frac{L_{ST}1.0}{B_{ST}dt} + (1 - n_p)(\kappa^- - 1)z_{m0}^- \frac{L_{ST}1.0}{B_{ST}dt} + (q_{x0}^+ + |q_{x0}^-|) \quad (7.7)$$

gdzie

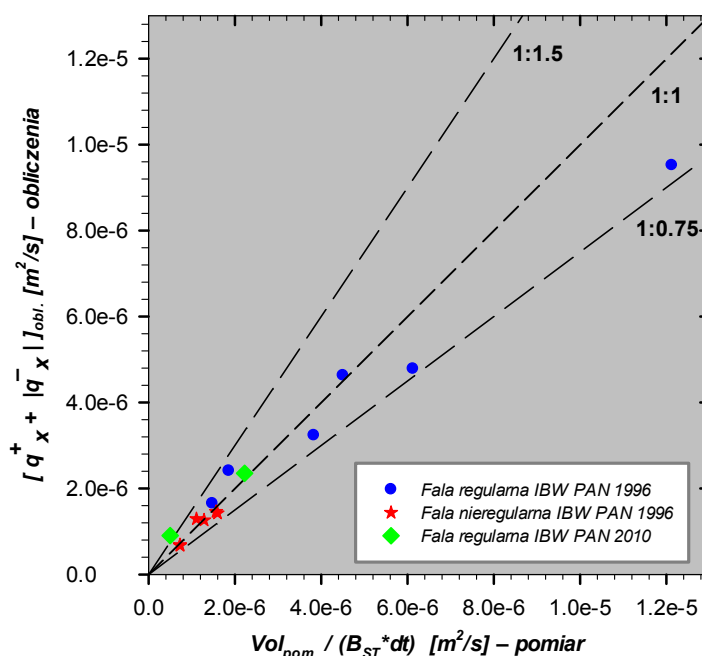
$$(q_{x0}^+ + |q_{x0}^-|) = (1 - n_p)(z_{m0}^+ + z_{m0}^-) \frac{L_{ST}1.0}{B_{ST}dt} \quad (7.8)$$

Dla jaśniejszego zobrazowania porównania wyników obliczeń z wynikami pomiarów korzystniej jest przedstawić zależność (7.7) w nieco innej postaci:

$$(q_x^+ + |q_x^-|)_{obl.} - (q_{x0}^+ + |q_{x0}^-|) = (1 - n_p) \frac{L_{ST}1.0}{B_{ST}dt} (z_m^+ + z_m^-)_{pom.} \quad (7.9)$$

Dodatkowej weryfikacji rezultatów przeprowadzonych obliczeń dokonano porównując wyniki predykcji natężenia transportu rumowiska $(q_x^+ + |q_x^-|)_{obl.}$ z wynikami natężenia transportu uzyskanymi z pomiarów $(q_x^+ + |q_x^-|)_{pom.}$. Rezultaty porównania zaprezentowano na Rysunku 7.3, gdzie m.in. na osi odciętych odłożono zmierzone wartości natężenia transportu rumowiska opisanego zależnością (7.4). Linie przerywane pokazane na niniejszym rysunku nachylone są w stosunku 1:0.75, 1:1 oraz 1:1.5.

Z Rysunku 7.3 wynika, iż przedstawiona chmura punktów układa się w bardzo wąskim obszarze, w bliskim sąsiedztwie prostej nachylonej pod kątem 45° . Ta zbieżność wyników wskazuje, iż uzyskano bardzo dobrą zgodność wyników obliczeń z wynikami uzyskanymi z pomiarów miąższości, zarówno akumulowanej jak i erodowanej. Oznacza to również, iż dokonana w ten sposób weryfikacja obliczeń natężenia transportu rumowiska przyniosła znakomite rezultaty.



Rysunek 7.3. Porównanie wyników predykcji natężenia transportu rumowiska z wynikami pomiarów, uzyskanymi z eksperymentu przeprowadzonego w IBW PAN 1996 oraz IBW PAN 2010

7.1.3 Wnioski

Z przeprowadzonej w rozdziale 7.1 analizy dotyczącej miąższości erodowanej i akumulowanej można wyciągnąć dwa zasadnicze wnioski. Szczególnie istotne znaczenie ma pierwszy z nich:

- Uzyskana liniowa zależność pomiędzy obliczonymi wartościami natężenia transportu rumowiska q_x i zmierzonymi wartościami miąższości z_m , świadczy o prawidłowości postulatu istnienia równowagi hydrodynamicznej;
- Uzyskano bardzo dobrą zgodność wyników predykcji natężenia transportu rumowiska z wynikami natężenia transportu uzyskanymi na podstawie pomiarów.

7.2 Analiza zmian batymetrii oraz zmian rozkładów uziarnienia osadów

7.2.1 Eksperyment *DELFT HYDRAULICS (1992)* – „Test 1”

7.2.1.1 Modelowanie rozkładów pionowej koncentracji osadów w zawieszeniu

W niniejszej pracy do matematycznego modelowania pionowej koncentracji osadów w zawieszeniu, której znajomość jest niezbędna do wyznaczenia natężenia transportu rumowiska, korzysta się z trójwarstwowego modelu transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie (zob. Rozdział 4.2).

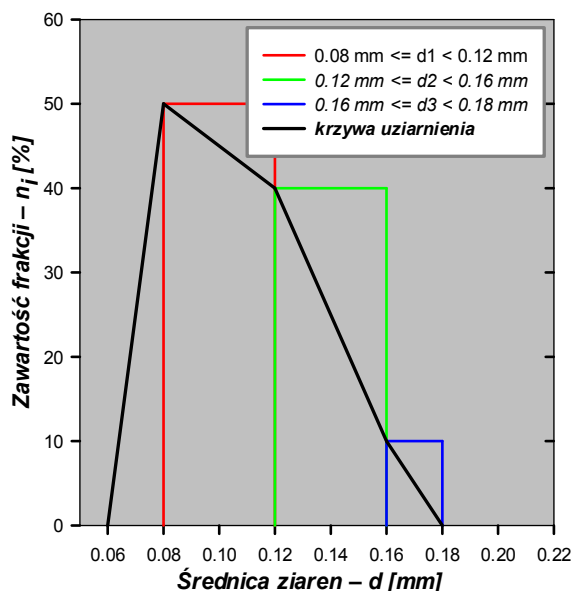
Jako dane wejściowe granulometrii rumowiska wykorzystano dwa dostępne parametry – średnice reprezentatywne d_{50} oraz d_{90} . Znajomość tych wielkości posłużyła do określenia wejściowej krzywej uziarnienia, przedstawionej na Rysunku 7.4. Pokazany rozkład granulometryczny rumowiska wykorzystano w niniejszej pracy w obliczeniach przeprowadzonych dla dwóch eksperymentów tj. „Test 1” (Havinga, 1992) oraz „Test 2” (van Rijn, 1985) – porównaj też: Sawczyński i inni (2011) i (2012). Powyżej przytoczone eksperymenty poddane zostały szerokiej analizie przeprowadzonej przez naukowców biorących udział w międzynarodowym projekcie badawczym *SANDPIT* (2002–2005) (van Rijn i inni, 2005; Walstra i inni, 2005).

Ze względu na wąski zakres frakcji drobnego osadu użytego w eksperymencie, do obliczeń przyjęto trzy średnice reprezentatywne, odwzorowujące dolne wartości zakresów przedziałów średnic, pokazanych na Rysunku 7.4 w postaci histogramu. Dolne wartości tych przedziałów odpowiadają wymiarom oczek siatki sit kontrolnych.

Matematyczne modelowanie pionowej koncentracji osadów w zawieszeniu przeprowadzono dla fali regularnej symetrycznej (sinusoidalnej) opisanej dwoma parametrami, średniokwadratową wysokością fali H_{rms} (ang. *root mean square wave height*) oraz okresem wyznaczonym w chwili przejścia funkcji opisującej położenie swobodnego zwierciadła wody przez „zero” T_z (ang. *zero-crossing wave period*). Obliczone pionowe rozkłady koncentracji porównano następnie z wynikami uzyskanymi podczas eksperymentu w przekroju umiejscowionym na początku kanału ($y = 0.0$) po stronie odprądowej – przed modelem.

Dane pomiarowe pochodzące z eksperymentu pozwoliły na analizę pionowych rozkładów koncentracji rumowiska zawieszonego w zakresie słabych warunków hydrodynamicznych. Bezwymiarowe tarcie obliczone wyłącznie dla warunków falowania opisywane najczęściej poprzez parametr Shields’a $\Theta_{2.5}$, wyznaczony dla średnicy

reprezentatywnej $d_{50} = 0.10$ mm, przyjmowało wówczas wartości z zakresu $0.08 \leq \Theta_{2.5} \leq 0.12$. Wartości parametru Shields'a wskazują więc na to, że dno w trakcie trwania eksperymentu pokryte było zmarszczkami (zob. Tablica 3.1).



Rysunek 7.4. Przyjęty do obliczeń histogram rozkładu uziarnienia osadu wg wskaźników d_{50} i d_{90} — eksperyment „Test 1” (Havinga, 1992) oraz „Test 2” (van Rijn, 1985)

Tablica 7.2. Podstawowe dane wejściowe wykorzystane w modelowaniu pionowego profilu koncentracji rumowiska zawieszonego oraz zmian batymetrii — eksperyment „Test 1”

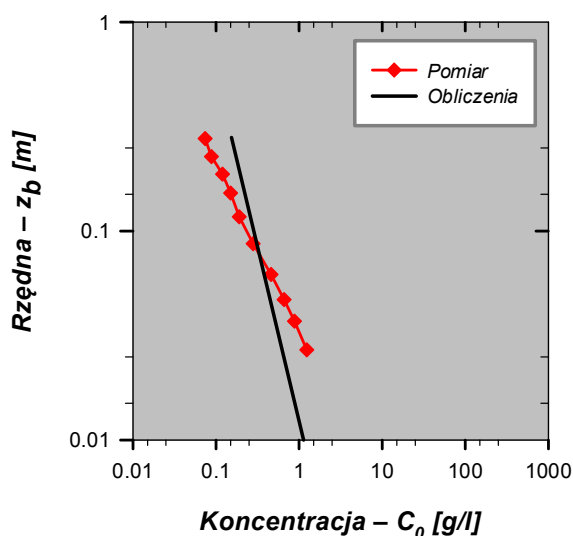
PARAMETR	SYMBOL	WARTOŚĆ	JEDNOSTKA
Głębokość wody	h_0	0.42	[m]
Średniokwadratowa wysokość fali	H_{rms}	0.074	[m]
Okres fali	T_z	1.86	[s]
Średnica reprezentatywna ziaren osadu budującego dno	$d_{50}; d_{90}$	0.10 ; 0.13	[mm]
Gęstość osadu	ρ_s	2650	[kg/m ³]
Gęstość płynu	ρ_w	1000	[kg/m ³]
Porowatość osadu	n_p	0.4	[-]

Na Rysunku 7.5 pokazano graficzne porównanie obliczonego pionowego profilu koncentracji osadów będących w zawieszeniu z profilem zmierzonym w trakcie trwania eksperymentu (Havinga, 1992; Walstra i inni, 1999). Obliczeń koncentracji dokonano na podstawie danych wejściowych zamieszczonych w Tablicy 7.2 oraz rozkładu uziarnienia rumowiska budującego dno pokazanego na Rysunku 7.4 – jednakowego dla obydwu analizowanych eksperymentów, tj.: „Test 1” oraz „Test 2” (Sawczyński i inni, 2012).

Z Rysunku 7.5 wynika, że w odległości bardzo bliskiej dna, koncentracja osadów będących w stanie zawieszenia nie była mierzona. Z uwagi na różną, a przede wszystkim dość znaczną wysokość zmarszczek występujących w przeprowadzonych testach, autorzy

eksperymentu nie mieli sposobności dokonania pomiarów koncentracji osadów w pobliżu dna. Jak opisano uprzednio w rozdziale 6.2.2, pierwszy wężyk pobierający osad usytuowany był dopiero na wysokości 1.5 cm, licząc od pierwotnego poziomu dna.

Na Rysunku 7.5 zauważalna jest również nieznaczna różnica pomiędzy kątem nachylenia wykresu, wzdłuż którego układają się punkty pomiarowe i wykresu powstałego z obliczeń koncentracji osadu. Na wysokości około 7.5 cm (licząc od dna) obydwie wykresy przecinają się, co oczywiście oznacza tożsamość wyników obliczeń i pomiarów. W odległości bliżej dna, zmierzone koncentracje osadu w zawieszeniu są nieco większe od wartości obliczonych teoretycznym modelem, zaś w odległości większej niż 7.5 cm są niewiele mniejsze. Ta nieznaczna niezgodność rezultatów może wynikać z faktu, że rozpatrywane warunki hydrodynamiczne były bardzo słabe i na dnie występowały zmarszczki.



Rysunek 7.5. Porównanie obliczonego pionowego profilu uśrednionej w czasie koncentracji rumowiska zawieszzonego ze zmierzonym — eksperyment „Test 1”

Ponadto, jak dowiódł Bosman (1982) i (1985), lokalne i chwilowe pomiary koncentracji wykazują na ogół znaczną, losową zmienność wyników, wahającą się w granicach od 50 do nawet 100%. Główną przyczyną tak dużej rozbieżności wyników pomiarów jest znaczący wpływ lokalnych warunków, zwłaszcza w pobliżu dna. W celu zmniejszenia różnic w pomiarach koncentracji osadów stosuje się dość często metodę uśredniania w czasie i przestrzeni. Pomimo uśredniania wyników pomiarów, w przypadku, gdy dno pokryte jest zmarszczkami różnice te mogą być w dalszym ciągu bardzo istotne.

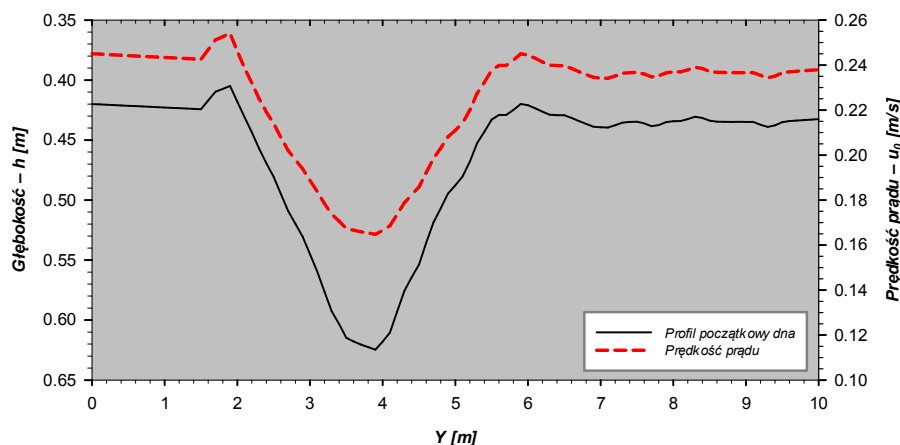
Mając powyższe na uwadze, jak również choćby błąd wykorzystanej w eksperymencie metody pomiarowej, można uznać za wielce zadowalającą zgodność wyników obliczeń modelem teoretycznym z wynikami pomiarów.

7.2.1.2 Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – dane wejściowe

Proces modelowania zmian batymetrii toru podejściowego prowadzono na dwóch zasadniczych poziomach (Sawczyński i inni, 2012):

- bez uwzględniania wpływu zmian rozkładów uziarnienia rumowiska dennego w procesie przebudowy dna,
- uwzględniając wpływ sortowania się rumowiska na przebudowę dna.

W matematycznym modelowaniu zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska budującego dno, jako dane wejściowe granulometrii osadu wykorzystano dwa dostępne parametry – średnice reprezentatywne d_{50} oraz d_{90} . Krzywą uziarnienia osadu przedstawiono na Rysunku 7.4. Podstawowe parametry wejściowe wykorzystane w obliczeniach zestawiono w Tablicy 7.2. Poza tym, w obliczeniach uwzględniono również kąt pomiędzy kierunkiem prądu i kierunkiem propagacji fali, $\alpha = 90^\circ$ (normalny do fali) oraz uśrednioną po głębokości prędkość prądu $u_0 = 0.245$ m/s, odniesioną do głębokości wody $h_0 = 0.42$ m (zob. Rysunek 7.7). Prąd ten można utożsamiać z prądem wzdłużbrzegowym, charakterystycznym dla strefy brzegowej morza. Wykres zmian średniej prędkości prądu wzdłużbrzegowego w początkowym profilu dna (dla czasu symulacji $t = 0$) w zależności od głębokości wody, przedstawiono na Rysunku 7.6 (Sawczyński i inni, 2012). Prędkość prądu u_0 maleje wraz ze wzrostem głębokości wody h (co jest z resztą zupełnie zrozumiałe) i odwrotnie, wzrasta, gdy głębokość ta maleje.

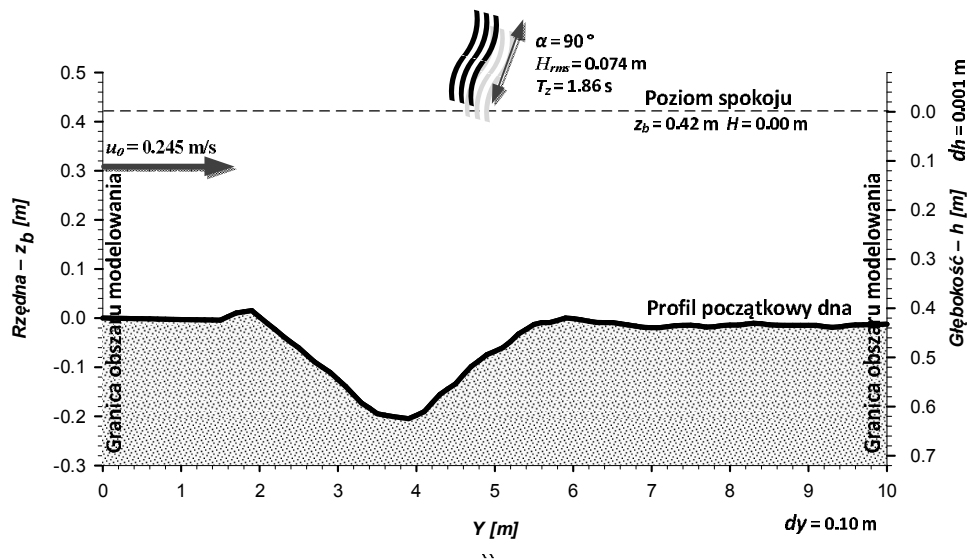


Rysunek 7.6. Zmienność prędkości prądu wzdłużbrzegowego w profilu początkowym dna w zależności od głębokości wody – eksperyment „Test 1”

Ponadto, w obliczeniach zmian morfologii dna oraz zmian rozkładów uziarnienia rumowiska dennego założono, że osad zostaje poderwany z dna w stan zawieszenia jedynie wskutek oddziaływania falowania na dno. Następnie (rozpatrując zagadnienie płaskie) poderwane z dna rumowisko pod wpływem oddziaływania prądu, transportowane jest wzdłuż profilu poprzecznego toru podejściowego. Zatem przyjęto, że do zmian batymetrycznych dochodzi w wyniku zmian natężenia transportu rumowiska zawieszono.

7.2.1.3 Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego. – procedura obliczeniowa

Początek symulacji przestrzennej ustalono na współrzędnej $y = 0.0$ m, natomiast koniec na $y = 10.0$ m (zob. Rysunek 7.7). Długość kroku przestrzennego Δy przyjęto równą 0.1 m, wskutek czego otrzymano 101 punktów obliczeniowych, w tym dwa skrajne na granicach obszaru modelowania. W celu wyznaczenia objętościowego natężenia transportu rumowiska, przedział wertykalny ustalono z jednej strony na głębokości $h = 0.35$ m, z drugiej zaś strony na głębokości $h = 0.65$ m, licząc od poziomu spokoju (swobodnego zwierciadła wody). Tak wyodrębniony przedział podzielono na warstewki, o miąższości równej długości kroku przestrzennego $\Delta h = 0.001$ m, i dla każdej z tych warstewek wyznaczono wielkości objętościowego natężenia transportu rumowiska (Sawczyński i inni, 2012). Obliczenia natężenia transportu osadu prowadzono z wykorzystaniem trójwarstwowego modelu transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie zaprezentowanego w rozdziale 4.2. Obliczeniową szerokość modelu przyjęto równą 1.0 m.



Rysunek 7.7. Dane wejściowe do obliczeń zmian batymetrii i zmian rozkładów uziarnienia rumowiska — eksperyment „Test 1”

Określenia długości kroku czasowego Δt dokonano na podstawie obliczeń wynikających z założenia, że miąższość warstwy mieszania opisana równaniem (5.31) wyznaczana w obszarach o najmniejszych głębokościach (w miejscach najintensywniejszych, odfalowych oddziaływań hydrodynamicznych na dno) jest w przybliżeniu równa 2.0 cm (uwzględniając porowatość osadu, około 3.3 cm). W wyniku obliczeń przeprowadzonych po przekształceniu równania (5.31) długość kroku czasowego ustalono na $\Delta t = 90$ s.

Na lewym brzegu obszaru rozwiązania $y = 0.0$ m, dla transportu rumowiska odbywającego się zgodnie z kierunkiem prądu, gdy $q_y > 0$, zadano warunek brzegowy $z_b(y=0, t) = z_{b(0)}(t) = 0.000$ m (co odpowiada głębokości wody $h_0 = 0.420$ m), dla czasu $t \geq 0$.

Ze względu na zapiaszczanie toru podejściowego powodowane wyłącznie działaniem prądu (zagadnienie płaskie), równanie (5.27) upraszcza się w wyniku zerowania się członów odfalowych q_x^+ i q_x^- , co w konsekwencji prowadzi do jednoetapowego procesu rozwiązania równania (5.27) opisującego zmiany batymetrii, na każdym poziomie czasowym Δt (Sawczyński i inni, 2012).

I tak, na każdym poziomie czasowym rozwiązuje się równanie (5.27) zadając jednocześnie warunek początkowy: $z_b(y, t) = z_b^{(t=0)}$, przy czym funkcja $z_b^{(t=0)}$ opisuje początkowy profil batymetryczny dna wykopu imitującego tor podejściowy, oraz warunek brzegowy na brzegu lewym: $z_b(y=0, t) = z_{b(0)}(t) = 0.000$ m. Co więcej, należy tu zaznaczyć, że z uwagi na jednokierunkowy transport rumowiska, warunek brzegowy zadaje się jedynie na brzegu lewym. Następnie z zależności (4.15) wyznacza się aktualną rzędną poziomu dna z_b .

W celu wyznaczenia nowego rozkładu uziarnienia po czasie Δt , w chwili czasowej $(t + \Delta t)$ w nowej warstwie mieszaniny o miąższości $(h_m)_{j,k}$, dokonuje się obliczeń na podstawie odpowiednich równań: (5.28), (5.29), (5.30), (5.32), (5.33), wybranych w zależności od wystąpienia w danym punkcie obliczeniowym zjawiska erozji bądź akumulacji. Warto zauważyć, że zakres i przebieg eksperymentu (zob. Rysunek 6.11 i 7.7) dyktują przyjęcie w równaniach różnicowych (5.28) i (5.31) matematycznego uproszczenia polegającego na opuszczeniu członów związanych z falowaniem i prądem odbrzegowym.

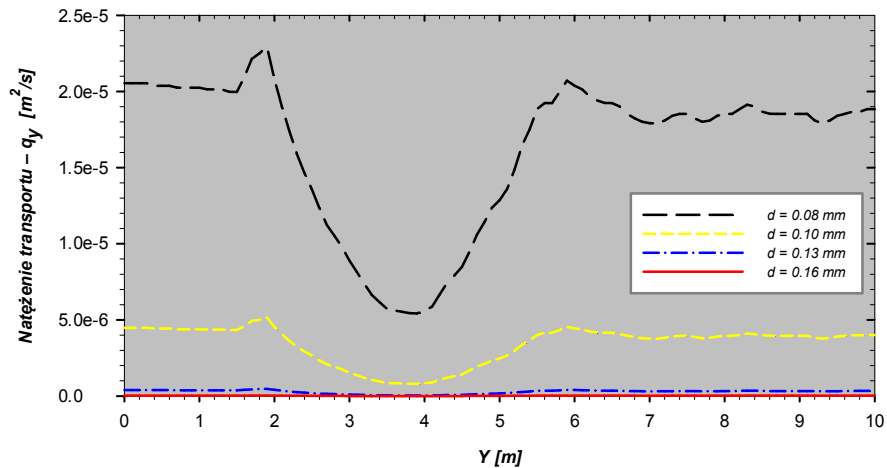
Następnie, dokonuje się obliczeń w kolejnym kroku czasowym $(t + \Delta t)$ a proces obliczeniowy kończy się w chwili osiągnięcia końcowego czasu symulacji T .

7.2.1.4 Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – porównanie wyników modelowania zmian batymetrii dla osadu jednorodnego z wynikami eksperymentu

W pierwszym etapie modelowania ewolucji profilu dna, obliczenia prowadzono bez uwzględniania zmian rozkładów uziarnienia rumowiska dennego, do których dochodzi w wyniku zmian natężenia transportu osadów.

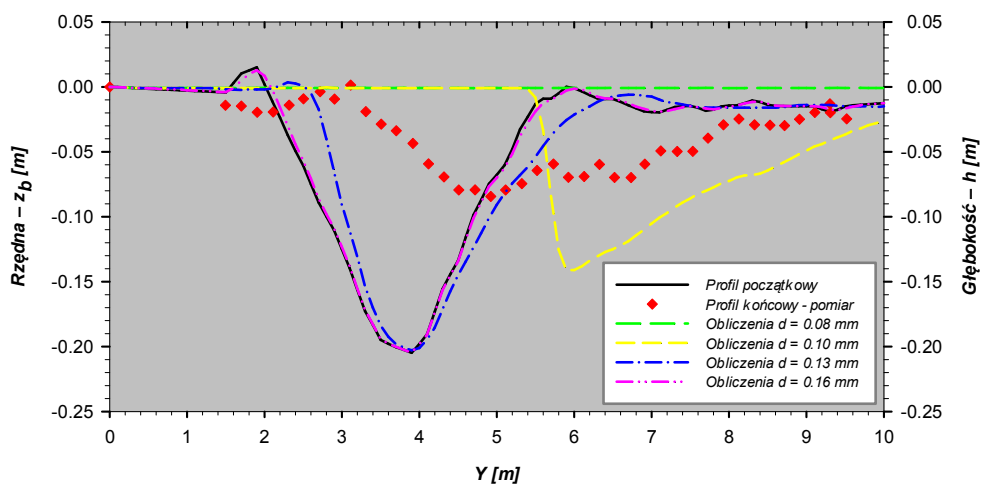
Założono, że dno zbudowane było z osadu jednorodnego – z ziaren o jednakowej średnicy. Czas trwania symulacji wynosił $T = 25:30$ h. Obliczenia wykonano dla czterech przypadków, tj. gdy dno zbudowane było jedynie z ziaren o średnicy: (i) $d = 0.08$ mm, (ii) $d = 0.10$ mm, (iii) $d = 0.13$ mm, (iv) $d = 0.16$ mm.

Na Rysunku 7.8 zaprezentowano wyniki modelowania objętościowego natężenia transportu rumowiska, wyznaczone dla profilu początkowego dna, tj. dla czasu $t = 0$ oraz dla osadu jednorodnego i czterech średnic ziaren (Sawczyński i inni, 2012).



Rysunek 7.8. Wyniki modelowania objętościowego natężenia transportu rumowiska dla profilu początkowego dna i jednorodnego osadu — eksperyment „Test 1”

Wyniki modelowania zmian morfologii dna dla jednorodnego rumowiska przedstawiono na Rysunku 7.9. Jak powszechnie wiadomo, natężenie transportu osadu dla danych warunków hydrodynamicznych zależy w głównej mierze od średnicy transportowanej frakcji. Z uwagi na to, że frakcje drobne rumowiska są zdecydowanie silniej transportowane niż frakcje grubsze, to w wyniku modelowania zmian morfologii dna dla osadu najdrobniejszego ($d = 0.08$ mm) dochodzi do całkowitego zasypania toru podejściowego. Dla frakcji najgrubszej ($d = 0.16$ mm), która w wyniku oddziaływań hydrodynamicznych na większych głębokościach wody w ogóle nie zostaje uruchomiona, czyli nie bierze udziału w transporcie rumowiska (zob. Rysunek 7.8), zmiana batymetrii jest praktycznie niezauważalna. Dla średnicy ziaren $d = 0.13$ mm, natężenie transportu jest jedynie nieco większe niż natężenie transportu obliczone dla średnicy $d = 0.16$ mm, co powoduje również niewielkie zmiany w przebudowie profilu dna toru wodnego.



Rysunek 7.9. Zmiany profilu dna po czasie $T = 25.5$ h. Porównanie wyników pomiarów z wynikami modelowania dla jednorodnego rumowiska — eksperyment „Test 1”.

Mając na uwadze powyższe spostrzeżenia oraz przedstawione na Rysunku 7.9 wyniki zmian poziomu dna po czasie $T = 25.5$ h dla jednorodnego rumowiska, można stwierdzić, że

we wszystkich analizowanych przypadkach wynik obliczeń zmian morfologii dna nie odzwierciedla w żaden sposób wyników uzyskanych z pomiarów. Wziąwszy nawet pod uwagę średnicę reprezentatywną ziarna osadu $d_{50} = 0.10$ mm, to otrzymany wynik modelowania zmian poziomu dna toru podejściowego dalece odbiega od wyniku uzyskanego z eksperymentu laboratoryjnego.

7.2.1.5 Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – analiza wpływu procesu sortowania się rumowiska dennego na zmiany batymetrii

W drugim etapie modelowania zmian batymetrii, obliczenia przeprowadzono uwzględniając wpływ sortowania się rumowiska na przebudowę dna. Oprócz tego, analizę prowadzono również dla przypadku, kiedy osad składał się z mieszaniny trzech frakcji (zob. Rysunek 7.4), lecz nie uwzględniano zmian jego granulometrii. Zatem założono, że we wszystkich punktach obliczeniowych, rozmieszczonych na długości profilu poprzecznego i w trakcie całkowitego czasu trwania symulacji, dno zbudowane było stale z rumowiska, którego skład granulometryczny odpowiadał osadowi pierwotnemu. Proces obliczeniowy podzielono na osiem przedziałów czasowych, tj.: (i) $T = 00:30$ h, (ii) $T = 03:00$ h, (iii) $T = 05:00$ h, (iv) $T = 08:30$ h, (v) $T = 12:30$ h, (vi) $T = 15:45$ h, (vii) $T = 22:15$ h, (viii) $T = 25:30$ h. Na koniec każdego z wyżej wymienionych przedziałów czasu wyznaczano zmianę morfologii dna wraz z jednocześnie zachodzącą w dniu zmianą rozkładów uziarnienia osadu, a także bez uwzględniania zmian zachodzących w rozkładach uziarnienia.

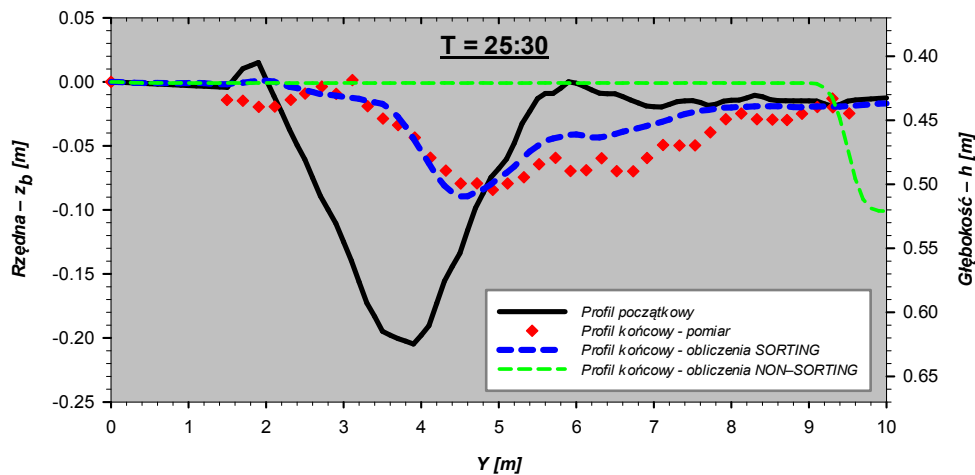
Na Rysunkach od F.1 do F.7 (Załącznik F) oraz 7.10, wyróżnionych literą (a), zaprezentowano porównanie wyników modelowania z wynikami pomiarów ewolucji poziomu dna w czasie. Rozróżniono rezultaty obliczeń dla przypadku nieuwzględniania w obliczeniach sortowania się osadu (NON-SORTING) oraz dla przypadku uwzględniania zmian granulometrii (SORTING). Na rysunkach wyróżnionych literą (b), pokazano również jednoczesne zmiany zachodzące w czasie i przestrzeni w rozkładach uziarnienia rumowiska dennego na ośmiu poziomach czasowych, przy czym dodatkowo cienkimi kropkowanymi, poziomymi liniami nakreślono początkowy (dla czasu $t = 0$) rozkład uziarnienia rumowiska budującego dno.

Oprócz pokazanych zmian rozkładów uziarnienia osadu, dodatkowo na Rysunku F.8 przedstawiono zmienność w czasie (na ośmiu obliczeniowych poziomach czasowych) i przestrzeni procentowego udziału w mieszaninie poszczególnych frakcji osadu.

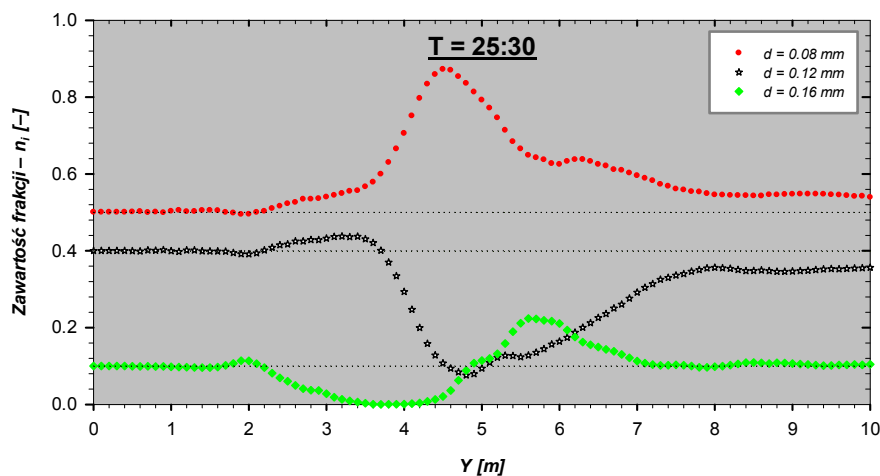
Dokonując analizy zaprezentowanych zmian morfologii dna, można w sposób jednoznaczny stwierdzić, że kanał wodny migruje zgodnie z kierunkiem prądu. Jego głębokość z biegiem czasu maleje a dno ulega poszerzeniu. Dla panujących podczas eksperymentu

warunków prądowych, wypadkowy transport rumowiska (rozumiany w tym wypadku, jako różnica transportów wszystkich frakcji osadu w punktach j i $j-1$) na skłonie odprądowym przyjmuje wartości dodatnie (zob. Rysunek 7.8), powodując tym samym zwiększenie głębokości – czyli erozję dna. Odmienną sytuację zauważa się na stoku zaprądowym. Wypadkowy transport rumowiska przyjmuje tu wartości ujemne, wywołując zmniejszenie głębokości, a to z kolei oznacza depozycję sedymentu.

(a)



(b)



Rysunek 7.10. Porównanie wyników modelowania zmian poziomu dna z pomiarami (a) z jednoczesnymi zmianami granulometrii rumowiska (b), po czasie $T = 25:30$ h – eksperyment „Test 1”

Biorąc pod uwagę wyniki modelowania zmian morfologii dna w czasie, można zauważyć, że w przypadku, gdy nie uwzględnia się w obliczeniach sortowania się osadu, zmiany dna zachodzą zdecydowanie szybciej niż ma to miejsce w przypadku pomiarów. Odmienny jest również charakter przebudowy dna. Zwraca uwagę wyjątkowo duży kąt nachylenia zaprądowego stoku, jak również tempo migracji kanału, które jest na tyle duże, że w końcowych etapach czasowych (np. Rysunek 7.10 (a)) tor podejściowy znajduje się znacznie poza zakresem pomiarowym.

Reasumując, można stwierdzić, że w przypadku, gdy nie uwzględnia się w obliczeniach zmian granulometrycznych zachodzących w dnie, tempo migracji kanału jest zbyt szybkie, a jednocześnie zbyt wolny jest spowalniający przemieszczanie się kanału proces akumulacyjny, powodujący zasypywanie toru wodnego.

Ponadto, dokonując porównania wyników obliczeń zmian batymetrii zaproponowanym modelem, (prowadzonych z uwzględnieniem sortowania się osadu) z wynikami pochodzącymi z pomiarów, zauważa się nieznacznie większą akumulację rumowiska niż ma to miejsce w przypadku pomiarów. Ta zwiększona sedimentacja osadu dotyczy głównie początkowych okresów symulacji, tj. poziomu czasowego: $T = 05:00$ h (Rysunek F.3 (a)), $T = 08:30$ h (Rysunek F.4 (a)), $T = 12:30$ h (Rysunek F.5 (a)) i ma miejsce na odprądowym skłonie toru wodnego. Niemniej jednak zarówno tempo jak i charakter przebudowy dna są zgodne z obserwowanymi w trakcie trwania eksperymentu laboratoryjnego. Warto również zaznaczyć, że prezentowane wyniki pomiarów zmian batymetrii to wartości uśrednione z kierunku prostopadłego do kierunku prądu – czyli wyniki średnie z szerokości 4.0 m (por. Rysunek 6.11 oraz Havinga, 1992).

Analizując Rysunek 7.8 można zauważyć, że na największych głębokościach występujących w eksperymencie, w początkowej fazie pomiarów transportowane były jedynie frakcje najdrobniejsze, natomiast najgrubsze nie brały udziału w ruchu rumowiska. Ten początkowy transport najdrobniejszych frakcji rumowiska był przyczyną powstania gwałtownej akumulacji na większych głębokościach wody na skłonie zaprądowym oraz w głębi kanału, a także erozji na mniejszych głębokościach skłonu odprądowego, patrz Rysunek F.1 i kolejne oraz Rysunek F.8.

W początkowym etapie trwania eksperymentu, w wyniku intensywnej depozycji najdrobniejszej frakcji osadu mającej miejsce w głównej mierze w głębi kanału, głębokości wody zmniejszały się w znacznym tempie. Takie zmiany batymetrii toru wodnego są ściśle powiązane z silną zmiennością procentowych udziałów poszczególnych frakcji występującą w początkowych rozkładach uziarnienia.

Procentowy udział najdrobniejszej frakcji – $d = 0.08$ mm gwałtownie wzrasta w miejscach największej akumulacji, osiągając wielkość 100% na największych głębokościach kanału. Oznacza to oczywiście w tych miejscach deficyt pozostałych frakcji rumowiska – $d = 0.12$ mm oraz $d = 0.16$ mm.

Na erozyjnym skłonie toru wodnego obserwuje się wzrost udziału frakcji grubszych w rozkładach uziarnienia rumowiska, natomiast spadek udziału frakcji drobnej. Pogrubienie materiału dennego związane jest z wynoszeniem z tego obszaru najdrobniejszej frakcji osadu (natężenie transportu tej frakcji jest zdecydowanie większe niż pozostałych) na zewnątrz toru podejściowego.

Przestrzenna i czasowa zmienność zawartości procentowej poszczególnych frakcji jest jak widać silnie sprzężona z ewolucją poziomu dna. Po pewnym czasie trwania eksperymentu, tj. $T = 12:30$ h (Rysunek F.5 i dalsze), dochodzi do wyraźnej stabilizacji w procesie

transportu rumowiska. Ten stan stabilizacji uwidacznia się łagodnymi, mniej gwałtownymi zmianami morfologii dna w czasie, z jednoczesnymi uporządkowanymi zmianami zachodzącymi w rozkładach uziarnienia osadu budującego dno (zob. Rysunek F.8). Jak już wcześniej wspomniano, na skutek akumulacji najdrobniejszej frakcji osadu, głębokości wody zmniejszały się powodując w późniejszej fazie doświadczenia sukcesywny wzrost intensywności transportu również grubszych frakcji rumowiska, co prawdopodobnie doprowadziło do pewnego rodzaju stabilizacji hydrodynamicznej. Stabilizację tę można rozumieć, jako równowagę zachodzącą w procesie przebudowy dna toru podejściowego oraz w procesie sortowania się rumowiska dennego na skutek niewielkiej już zmienności tych zjawisk w czasie.

W konsekwencji uwidaczniającego się z biegiem czasu wpływu transportu grubszych frakcji sedymentu na zmiany morfologii dna, rozkłady uziarnienia z niewielką ich zmiennością niejako „przemieszczają się” w czasie zgodnie z kierunkiem i tempem migracji toru podejściowego.

Ostatecznie, w końcowym etapie trwania doświadczenia, w obszarach maksymalnej depozycji obserwuje się w rozkładach uziarnienia znaczny wzrost udziału procentowego najdrobniejszej frakcji osadu $d = 0.08$ mm do wartości maksymalnej dla całego profilu i wynoszącej około 87 %, znaczny spadek frakcji $d = 0.12$ mm do wartości około 10 % oraz frakcji najgrubszej $d = 0.16$ mm do poziomu około 3%.

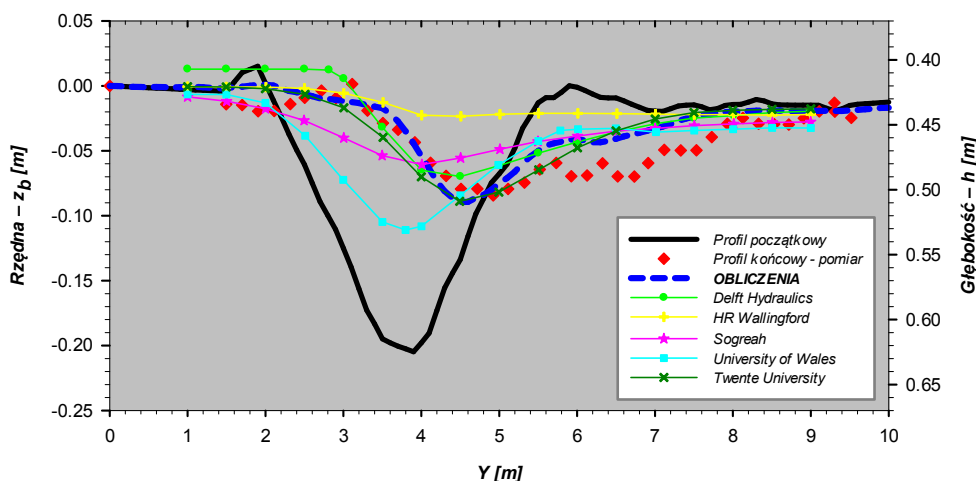
W obszarach maksymalnej erozji zauważa się pogrubienie materiału. Uwidacznia się tendencja spadkowa udziału w mieszaninie frakcji najdrobniejszej $d = 0.08$ mm, zmniejszenie udziału frakcji $d = 0.12$ mm oraz znaczny wzrost frakcji najgrubszej $d = 0.16$ mm, do wartości maksymalnej dla całego profilu wynoszącej około 22%.

Zaprezentowane wyniki obliczeń pokazują, że model bardzo dobrze odwzorowuje zmiany batymetrii, w szczególności na późniejszych poziomach czasowych, kiedy to już tempo zmienności procesu przebudowy dna jest zdecydowanie powolniejsze, co z kolei związane jest bezpośrednio z niewielką również zmiennością udziału procentowego frakcji transportowanego rumowiska.

Porównując wyniki obliczeń prowadzonych bez uwzględniania zmian rozkładów uziarnienia rumowiska dennego oraz z uwzględnieniem wpływu sortowania się rumowiska na przebudowę dna z wynikami otrzymanymi z pomiarów laboratoryjnych, zauważa się i podkreśla prawidłowość tych drugich. Należy jednocześnie wskazać na istotny wpływ, jaki odgrywa w przebiegu zmian morfologii dna proces sortowania się rumowiska, nie tylko z uwagi na tempo zapiaszczania toru wodnego, ale i ze względu na charakter przebudowy dna. Wobec tego, wydaje się być kluczowym aspektem, jaki należy wziąć pod uwagę w modelowaniu zmian batymetrycznych, uwzględnianie zmienności w czasie i przestrzeni rozkładów uziarnienia osadów budujących dno.

7.2.1.6 Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – porównanie wyników modelowania zmian batymetrii

Próby kalibracji i udoskonalania własnych modeli obliczeniowych podjęli badacze z uznanych na świecie ośrodków naukowych biorących udział w międzynarodowym projekcie *SANDPIT* (van Rijn i inni, 2005; Walstra i inni, 2005). Skalowanie modeli w celu „dopasowania” wyników modelowania do rezultatów uzyskanych podczas eksperymentu laboratoryjnego prowadzili na dwóch płaszczyznach, tj. „A” i „B” (van Rijn i inni, 2005; Walstra i inni, 2005). Zagadnienie „A” dotyczyło prób dopasowania wyników obliczeń zmian batymetrycznych na podstawie zmierzonych wielkości objętościowego natężenia transportu rumowiska, natomiast podejście „B” na podstawie obserwacji zmian w czasie morfologii dna. Porównanie wyników obliczeń zmian batymetrii, prowadzonych przy użyciu własnego modelu matematycznego na tle dopracowanych wyników uzyskanych już po wyskalowaniu własnych modeli obliczeniowych przez uczestników projektu *SANDPIT*, pokazano odpowiednio na Rysunku 7.11 (Podejście "A") i Rysunku 7.12 (Podejście "B"), a także w pracy Sawczyński i inni (2012). Szczegółowe informacje dotyczące skalowania przedmiotowych modeli obliczeniowych można znaleźć w pracach Walstra i inni (2005) oraz van Rijn i inni (2005).

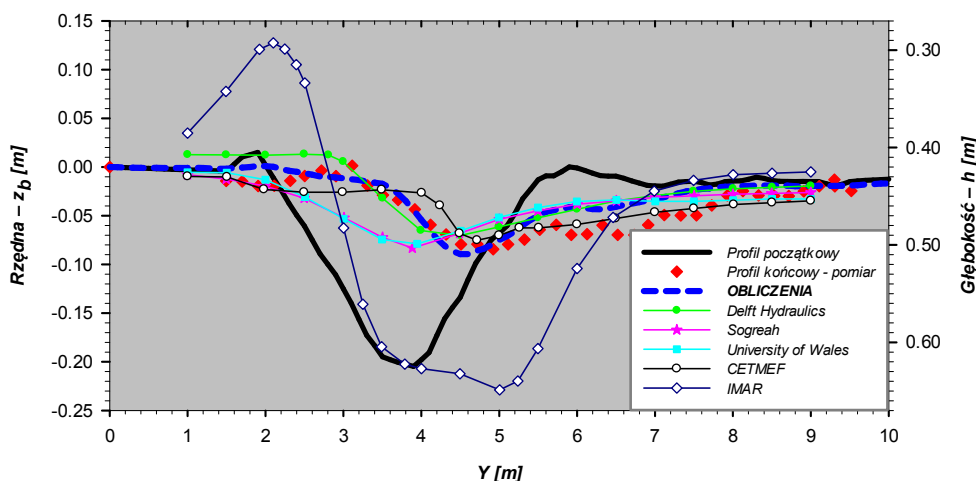


Rysunek 7.11. Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii po czasie $T = 25:30$ h. Podejście "A" – kalibracja modeli prowadzona przez uczestników projektu *SANDPIT* w oparciu o zmierzone wielkości transportu rumowiska — eksperyment „Test 1”.

Największe zmiany morfologiczne dna (Rysunek 7.11) otrzymane w wyniku obliczeń opartych na wytycznych postawionych podejściu „A” – prawie całkowite zapiaszczenie toru podejściowego – uzyskali badacze z HR Wallingford, zdecydowanie zaś przeciwnie – znaczne niedoszacowanie wypełnienia toru osadem i tempa jego migracji osiągnęli w wyniku przeprowadzonych obliczeń naukowcy z University of Wales Bangor. Pozostałe modele (Sogreah, Delft Hydraulics i University of Twente) wyznaczyły bardzo zbliżone natężenia

transportu rumowiska w poprzek kanału, przy czym przyjęciem największego współczynnika kalibracji wykazał się model Sogreah (Walstra i inni, 2005). Predykcja końcowej batymetrii wykazała również podobieństwo i mniej lub bardziej zbliżony stopień zapiaszczenia kanału. Jednakże, model firmy Sogreah prezentuje dużo więcej efektów dyfuzyjnych, które powodują niedostateczne prognozowanie migracji głównie zaprądownego skłonu (Walstra i inni, 2005). Ponadto, żaden z modeli uczestników projektu *SANDPIT* nie był w stanie prawidłowo prognozować procesu erozji i spłaszczenia występujących na skłonie odprądowym, jak również oszacować tempa migracji oraz charakteru przebudowy odprądowego skłonu toru wodnego.

Końcowe profile batymetryczne otrzymane z obliczeń prowadzonych w oparciu o założenia dotyczące podejścia "B" (kalibracji modeli prowadzonej przez uczestników projektu *SANDPIT* na podstawie obserwacji zmian morfologii dna) pokazano na Rysunku 7.12. Analizując przedstawione wyniki, można zauważyć, że najlepszą zgodność wyników obliczeń z wynikami pomiarów uzyskano dla modelu CETMEF. Kalibrację tego modelu prowadzono nie przez skalowanie natężenia transportu rumowiska, lecz w zastępstwie przez odpowiedni dobór parametru opisującego szorstkości dna (Walstra i inni, 2005). Co ciekawe, kalibracje modeli prowadzone na podstawie obserwacji zmian morfologii dna w czasie i przestrzeni nie doprowadziły do uzyskania lepszej zgodności wyników obliczeń z pomiarami końcowej batymetrii, również w przypadku pozostałych modeli.

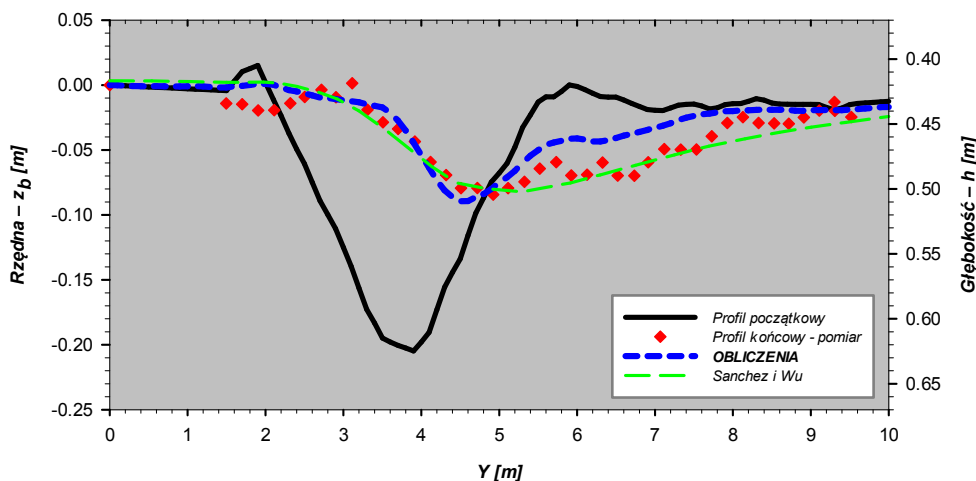


Rysunek 7.12. Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii po czasie $T = 25:30$ h. Podejście "B" – kalibracja modeli prowadzona przez uczestników projektu *SANDPIT* na podstawie obserwacji zmian morfologii dna – eksperyment „Test 1”.

Niedawno, zainteresowanie eksperymentem „Test 1” okazali również Sánchez i Wu (2011). Podobnie jak uczestnicy projektu *SANDPIT* podjęli oni próby weryfikacji własnego modelu obliczeniowego w oparciu o wyniki uzyskane z pomiarów laboratoryjnych. Skalowanie prowadzili poprzez odpowiedni dobór parametru, którego nazwę określili, jako „*adaptation length*”. Wszelkie istotne informacje zawarte są w pracy Sánchez i Wu (2011).

W modelowaniu zmian morfologii dna nie uwzględniali oni małej oscylacji występującej pomiędzy odcięciami 1.0 i 2.0 m w zmierzonej batymetrii (zob. np. Rysunek 7.13), traktując ją, jako dużą formę denną (Sánchez i Wu, 2011). Takie zaniechanie części objętości osadu mogło przyczynić się do uzyskania w obliczeniach nieznacznego zwiększenia erozji dna na skłonie odprądowym toru podejściowego.

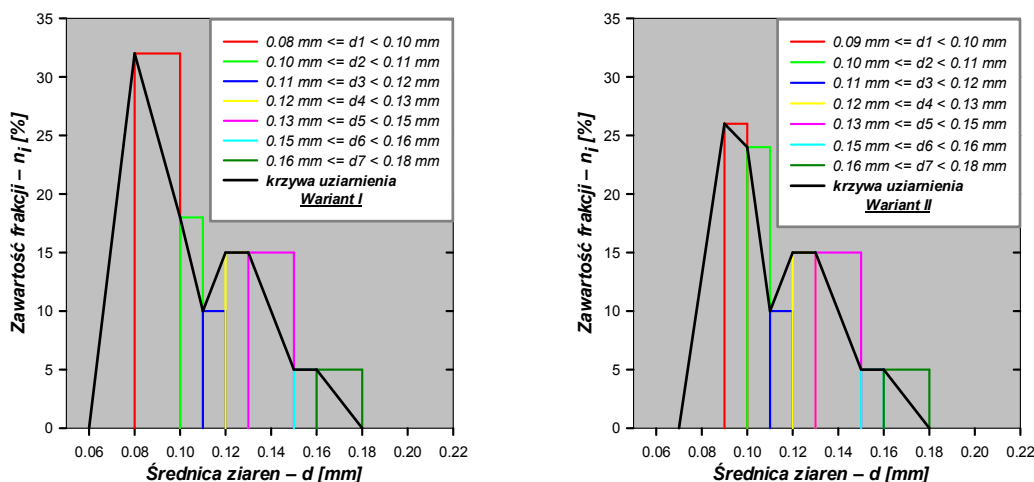
Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii po czasie $T = 25:30$ h z wynikami uzyskanymi przez Sánchez'a i Wu (2011), na tle wyników pomiarów pokazano na Rysunku 7.13 (zob. też Sawczyński i inni, 2012).



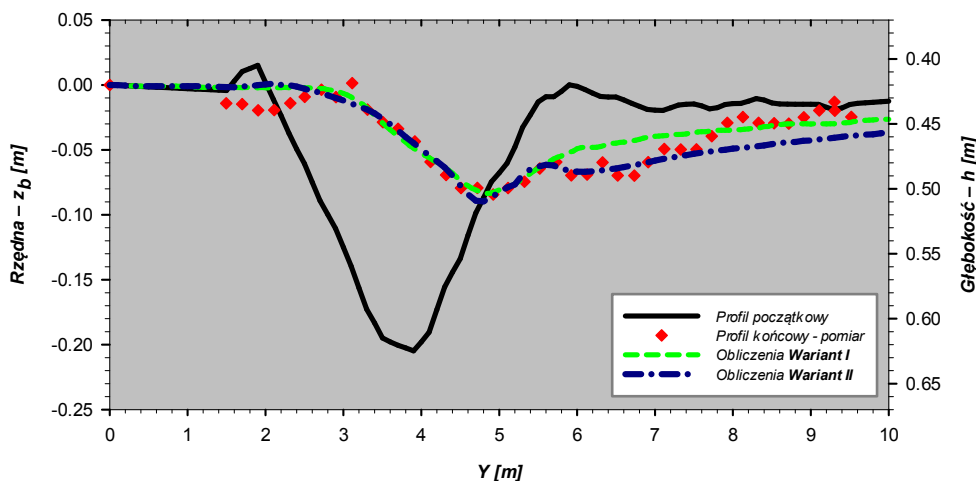
Rysunek 7.13. Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii po czasie $T = 25:30$ h z pomiarami oraz wynikami uzyskanymi przez Sánchez i Wu (2011) — eksperyment „Test 1”

Porównanie to wypadło bardzo okazale, choć należy pamiętać, że rozwiązanie Sánchez'a i Wu (2011), podobnie jak przytoczone tu modele innych autorów, nie dają żadnych informacji odnośnie zmian rozkładów granulometrycznych osadów wewnątrz toru podejściowego oraz w jego sąsiedztwie.

Takie informacje dostarcza prezentowany w niniejszej pracy model obliczeniowy. Dlatego warto jeszcze zwrócić uwagę na znacznie lepszą zgodność wyników obliczeń zmian batymetrii w porównaniu z wynikami z pomiarów, jaką uzyskuje się prowadząc obliczenia z uwzględnieniem większej liczby frakcji w rozkładzie uziarnienia rumowiska, niż ten wykorzystany dla obliczeń w testach „Test 1” i „Test 2”. Na Rysunku 7.14 zaprezentowano dwa nieznacznie różniące się od siebie warianty rozkładów granulometrycznych osadu zawierające znacznie więcej, bo aż siedem przedziałów frakcji, w porównaniu z trzema z Rysunku 7.4, a także rzecz jasna zachowujące wskaźniki charakterystyczne d_{50} i d_{90} (Sawczyński i inni, 2012). Na Rysunku 7.15 przedstawiono wyniki modelowania zmian morfologii dna z wykorzystaniem obydwu rozkładów uziarnienia.



Rysunek 7.14. Przyjęte do obliczeń histogramy dwóch wariantów rozkładów uziarnienia rumowiska wg wskaźników d_{50} i d_{90} w celu możliwie najdokładniejszego odwzorowania wyników zmian batymetrii uzyskanych podczas pomiarów — eksperyment „Test 1”



Rysunek 7.15. Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii po czasie $T = 25:30$ h z wynikami pomiarów. Próba najdokładniejszego odwzorowania wyników zmian batymetrii uzyskanych podczas pomiarów — eksperyment „Test 1”.

Wskutek wprowadzenia do obliczeń większej liczby frakcji rumowiska, otrzymano znaczącą poprawę zgodności wyników zmian poziomu dna głównie na skłonie odprądowym, gdzie doszło do zwiększenia jego erozji. Jednocześnie zaobserwowano również niewielką poprawę wyników dla stoku zaprądowego. Rezultaty obliczeń przeprowadzonych dla dwóch wariantów uziarnienia stanowią niejako obwiednię, w którą z powodzeniem wpisują się wyniki z eksperymentu. Zatem wnioskuje się, iż dokładność wyników obliczeń zmian batymetrii wzrasta wraz ze wzrostem liczby frakcji osadu uwzględnianych w modelowaniu. Wpływ uziarnienia rumowiska na tempo i charakter przebudowy profilu dna pozostaje niezwykle istotny.

Wyniki predykcji zmian morfologii dna otrzymane w wyniku obliczeń prowadzonych z wykorzystaniem prezentowanego w niniejszej pracy modelu matematycznego dały bez

wątpienia bardzo dobre rezultaty, zważywszy chociażby na fakt, iż prowadząc obliczenia nie dokonywano jakiegokolwiek jego kalibracji. Skalowanie zaprezentowanego modelu z pewnością nie jest konieczne, wskutek wprowadzenia zaproponowanego sposobu opisu matematycznego (potwierzonego eksperymentalnie) zmian batymetrii.

Model bardzo dobrze odtworzył ogólny trend zmiany batymetrii toru podejściowego, włączając w to zarówno migrację zaprądowego stoku, jak i erozję występującą na stoku odprądowym.

7.2.1.7 Wnioski

Na podstawie przeprowadzonej w rozdziale 7.2.1 analizy zmian batymetrii oraz zmian granulometrycznych rumowiska zachodzących w obrębie toru wodnego, można sformułować następujące wnioski:

- Uzyskano bardzo dobrą zgodność wyników modelowania pionowych rozkładów koncentracji rumowiska zawieszonego z wynikami pomiarów. Właściwy opis koncentracji osadów zawieszonych jest niezbędny do prawidłowego wyznaczenia natężenia transportu rumowiska;
 - Ze względu na zapiaszczanie toru podejściowego powodowane wyłącznie działaniem prądu o kierunku normalnym do kierunku propagacji fali, proces rozwiązywania równania opisującego zmiany batymetrii przebiega jednoetapowo, na każdym poziomie czasowym Δt ;
 - W modelowaniu zmian morfologii dna dla jednorodnego rumowiska w każdym z zaprezentowanych przypadków obliczeń dla czterech frakcji osadu, wynik obliczeń dalece odbiega od wyniku uzyskanego z eksperymentu;
 - W przypadku, gdy nie uwzględnia się w obliczeniach zmian batymetrii sortowania się osadu, zmiany dna zachodzą zdecydowanie szybciej w porównaniu z pomiarami;
 - W przypadku, gdy nie uwzględnia się w obliczeniach zmian batymetrii sortowania się osadu, tempo migracji toru wodnego jest na tyle duże, że w końcowych etapach czasowych tor wodny znajduje się znacznie poza zakresem pomiarowym;
 - Porównując wyniki obliczeń prowadzonych bez uwzględniania zmian rozkładów uziarnienia rumowiska dennego oraz z uwzględnieniem wpływu sortowania się rumowiska na przebudowę dna z wynikami otrzymanymi z pomiarów, zauważa się i podkreśla prawidłowość tych drugich;
 - Wskazuje się na istotny wpływ, jaki odgrywa w przebiegu zmian morfologii dna proces sortowania się rumowiska, nie tylko z uwagi na tempo zapiaszczania toru wodnego, ale i ze względu na charakter przebudowy dna;
-

- Wskazuje się na konieczność uwzględniania zmienności w czasie i przestrzeni rozkładów uziarnienia osadów budujących dno w modelowaniu zmian batymetrycznych;
 - Procentowy udział najdrobniejszej frakcji znacznie wzrasta w miejscach akumulacyjnych powodując jednoczesny spadek udziałów pozostałych frakcji osadu;
 - Na erozyjnym skłonie toru wodnego obserwuje się wzrost udziału frakcji grubszych w rozkładach uziarnienia rumowiska, natomiast spadek udziału frakcji drobnej;
 - Znacznie lepszą zgodność wyników obliczeń zmian batymetrii w porównaniu z wynikami pomiarów uzyskano prowadząc obliczenia z uwzględnieniem większej liczby frakcji w rozkładzie uziarnienia rumowiska;
 - Rezultaty obliczeń przeprowadzonych dla dwóch wariantów uziarnienia o zwiększonej liczbie frakcji stanowią niejako obwiednię, w którą z powodzeniem wpisują się wyniki z eksperymentu;
 - Wyniki predykcji zmian morfologii dna otrzymane w wyniku obliczeń prowadzonych z wykorzystaniem prezentowanego w niniejszej pracy modelu matematycznego dały bardzo dobre rezultaty na tle wyników obliczeń prowadzonych innymi – uznanymi na świecie modelami;
 - Modele obliczeniowe, których wyniki zmian batymetrii porównywano nie dają informacji o rozkładach granulometrycznych osadów dennych;
 - Prowadząc obliczenia nie dokonywano jakiegokolwiek kalibracji własnego modelu w przeciwieństwie do innych modeli, których wyniki porównywano;
 - Skalowanie zaprezentowanego modelu z pewnością nie jest konieczne na skutek wprowadzenia autorskiego sposobu matematycznego opisu zmian batymetrii;
 - Model bardzo dobrze odtworzył ogólny trend zmiany batymetrii toru podejściowego, włączając w to zarówno migrację zaprądowego stoku, jak i erozję występującą na stoku odprądowym;
 - Prezentowany model matematyczny można z pewnością rekomendować, jako użyteczne narzędzie mogące znaleźć swoje zastosowanie przy prognozowaniu zarówno zmian batymetrii w obrębie budowli hydrotechnicznych (torów wodnych), jak i tempa zapiaszczania torów podejściowych do portów, a także przy określaniu rozkładów granulometrycznych osadów wypełniających tor podejściowy.
-

7.2.2 Eksperyment *DELFT HYDRAULICS* (1985) – „Test 2”

7.2.2.1 Modelowanie rozkładów pionowej koncentracji osadów w zawieszeniu

W matematycznym modelowaniu pionowej koncentracji osadów w zawieszeniu, jako dane wejściowe granulometrii rumowiska wykorzystano dwa dostępne parametry, d_{50} i d_{90} , a także krzywą uziarnienia rumowiska określoną w oparciu o te wskaźniki i przedstawioną w postaci histogramu na Rysunku 7.4. Wskaźniki $d_{50} = 0.10$ mm i $d_{90} = 0.13$ mm były takie same jak w przypadku eksperymentu „Test 1” (Havinga, 1992), wobec tego możliwym było posługiwanie się takim rozkładem granulometrycznym zarówno w obliczeniach przeprowadzonych dla eksperymentów „Test 1” (Havinga, 1992) i „Test 2” (van Rijn, 1985).

W obliczeniach wykorzystano dwa parametry fali regularnej symetrycznej (sinusoidalnej), tj. średniokwadratową wysokość fali H_{rms} oraz okres pików fali T_p . Do obliczeń pionowych profili koncentracji rumowiska zawieszzonego wykorzystano ponadto dane wejściowe przedstawione w Tabelicy 6.5 i 7.3 oraz krzywą uziarnienia osadu pokazaną na Rysunku 7.4. Obliczone pionowe rozkłady koncentracji następnie porównano z wynikami uzyskanymi podczas eksperymentu w pięciu przekrojach rozmieszczonych wzdłuż kanału (Rysunek 6.13).

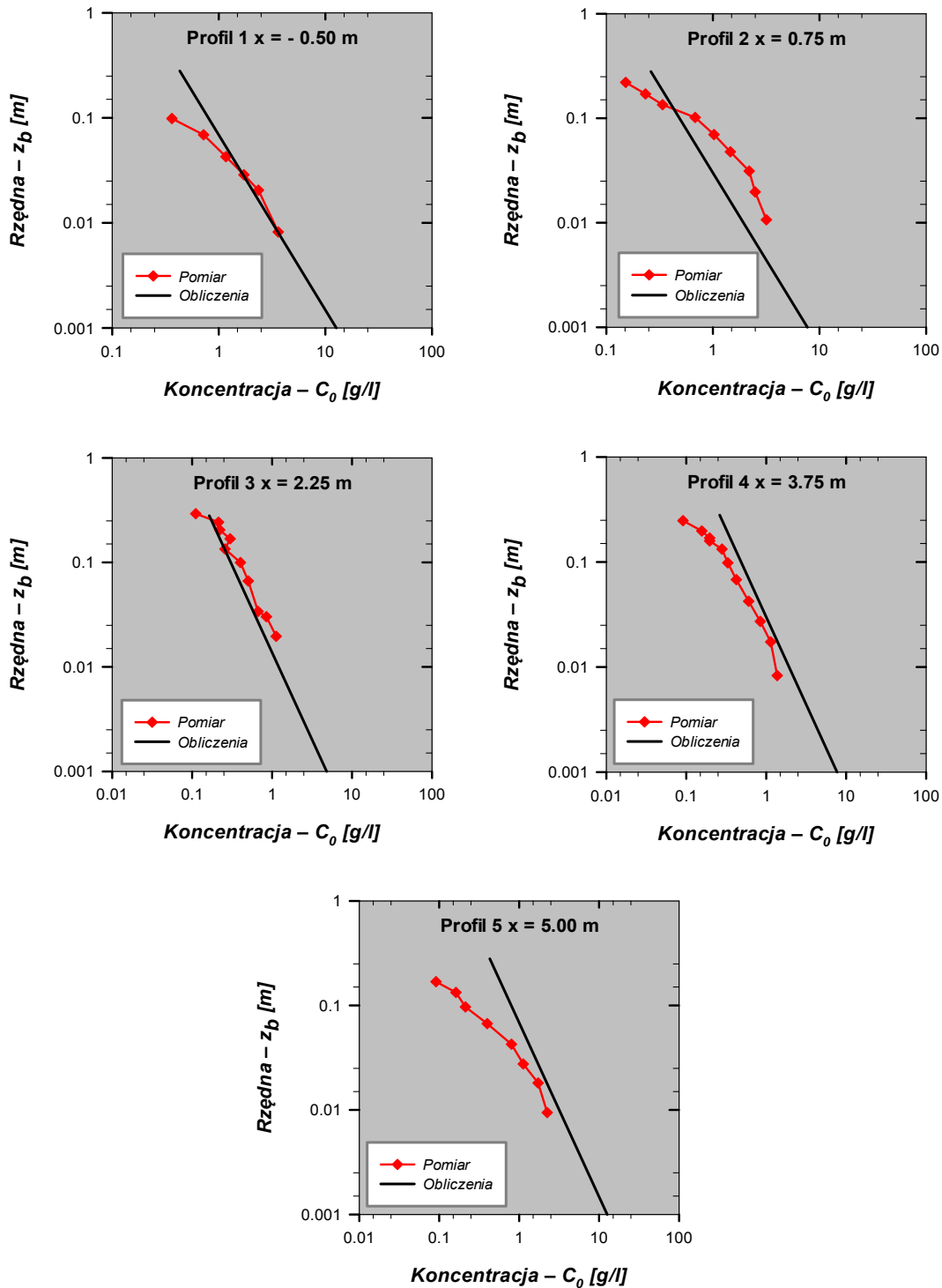
Tabelica 7.3. Podstawowe dane wejściowe wykorzystane w modelowaniu pionowych profili koncentracji rumowiska zawieszzonego oraz zmian batymetrii — eksperyment „Test 2”

PARAMETR	SYMBOL	WARTOŚĆ	JEDNOSTKA
Głębokość wody	h_0	0.255	[m]
Średniokwadratowa wysokość fali	H_{rms}	0.08	[m]
Okres pików fali	T_p	1.5	[s]
Średnica reprezentatywna ziaren osadu budującego dno	$d_{50}; d_{90}$	0.10 ; 0.13	[mm]
Gęstość osadu	ρ_s	2650	[kg/m ³]
Gęstość płynu	ρ_w	1000	[kg/m ³]
Porowatość osadu	n_p	0.4	[-]

Wyniki pochodzące z eksperymentu pozwalają na analizę pionowych rozkładów koncentracji w zakresie słabych warunków hydrodynamicznych, podobnie jak miało to miejsce w przypadku eksperymentu „Test 1” (por. Rozdział 7.2.1.1). Bezwymiarowe tarcie (parametr Shields’a) wyznaczone wyłącznie dla przypadku oddziaływania odfalowego (bez udziału prądu), przyjmowało wartości tylko nieco większe niż te wyznaczone dla eksperymentu „Test 1” (zob. Rozdział 7.2.1.1). Wartości parametru Shields’a (wyznaczonego

dla średnicy reprezentatywnej $d_{50} = 0.10$ mm) z zakresu $0.13 \leq \Theta_{2.5} \leq 0.23$ wskazują więc na fakt transportu rumowiska w reżimie zmarszczkowym.

Graficzne porównanie wyznaczonych na podstawie przeprowadzonych obliczeń pionowych profili koncentracji osadów będących w zawieszeniu dla fali regularnej ze zmierzonymi podczas eksperymentu (van Rijn, 1985), w pięciu przekrojach poprzecznych rozmieszczonych wzdłuż kanału pokazano na Rysunku 7.16 (por. Sawczyński i inni, 2011).



Rysunek 7.16. Porównanie obliczonych pionowych profili uśrednionej w czasie koncentracji rumowiska zawieszzonego z zmierzonymi podczas eksperymentu w pięciu profilach rozmieszczonych wzdłuż kanału — eksperyment „Test 2”

Analizując wyniki zaprezentowane na Rysunku 7.16 można zauważyć, że podobnie jak w przypadku eksperymentu „Test 1”, w odległości bardzo bliskiej dna koncentracja osadów nie była mierzona. Z uwagi na występowanie podczas eksperymentu pokrywających dno zmarszczek o wysokości od 0.01 do 0.02 m (van Rijn, 1985 i 1986), przyrządy pomiarowe ustawione były dopiero w pewnej odległości od dna.

Najlepszą zgodność wyników modelowania koncentracji rumowiska zawieszonego z wynikami pomiarów uzyskano dla profilu 3, w którym głębokość wody była największa. Można zatem przypuszczać, że dla największej głębokości wody (gdzie oddziaływanie fali na dno było najslabsze) zmarszczki denne miały najmniejsze rozmiary lub też dno pozostawało płaskie, co nie wpływało znacząco na lokalne i chwilowe rozbieżności w pomiarach koncentracji osadu w zawieszeniu (Bosman, 1982 i 1985).

Najmniejszą dokładność odwzorowania wyników pomiarów koncentracji uzyskano dla profilu 2 i 5. Tę jednak nieznaczną różnicę w wynikach można tłumaczyć zaburzeniami, które mogły się pojawić w pomiarach koncentracji osadu na skutek przejścia fali przez „ostre” krawędzie toru wodnego.

Bardzo dobrą zgodność wyników uzyskano natomiast w profilach 1 i 4, gdzie obliczone koncentracje osadu osiągają wartości nieznacznie mniejsze od zmierzonych, lecz jedynie w dalszej odległości od dna.

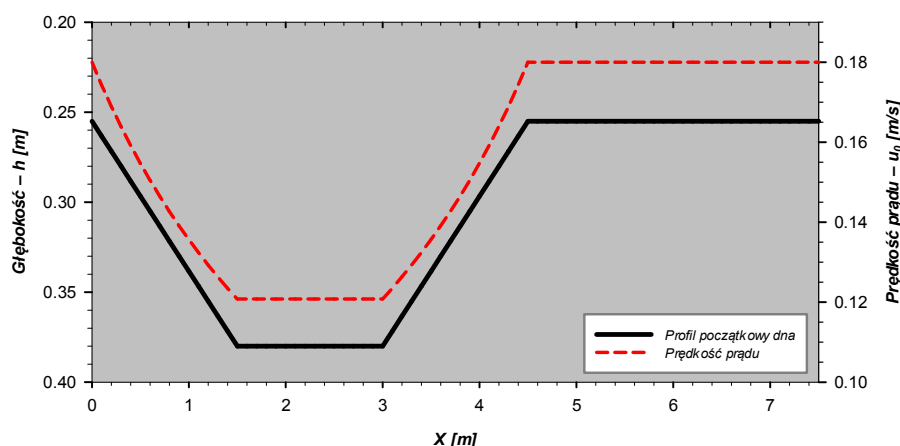
7.2.2.2 Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – dane wejściowe

Podobnie jak w przypadku eksperymentu „Test 1”, obliczenia zmian batymetrii toru podejściowego prowadzono dwuetapowo, tj. (i) bez uwzględniania zmian granulometrii rumowiska powstających w wyniku transportu osadów i ich wpływu na charakter oraz tempo ewolucji profilu dna, (ii) z uwzględnieniem tych zmian.

Jako dane wejściowe do modelowania zmian morfologii dna wykorzystano rozkład granulometryczny rumowiska dennego pokazany na Rysunku 7.4 – jednakowy dla analizowanych testów „Test 1” i „Test 2”. Krzywą uziarnienia opisano w oparciu o dwa dostępne parametry dotyczące granulometrii osadu wykorzystanego w eksperymencie – średnice reprezentatywne d_{50} oraz d_{90} .

W obliczeniach wzięto pod uwagę dane pochodzące z eksperymentu, które przedstawiono w Tablicy 6.5. Ponadto uwzględniono równoległość kierunku propagacji fali i kierunku prądu ($\alpha = 0^\circ$), którego uśredniona po głębokości prędkość, odniesiona do głębokości wody $h_0 = 0.255$ m, wynosiła $u_0 = 0.18$ m/s (zob. Rysunek 6.12 i 6.13). Prąd ten miał kierunek dobrzegowy – odmienny niż charakterystyczny dla strefy brzegowej morza kierunek odbrzegowy prądu powrotnego. Zmienność średniej prędkości prądu

dobrzegowego wyznaczonej w pierwotnym (dla czasu symulacji $t = 0$) profilu dna w funkcji głębokości wody przedstawiono na Rysunku 7.17.



Rysunek 7.17. Zmienność prędkości prądu dobrzegowego w profilu początkowym dna w funkcji głębokości wody — eksperyment „Test 2”

W modelowaniu matematycznym zmian batymetrii oraz zachodzących jednocześnie zmian granulometrycznych rumowiska budującego dno założono (podobnie jak dla obliczeń przeprowadzonych dla eksperymentu „Test 1” – por. Rozdział 7.2.1.2), że osad zostaje poderwany z dna w stan zawieszenia na skutek oddziaływań hydrodynamicznych, powodowanych jedynie przez falowanie. Zatem przyjęto, że w wyniku oddziaływania fali na dno, poderwane z dna rumowisko transportowane jest następnie wzdłuż profilu poprzecznego toru wodnego pod wpływem interakcji falowania i prądu. Oznacza to, że do zmian poziomu dna oraz zmian granulometrii osadu w czasie i przestrzeni dochodzi na skutek zmian natężenia transportu rumowiska w całej przestrzeni ruchu osadu, tj. w warstwie wleczenia i kontaktowej (strumień związany z falowaniem) oraz zewnętrznej (strumień związany z prądem).

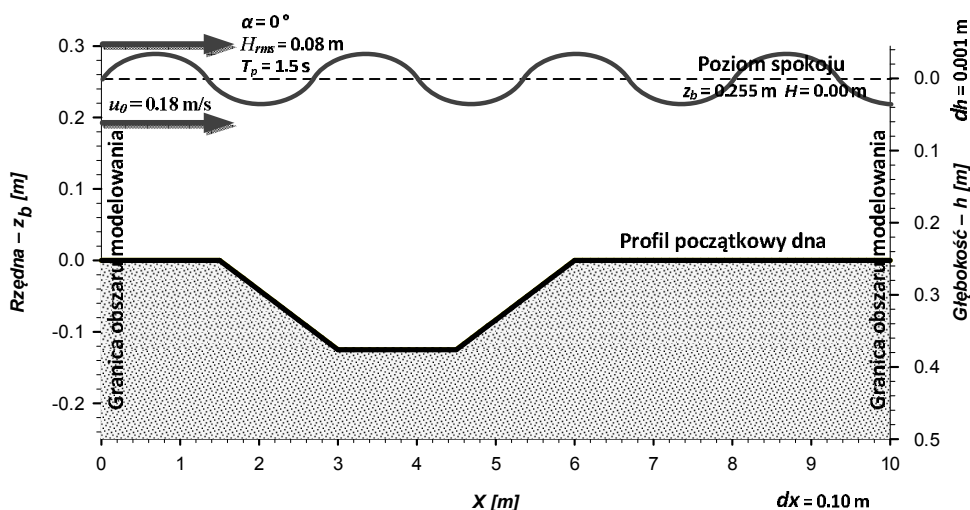
7.2.2.3 Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – procedura obliczeniowa

W celu ustalenia przestrzennej i czasowej siatki numerycznej postępowano w podobny sposób jak w przypadku obliczeń przeprowadzonych dla eksperymentu „Test 1” (zob. Rozdział 7.2.1.3).

Przestrzenny obszar modelowania ograniczono z jednej strony odciętą $x = 0.0$ m, z drugiej zaś strony odciętą $x = 10.0$ m (zob. Rysunek 7.18). Długość kroku przestrzennego Δx przyjęto równą 0.1 m, co w konsekwencji dało 101 punktów obliczeniowych, w tym dwa skrajne na granicach obszaru modelowania.

Należy tu wspomnieć, iż dla przejrzystości i jednoznaczności prezentacji wyników obliczeń prowadzonych w celu porównania z wynikami z pomiarów oraz z wynikami

modelowania uzyskanymi przez uczestników międzynarodowego projektu *SANDPIT*, a także przez Sánchez'a i Wu (2011), dokonano modyfikacji obszaru przestrzennego. I tak, początek modelu poddano translacji o 1.5 m w prawą stronę, w porównaniu do Rysunku 7.18, w ten sposób, że odciętą $x = 1.5$ m zastąpiono nową odciętą $x = 0.0$ m. Koniec zaś modelu ustalono na nowej odciętej $x = 7.5$ m (zob. np. Rysunek 7.20).



Rysunek 7.18. Dane wejściowe do obliczeń zmian batymetrii i zmian rozkładów uziarnienia rumowiska — eksperyment „Test 2”

W celu wyznaczenia objętościowego natężenia transportu rumowiska zakres rzędnych ustalono z jednej strony na głębokości $h = 0.23$ m, z drugiej zaś strony na głębokości $h = 0.40$ m, licząc od poziomu spokoju (swobodnego zwierciadła wody). Tak wyodrębniony przedział podzielono na warstewki o miąższości równej długości kroku przestrzennego $\Delta h = 0.001$ m, dla każdej z tych warstewek wyznaczając wielkości objętościowego natężenia transportu rumowiska. Obliczenia natężenia transportu osadu prowadzono z wykorzystaniem trójwarstwowego modelu transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie przedstawionego w rozdziale 4.2.

Szerokość modelu przyjęto równą 0.3 m, odpowiadającą rzeczywistej szerokości kanału falowego, w którym przeprowadzony był eksperyment.

Określenia długości kroku czasowego Δt dokonano w toku postępowania analogicznego jak w przypadku eksperymentu „Test 1” (zob. Rozdział 7.2.1.3). Ostatecznie długość kroku czasowego ustalono na $\Delta t = 120$ s.

Na lewej granicy obszaru rozwiązania $x = 0.0$ m, dla transportu rumowiska odbywającego się w czasie trwania grzbietu fali, gdy $U_{L1}^+ > 0$ lub $q_x^+ > 0$, zadano warunek brzegowy $z_b(x=0, t) = z_{b(0)}(t) = 0.00$ m (co odpowiada głębokości wody $h_0 = 0.255$ m), dla czasu $t \geq 0$. Podobnie na prawym brzegu obszaru rozwiązania $x = 10.0$ m dla transportu rumowiska odbywającego się w czasie trwania doliny fali, gdy $U_{L1}^- < 0$ lub $q_x^- < 0$, zadano warunek brzegowy $z_b(x=10, t) = z_{b(10)}(t) = 0.00$ m (co również w tym wypadku odpowiada

głębokości wody $h_0 = 0.255$ m), dla czasu $t \geq 0$. Całkowity czas trwania symulacji wyniósł $T = 10:00$ h.

Ze względu na zastosowanie w niniejszej pracy wyraźnego podziału natężenia transportu rumowiska na transport odbywający się w czasie trwania grzbietu oraz w czasie trwania doliny fali, to proces rozwiązywania równania (4.38) opisującego zmiany batymetrii należy przeprowadzić dwuetapowo na każdym poziomie czasowym Δt .

Tak więc, w pierwszym etapie, na poziomie pierwszego kroku czasowego rozwiązuje się równanie (4.36) dla natężenia transportu rumowiska związanego z fazą grzbietu fali. Zadaje się jednocześnie warunek początkowy: $z_b(x, t) = z_b^+(t=0) = z_b^-(t=0)$, przy czym funkcja $z_b^-(t=0)$ opisuje początkowy profil batymetryczny wykopu imitującego tor podejściowy, oraz warunek brzegowy na brzegu lewym: $z_b(x=0, t) = z_{b(0)}(t) = 0.00$ m. Należy tu zaznaczyć, że na brzegu prawym nie zadaje się żadnego warunku. Następnie z zależności (4.15) wyznacza się aktualną rzędną poziomu dna z_b .

W drugim etapie, na poziomie pierwszego kroku czasowego rozwiązuje się równanie (4.37) dla natężenia transportu rumowiska związanego z fazą doliny fali, z warunkiem początkowym: $z_b(x, t) = z_b^-(t=0) = z_b^+(t=\Delta t)$ będącym rozwiązaniem równania (4.36) z pierwszego etapu. Tym razem warunek brzegowy zadaje się na prawym brzegu obszaru rozwiązania: $z_b(x=10, t) = z_{b(10)}(t) = 0.00$ m, natomiast nie zadaje się warunku brzegowego na brzegu lewym. Korzystając z zależności (4.38) wyznacza się aktualną rzędną poziomu dna z_b .

W celu wyznaczenia nowego rozkładu uziarnienia po czasie Δt , w chwili czasowej $(t + \Delta t)$ w nowej warstwie mieszaniny o miąższości $(h_m)_{j,k}$, dokonuje się obliczeń na podstawie odpowiednich równań: (5.28), (5.29), (5.30), (5.32), (5.33), wybranych w zależności od wystąpienia w danym punkcie obliczeniowym zjawiska erozji bądź akumulacji.

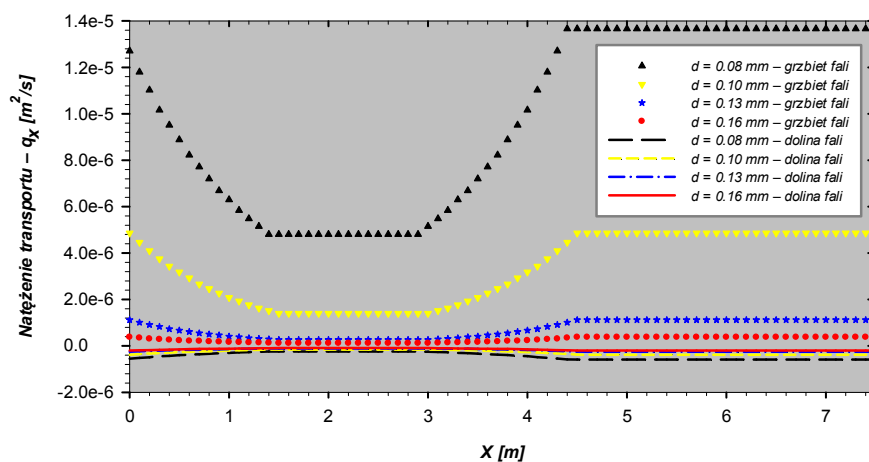
Następnie dokonuje się obliczeń w kolejnym kroku czasowym $(t + \Delta t)$ a proces obliczeniowy kończy się w chwili osiągnięcia końcowego czasu symulacji T .

Zakres badań i przebieg eksperymentu (zob. Rysunek 6.12 i 7.18) implikują teoretyczne rozwiązanie zagadnienia płaskiego, tj. narzucają przyjęcie w równaniach różnicowych (5.28) oraz (5.31) uproszczenia $(q_{0y})_{j,k} = (q_{0y})_{j,k-1} = 0$, z uwagi na brak w eksperymencie prądu wzdłużbrzegowego. Ponadto w równaniach (5.28) i (5.31) należy zastąpić wielkości $(q_{0x}^-)_{j,k}$ oraz $(q_{0x}^-)_{j+1,k}$ wielkościami odpowiednio $(q_{0x}^+)_{j,k}$ i $(q_{0x}^+)_{j+1,k}$, z uwagi na fakt, iż podczas eksperymentu prąd w warstwie zewnętrznej skierowany był zgodnie z kierunkiem propagacji fali (Sawczyński i inni, 2011). W równaniach (5.28) oraz (5.31) założono zaś, prąd odbrzegowy charakterystyczny dla strefy brzegowej morza.

7.2.2.4 Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – porównanie wyników modelowania zmian batymetrii dla osadu jednorodnego z wynikami eksperymentu

Podczas pierwszego etapu obliczeń zmian morfologii dna nie uwzględniano wpływu sortowania się rumowiska dennego na charakter i tempo przebudowy dna toru wodnego. Założono zatem, poprzez analogię do eksperymentu „Test 1”, że dno zbudowane było stale z ziaren o jednakowej średnicy: (i) $d = 0.08$ mm, (ii) $d = 0.10$ mm, (iii) $d = 0.13$ mm, (iv) $d = 0.16$ mm.

Na Rysunku 7.19 pokazano wyniki modelowania objętościowego natężenia transportu rumowiska wyznaczonego dla profilu początkowego dna, tj. dla czasu $t = 0$ oraz dla osadu jednorodnego i czterech frakcji, z uwzględnieniem podziału na transport odbywający się w trakcie trwania grzbietu oraz doliny fali. Natężenie transportu odniesiono do rzeczywistej szerokości kanału falowego równej 0.3 m.

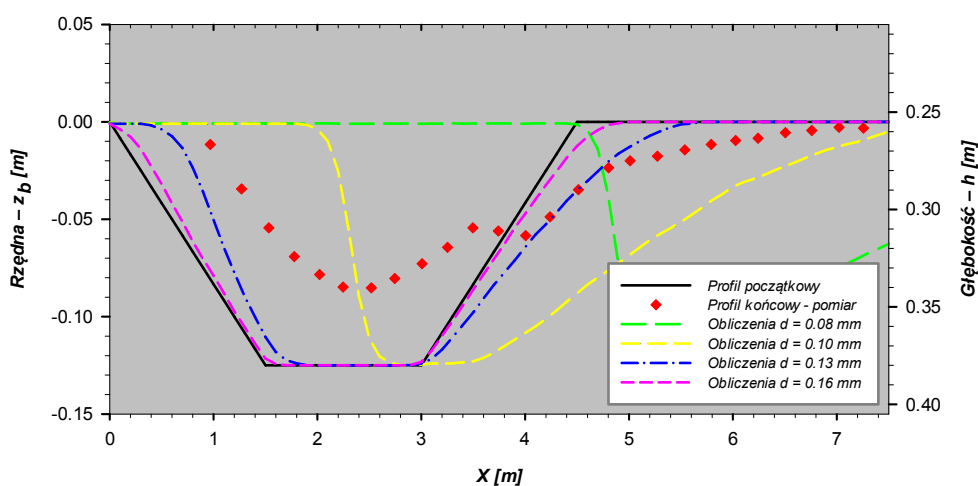


Rysunek 7.19. Wyniki modelowania objętościowego natężenia transportu rumowiska dla profilu początkowego dna i jednorodnego osadu, z uwzględnieniem podziału na transport w trakcie trwania grzbietu i doliny fali — eksperyment „Test 2”

Warto w tym miejscu przypomnieć, że dla fali sinusoidalnej (bez udziału prądu), transport rumowiska odbywający się w grzbiecie fali równy jest co do wartości transportowi w dolinie fali, lecz zwroty tych strumieni są przeciwnie skierowane. Tu obserwuje się zdecydowanie większe natężenie transportu rumowiska występujące podczas trwania grzbietu fali (Rysunek 7.19). Dzieje się tak na skutek superpozycji transportu odfalowego w fazie grzbietu fali i transportu będącego wynikiem działania prądu, którego kierunek jest zgodny z kierunkiem odfalowego transportu mającego miejsce w trakcie trwania grzbietu fali. Można poniekąd wskazać na dominację transportu będącego wynikiem oddziaływania prądu nad transportem odfalowym. Różnice pomiędzy natężeniem transportu w fazie grzbietu i doliny fali zmniejszają się wraz ze wzrostem średnicy rumowiska, gdyż w zawieszenie podrywane są

z dna jedynie najdrobniejsze frakcje osadu, które to następnie migrują pod wpływem oddziaływań prądu w warstwie zewnętrznej.

Wyniki modelowania zmian morfologii dna po czasie $T = 10:00$ h, dla jednorodnego rumowiska (bez uwzględniania wpływu sortowania się rumowiska na proces ewolucji profilu dna) przedstawiono na Rysunku 7.20 (por. Sawczyński i inni, 2011). Z uwagi na fakt, iż frakcje drobne rumowiska są intensywniej transportowane niż frakcje grubsze, wynik modelowania dla osadu najdrobniejszego ($d = 0.08$ mm) praktycznie „ucieka” poza zakres pomiarów. Nieznaczna jest zaś, odpowiadająca frakcji najgrubszej rumowiska ($d = 0.16$ mm) zmiana przebudowy profilu dna. Niewielka jest także zmiana poziomu dna dla frakcji $d = 0.13$ mm. Biorąc pod uwagę średnicę reprezentatywną $d_{50} = 0.10$ mm, otrzymany wynik modelowania zmian morfologii dna odbiega znacząco od wyniku uzyskanego z pomiarów. Odmienne jest w tym przypadku również tempo migracji toru wodnego, kąt nachylenia stoku, zarówno odprądowego jak i zaprądowego, a także stopień wypełnienia (zasypania) toru wodnego osadem.



Rysunek 7.20. Zmiany profilu dna po czasie $T = 10:00$ h. Porównanie wyników pomiarów z wynikami modelowania dla jednorodnego rumowiska — eksperyment „Test 2”.

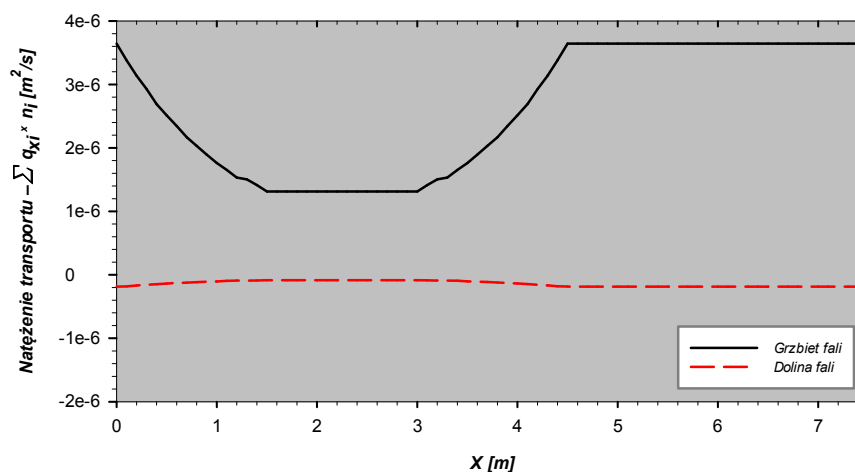
Analizując przedstawione na Rysunku 7.20 wyniki zmian profilu dna po czasie $T = 10$ h dla jednorodnego rumowiska, stwierdza się jednoznacznie, że w żadnym z przedstawionych obliczeniowych przypadków nie uzyskano satysfakcjonującej zgodności z wynikami pomiarów laboratoryjnych. Rozbieżność wyników jest bardzo wyraźna.

Należy więc podkreślić, że w wyniku obliczeń zmian batymetrii toru wodnego prowadzonych dla dowolnej frakcji rumowiska dennego, nie uzyska się choćby zbliżonego kształtu profilu dna do kształtu uzyskanego z eksperymentu.

7.2.2.5 Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – analiza wpływu procesu sortowania się rumowiska dennego na zmiany batymetrii

Drugi etap obliczeń zmian morfologii dna w czasie i przestrzeni, podobnie jak w przypadku eksperymentu „Test 1”, dotyczył analizy wpływu zmian granulometrycznych rumowiska na proces przebudowy profilu dna toru podejściowego. Ponadto, obliczenia przeprowadzono dla sytuacji, w której dno zbudowane było z mieszaniny trzech frakcji osadu (zob. Rysunek 7.4), lecz założono, że pod wpływem zmian natężenia transportu rumowiska nie dochodzi do zmian granulometrycznych. Innymi słowy, przyjęto, że w całym obszarze obliczeniowym (w każdym obliczeniowym kroku zarówno przestrzennym jak i czasowym) dno zbudowane było z osadu wejściowego.

W celu wyznaczenia końcowej batymetrii toru wodnego, w pierwszej kolejności wyznaczono objętościowe natężenie transportu rumowiska dla osadu rzeczywistego, z uwzględnieniem transportu odbywającego się w czasie trwania grzbietu oraz doliny fali. Wypadkowe natężenie transportu odniesiono do szerokości kanału falowego równej 0.3 m a wyznaczono, jako sumę iloczynu udziału procentowego danej frakcji w mieszaninie (n_i) i natężenia transportu odpowiadającego tej frakcji (q_{xi}). Wyniki obliczeń przedstawiono na Rysunku 7.21.



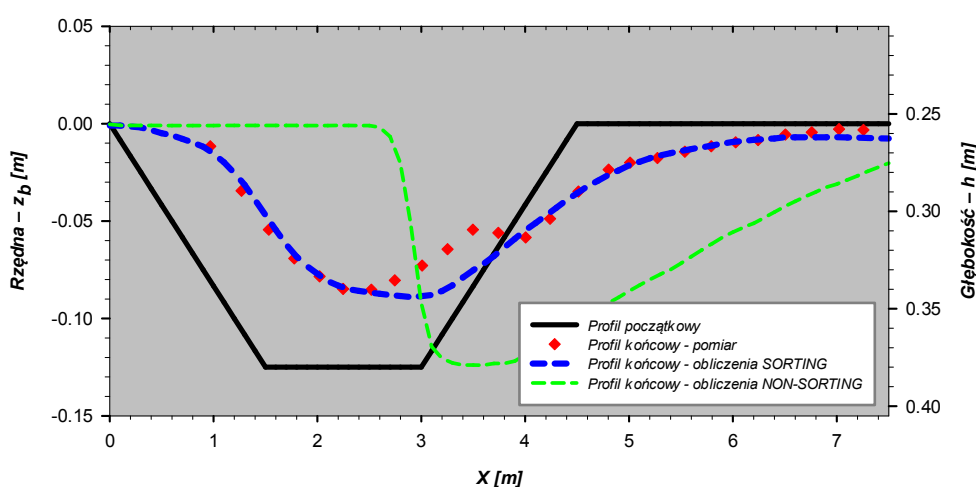
Rysunek 7.21. Wyniki modelowania sumarycznego objętościowego natężenia transportu rumowiska w trakcie trwania grzbietu i doliny fali dla profilu początkowego dna i rzeczywistego osadu — eksperyment „Test 2”

Na podstawie analizy Rysunku 7.21 można zaobserwować wyraźny wpływ transportu rumowiska odbywającego się w fazie grzbietu fali przy niewielkim tylko udziale transportu w trakcie trwania doliny fali na proces przebudowy dna toru podejściowego. Wypadkowy transport w fazie grzbietu fali jest efektem superpozycji odfalowego transportu osadu mającego miejsce w trakcie trwania grzbietu fali i transportu powodowanego na skutek

działania prądu o kierunku zgodnym z kierunkiem propagacji fali. Tymczasem wypadkowy transport w fazie doliny fali równy jest jedynie transportowi odfalowemu.

Obserwuje się zatem dominację transportu rumowiska w fazie grzbietu fali nad transportem w fazie doliny fali, która jak już wcześniej wspomniano, jest wynikiem przewagi oddziaływania prądu nad falowaniem.

Na Rysunku 7.22 pokazano natomiast porównanie wyników obliczeń zmian morfologii dna toru wodnego z pomiarami po czasie końcowym $T = 10:00$ h. Zaprezentowano rezultaty modelowania zmian poziomu dna dla dwóch wariantów: (i) z uwzględnieniem w obliczeniach wpływu zmian granulometrii osadu na proces przebudowy dna – oznaczony na rysunku przez „SORTING”, (ii) bez uwzględniania w obliczeniach wpływu sortowania się osadu na proces przebudowy dna – oznaczony na rysunku przez „NON-SORTING”.



Rysunek 7.22. Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii z pomiarami po czasie $T = 10:00$ h — eksperyment „Test 2”

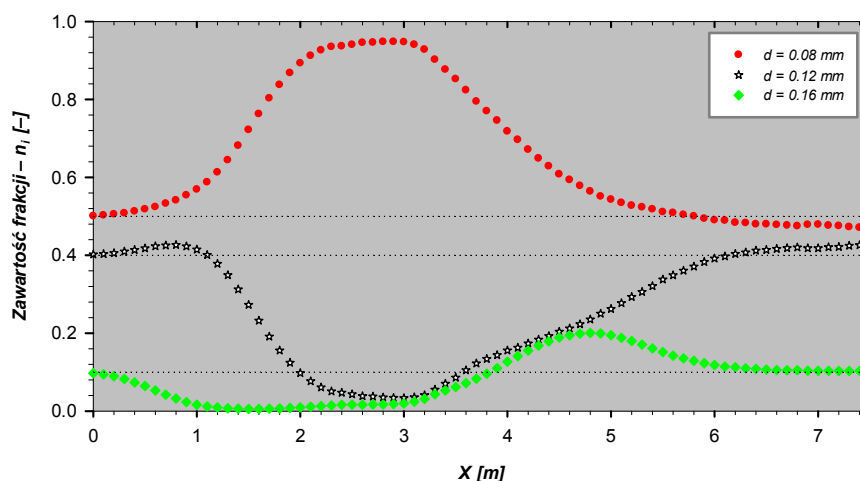
Wyniki modelowania zmian batymetrii toru podejściowego z uwzględnieniem wpływu sortowania się rumowiska dały wręcz wzorową zgodność z wynikami pomiarów – Rysunek 7.22 (por. Sawczyński i inni, 2011). Jedynie niewielkie niedoszacowanie wyników obliczeń zaobserwować można w dolnej części kanału na stoku odprądowym. Wydaje się być prawdopodobne, iż ten niedoszacowany „garb” mógł być rodzajem dużej formy dennej, której to model nie był w stanie odwzorować.

Z uwagi na panujące w eksperymencie warunki falowo-prądowe (z przewagą oddziaływania prądu i jego wpływu na zmiany batymetrii) zaobserwować można migrację toru wodnego zgodnie z kierunkiem odpowiadającym kierunkowi transportu rumowiska w fazie grzbietu fali. Dochodzi do zmniejszenia głębokości toru wodnego z jednoczesnym jego poszerzeniem powodowanym w znacznym stopniu przez erozję dna na stoku odprądowym. Wypadkowy transport rumowiska, rozumiany w tym wypadku, jako różnica transportów w punktach j i $j-1$, przyjmuje na skłonie odprądowym wartości dodatnie (zob. Rysunek 7.21) powodując zwiększenie głębokości, co z kolei oznacza występowanie zjawiska erozji.

Odmianą sytuację obserwuje się zaś na skłonie zaprądowym, gdzie dochodzi do akumulacji osadu.

Analizując wyniki modelowania zmian poziomu dna w przypadku, gdy nie uwzględnia się w obliczeniach sortowania się rumowiska (Rysunek 7.22), można jednoznacznie wskazać na rezultat obliczeń zdecydowanie odbiegający od wyników pomiarów. Tempo migracji toru podejściowego jest bezsprzecznie zbyt szybkie w odniesieniu do wyników eksperymentu. Zmiana głębokości w niecce toru jest praktycznie niezauważalna a nachylenie oraz kształt stoku zarówno odprądowego, jak i zaprądowego niewątpliwie nie odzwierciedlają tych parametrów uzyskanych z pomiarów.

Na Rysunku 7.23 przedstawiono zmiany granulometryczne rumowiska dennego, do jakich doszło po końcowym czasie symulacji ($T = 10:00$ h) w profilu poprzecznym toru podejściowego. Dodatkowo, cienkimi, kropkowanymi, poziomymi liniami oznaczono początkowy (dla czasu $t = 0$) rozkład uziarnienia rumowiska budującego dno.



Rysunek 7.23. Wyniki modelowania zmian granulometrycznych rumowiska dennego po czasie $T = 10:00$ h — eksperyment „Test 2”

Poddając jednocześnie analizie wyniki modelowania natężenia transportu rumowiska przedstawione na Rysunkach 7.19 i 7.21 oraz wyniki modelowania zmian granulometrycznych osadu przedstawione na Rysunku 7.23, można stwierdzić, że wszystkie składowe frakcje osadu brały udział w ruchu na całej długości profilu. Przy czym, jak już uprzednio nadmieniono, największą intensywność transportu odnotowuje się w fazie grzbietu fali na najmniejszych głębokościach wody i dla najdrobniejszych frakcji rumowiska.

Wyżej opisany stan rzeczy doprowadził do akumulacji osadu w głębi toru podejściowego i jednoczesnego wzrostu w tym obszarze udziału procentowego najdrobniejszej frakcji osadu $d = 0.08$ mm w mieszaninie gruntowej. Wzrost udziału frakcji (w odniesieniu do pierwotnego) $d = 0.08$ mm do wartości około 94% sprzężony jest z równoczesnym spadkiem udziału frakcji grubszych $d = 0.12$ mm i $d = 0.16$ mm, do wartości odpowiednio około 3% i 1%.

W obszarze największej erozji dna – na skłonie odprądowym obserwuje się istotny przyrost udziału procentowego frakcji najgrubszej osadu $d = 0.16$ mm w mieszaninie, do wartości około 20%, niewielkie zwiększenie zawartości najdrobniejszej frakcji $d = 0.08$ mm do około 55%, i redukcję zawartości frakcji $d = 0.12$ mm do około 25%. Pogrubienie materiału jest wynikiem dopływu do tego obszaru najdrobniejszej średnicy osadu z miejsc o największych głębokościach wody, gdzie obserwuje się dużo większe natężenia transportu tej frakcji niż pozostałych, a następnie intensywnego odpływu z obszaru erozyjnego frakcji $d = 0.08$ mm oraz $d = 0.12$ mm. Odpływ z obszaru erozyjnego frakcji $d = 0.12$ mm powodowany jest wzrostem nasilenia transportu tej frakcji w porównaniu do intensywności transportu na większych głębokościach.

W obszarze poprzedzającym skłon podprądowy obserwuje się w miarę stabilny udział procentowy poszczególnych frakcji i ściśle z tym związaną niejako translację całego skłonu, bez wyraźnej zmiany kąta nachylenia dna. Jednakże wraz ze wzrostem głębokości wody zachodzi nieznaczny przyrost udziału frakcji $d = 0.08$ mm i $d = 0.12$ mm, natomiast spadek frakcji $d = 0.16$ mm.

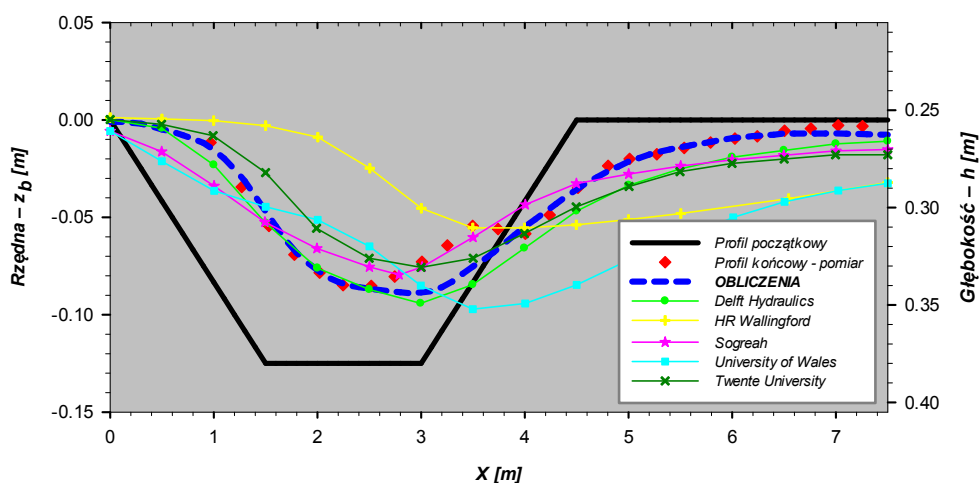
Podobnie na „płaskim” dnie za skłonem odprądowym toru wodnego, uwidacznia się praktycznie równoważny pierwotnemu rozkład uziarnienia osadu silnie powiązany z jednoczesną nieznaczną zmianą poziomu dna.

Zaprezentowane rezultaty obliczeń zmian batymetrii w obrębie toru podejściowego, prowadzonych z wykorzystaniem prezentowanego w niniejszej pracy modelu matematycznego, pozwoliły na wierne odwzorowanie wyników pochodzących z eksperymentu laboratoryjnego. Zgodność wyników obliczeń z pomiarami zmian poziomu dna uzyskano jedynie w sytuacji, kiedy w modelowaniu uwzględniano wpływ sortowania się rumowiska na proces przebudowy dna. W przypadku, gdy w obliczeniach założono niezmiennosc granulometrii rumowiska w czasie i przestrzeni, wyniki modelowania dalece odbiegały od wyników eksperymentalnych.

7.2.2.6 Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – porównanie wyników modelowania zmian batymetrii

W odniesieniu do eksperymentu „Test 1” (zob. Rozdział 7.2.1.6), jak również eksperymentu „Test 2”, uznane na świecie ośrodki naukowe biorące udział w międzynarodowym projekcie *SANDPIT* (van Rijn i inni, 2005; Walstra i inni, 2005) podjęły próby kalibracji i udoskonalania własnych modeli obliczeniowych. Kalibrację modeli prowadzili również dla dwóch podejść, tj. „A” i „B” (van Rijn i inni, 2005; Walstra i inni, 2005). Zagadnienie „A” dotyczyło prób dopasowania wyników obliczeń na podstawie zmierzonych wielkości natężenia transportu rumowiska, natomiast podejście „B”

na podstawie obserwacji morfologii dna. Wyniki obliczeń zmian morfologii dna prowadzonych z wykorzystaniem prezentowanego w niniejszej pracy modelu, na tle „dopracowanych” wyników uzyskanych już po wyskalowaniu własnych modeli przez uczestników projektu *SANDPIT*, zaprezentowano odpowiednio na Rysunku 7.24 (Podejście "A") i Rysunku 7.25 (Podejście "B"). Szczegółowe informacje dotyczące skalowania modeli obliczeniowych można znaleźć w pracach Walstra i inni (2005) oraz van Rijn i inni (2005).



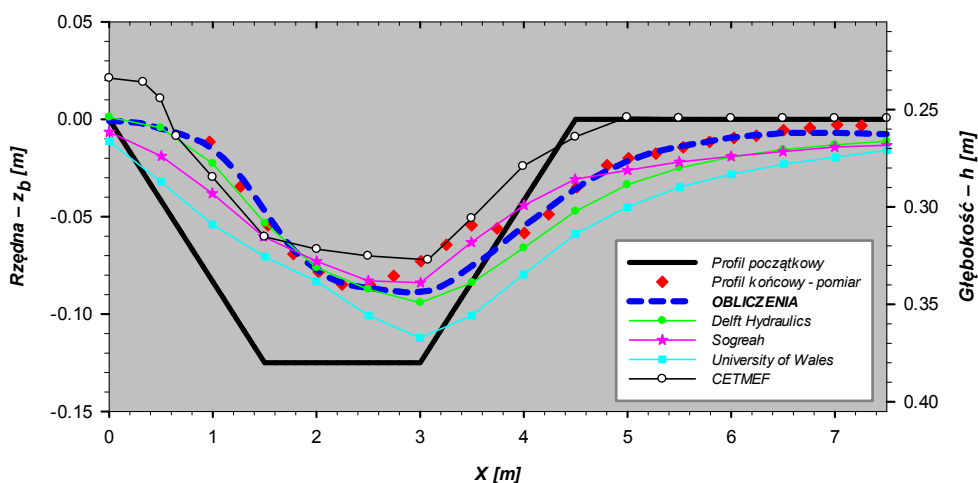
Rysunek 7.24. Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii po czasie $T = 10:00$ h. Podejście "A" – kalibracja modeli prowadzona przez uczestników projektu *SANDPIT* w oparciu o zmierzone wielkości transportu rumowiska – eksperyment „Test 2”.

Najbardziej znaczące zmiany w końcowym profilu batymetrycznym w obrębie toru podejściowego w wyniku podejścia "A" (kalibracji modeli prowadzonej przez uczestników projektu *SANDPIT* w oparciu o zmierzone wielkości natężenia transportu rumowiska) przedstawione na Rysunku 7.24, uzyskali badacze z HR Wallingford w odniesieniu zarówno do tempa migracji jak i wypełnienia toru. Naukowcy z University of Wales Bangor uzyskali natomiast wynik niedoszacowanego wypełnienia i przeszacowanej migracji toru. Zmiana końcowego poziomu profilu dna, wyznaczona z wykorzystaniem pozostałych modeli (Delft Hydraulics, Sogreah i University of Twente) wykazała wzajemnie podobieństwo, co było z resztą bezpośrednio związane z nieznaczną różnicą w obliczonych natężeniach transportu osadu (Walstra i inni, 2005).

W niniejszym przypadku kalibracyjnym, wyniki obliczeń uczestników projektu *SANDPIT* nie odwzorowały w sposób poprawny zmian morfologicznych dna toru podejściowego, choć wydaje się, iż najbliższy odzwierciedlenia wyniku z eksperymentu laboratoryjnego był model Delft Hydraulics.

Końcowe profile kształtu dna toru wodnego powstałe w wyniku obliczeń na podstawie założeń dotyczących podejścia "B" przedstawiono na Rysunku 7.25. Model Delft Hydraulics używał tych samych „ustawień”, co w trakcie obliczeń przeprowadzonych dla podejścia "A". Z kolei niewielkie tylko zmiany poczyniono w modelu Sogreah. W celu lepszego odzwierciedlenia migracji toru wodnego podczas prowadzonych obliczeń modelem University

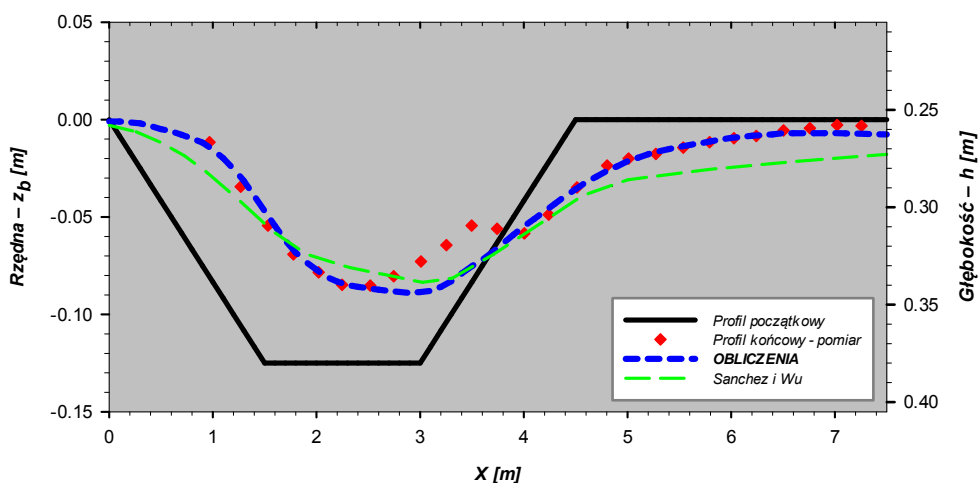
of Wales dokonano redukcji natężenia transportu rumowiska aż o 50%, w porównaniu do podejścia „A” (Walstra i inni, 2005). Model CETMEF w szczególności nie był w stanie odwzorować procesu erozyjnego zachodzącego na odprądowym skłonie toru wodnego. Ponadto na zaprądowym skłonie toru, w wyniku obliczeń uzyskano nadmierną, niefizyczną akumulację rumowiska wynikającą najprawdopodobniej z błędów numerycznych schematu numerycznego.



Rysunek 7.25. Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii po czasie $T = 10:00$ h. Podejście "B" – kalibracja modeli prowadzona przez uczestników projektu SANDPIT na podstawie obserwacji zmian morfologii dna – eksperyment „Test 2”.

W ostatnim czasie analizą eksperymentu „Test 2” (podobnie jak opisywanego uprzednio w Rozdziale 7.2.1.6 eksperymentu „Test 1”) zajmowali się Sánchez i Wu (2011). Również i oni podjęli starania kalibracji własnego modelu obliczeniowego w oparciu o dane eksperymentalne. Szczegóły dotyczące skalowania modelu można znaleźć w pracy Sánchez’a i Wu (2011).

Porównanie wyników obliczeń końcowego profilu batymetrycznego prezentowanym w niniejszej pracy modelem z wynikami uzyskanymi przez Sánchez’a i Wu (2011), w odniesieniu do wyników z eksperymentu pokazano na Rysunku 7.26.



Rysunek 7.26. Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii po czasie $T = 10:00$ h z pomiarami oraz wynikami uzyskanymi przez Sánchez i Wu (2011) – eksperyment „Test 2”

Wyniki uzyskane przez Sánchez'a i Wu prezentują się dość imponująco. Jednakże, w wyniku przeprowadzonych obliczeń uzyskali oni zbyt znaczną erozję stoku odprądowego w porównaniu z pomiarami. Ponadto, nieznacznie niedoszacowali wielkości procesu akumulacyjnego zachodzącego na zaprądowym stoku, a także przeszacowali zjawisko akumulacji mające miejsce w głębi kanału.

Warto w tym miejscu jeszcze raz podkreślić, iż model Sánchez'a i Wu, jak również inne wspomniane modele uczestników międzynarodowego projektu *SANDPIT* nie niosą żadnych informacji dotyczących zmian zachodzących w rozkładach uziarnienia osadów w obrębie toru podejściowego. Takie informacje dostarcza prezentowany model matematyczny. W wyniku obliczeń przeprowadzonych niniejszym modelem otrzymano wzorowe odzwierciedlenie wyników pomiarów.

7.2.2.7 Wnioski

Z rozdziału 7.2.2, w którym zaprezentowano dyskusję dotyczącą zmian batymetrii i zmian rozkładów rumowiska dennego zachodzących w obrębie toru wodnego w warunkach falowo-prądowych z prądem o kierunku dobrzegowym, można wyciągnąć następujące wnioski:

- Uzyskano bardzo dobrą zgodność wyników modelowania koncentracji rumowiska zawieszzonego z wynikami pomiarów w pięciu profilach na długości toru wodnego;
 - Ze względu na zaproponowany w niniejszej pracy wyraźny podział natężenia transportu rumowiska na transport odbywający się w czasie trwania grzbietu oraz w czasie trwania doliny fali, proces rozwiązania równania opisującego zmiany batymetrii należy prowadzić dwuetapowo na każdym poziomie czasowym Δt ;
 - Wynik modelowania zmian morfologii dna dla jednorodnego rumowiska i dla osadu najdrobniejszego praktycznie „ucieka” poza zakres pomiarów, wobec nieznaczącej zmiany przebudowy profilu dna odpowiadającej frakcji najgrubszej rumowiska. Biorąc pod uwagę średnicę reprezentatywną d_{50} , otrzymany wynik modelowania zmian morfologii dna odbiega znacząco od wyniku uzyskanego z pomiarów;
 - W przypadku obliczeń prowadzonych dla jednorodnego rumowiska dla jakiegokolwiek frakcji rumowiska dennego nie uzyska się choćby zbliżonego kształtu profilu dna do kształtu uzyskanego z eksperymentu;
 - Wyniki modelowania zmian batymetrii toru podejściowego z uwzględnieniem wpływu sortowania się rumowiska dały wręcz wzorową zgodność z wynikami pomiarów;
 - Z uwagi na panujące w eksperymencie warunki falowo-prądowe (z przewagą oddziaływania prądu i jego wpływu na zmiany batymetrii) obserwuje się migrację
-

toru wodnego zgodnie z kierunkiem odpowiadającym kierunkowi transportu rumowiska w fazie grzbietu fali;

- W przypadku, gdy w obliczeniach założono niezmiennosć granulometrii rumowiska w czasie i przestrzeni, wyniki modelowania dalece odbiegały od wyników eksperymentalnych;
 - Zgodność wyników obliczeń z pomiarami zmian poziomu dna uzyskano jedynie w sytuacji, kiedy w modelowaniu uwzględniano wpływ sortowania się rumowiska na proces przebudowy dna;
 - W głębi toru podejściowego – w obszarze akumulacji, w wyniku przeprowadzonych obliczeń uzyskano wzrost udziału procentowego w mieszaniu gruntowej najdrobniejszej frakcji osadu i spadek udziału pozostałych frakcji;
 - W obszarze największej erozji dna obserwuje się istotny przyrost udziału procentowego w mieszaniu frakcji najgrubszej osadu;
 - Podkreśla się istotny wpływ na proces transformacji dna, jaki odgrywa w transporcie rumowiska fakt sortowania się osadu;
 - Uzyskane podczas modelowania zmian batymetrii rezultaty dały jeszcze lepszą zbieżność z pomiarami, niż miało to miejsce w przypadku obliczeń prowadzonych dla eksperymentu „Test 1”;
 - Wyniki prognozy zmian morfologii dna, otrzymane w wyniku obliczeń prowadzonych z wykorzystaniem autorskiego modelu matematycznego dały bardzo dobre rezultaty na tle wyników obliczeń przeprowadzonych przez badaczy z uznanych ośrodków naukowych;
 - Ponownie podkreśla się fakt, iż żaden z modeli obliczeniowych, których wyniki zmian batymetrii porównywano nie daje informacji o rozkładach granulometrycznych osadów dennych;
 - Prowadząc obliczenia nie dokonywano żadnej kalibracji autorskiego modelu obliczeniowego w przeciwieństwie do innych modeli, których wyniki porównywano;
 - Skalowanie zaprezentowanego modelu z pewnością nie jest konieczne, wskutek wprowadzenia autorskiego sposobu matematycznego opisu zmian batymetrii;
 - Stwierdza się, iż model obliczeniowy bardzo dobrze odwzorował zmiany batymetrii, jak również dokonał prawidłowego opisu zmian rozkładów uziarnienia osadów, tak więc wydaje się, iż umożliwia on prawidłową predykcję zjawisk związanych z zapiaszczaniem torów wodnych oraz zjawisk zachodzących w ich sąsiedztwie.
-

7.2.3 Badania własne. Eksperyment *IBW PAN (2010)*

7.2.3.1 Modelowanie zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego

Wszystkie trzy testy pomiarowe (T1, T2, T3) przeprowadzono w zakresie bardzo słabych warunków hydrodynamicznych w reżimie zmarszczkowym (Fotografia 6.10), gdzie bezwymiarowe tarcie opisywane parametrem Shields'a – $\Theta_{2.5}$, wyznaczone dla średnicy reprezentatywnej $d_{50} = 0.27$ mm, przyjmowało (w zależności od głębokości wody na długości profilu) wartości z zakresu:

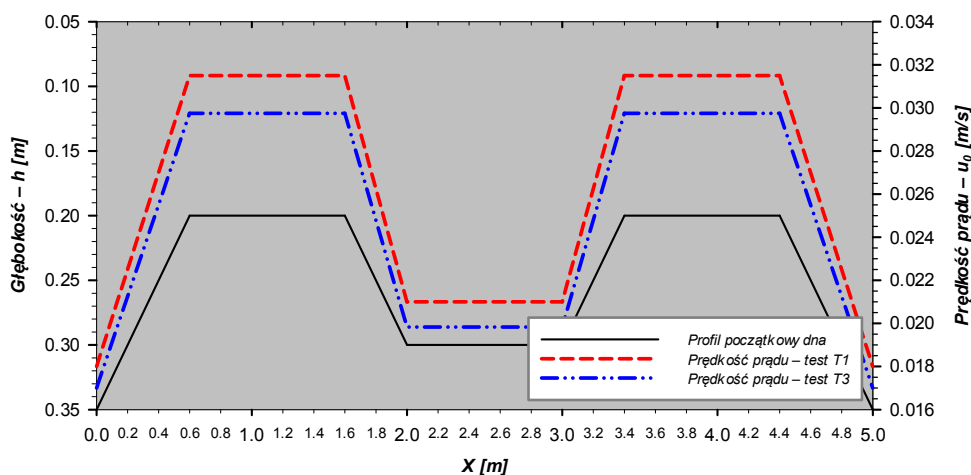
- T1 – $0.05 \leq \Theta_{2.5} \leq 0.08$
- T2 – $0.03 \leq \Theta_{2.5} \leq 0.05$
- T3 – $0.05 \leq \Theta_{2.5} \leq 0.09$

Należy w tym miejscu przypomnieć, że granicę ruchu rumowiska przyjmuje się zwykle dla takich warunków hydrodynamicznych, dla których wyznaczony parametr Shields'a przyjmuje wartość 0.05 (Nielsen, 1992). Widać więc, iż w przypadku testu T2, teoretyczna granica ruchu rumowiska nie została przekroczona, co skutkowało niewielkimi końcowymi zmianami poziomu dna (Rysunek 6.6). Z tego też tytułu zdecydowano się na odstępianie od analizy niniejszego testu pomiarowego na rzecz testów T1 i T3, podczas których panujące warunki hydrodynamiczne były nieco silniejsze.

Podobnie jak w przypadku eksperymentów laboratoryjnych „Test 1” oraz „Test 2”, obliczeń zmian batymetrii dokonywano dwuetapowo, tj. (i) bez uwzględniania przestrzennej i czasowej zmienności granulometrii rumowiska oraz jej wpływu na charakter i tempo przebudowy dna, a także (ii) z uwzględnieniem sortowania się rumowiska dennego.

Wejściowy rozkład uziarnienia osadu wykorzystanego w obliczeniach pokazano w formie histogramu uziarnienia na Rysunku 7.1, oraz w postaci zestawienia zawartości procentowych poszczególnych średnic w Tablicy 7.1. Dla przyjętego osadu zachowane zostały wyznaczone na podstawie przeprowadzonej analizy granulometrycznej wskaźniki d_{50} oraz d_{90} .

Ponadto, w obliczeniach uwzględniono występowanie prądu powrotnego (odbrzegowego) charakterystycznego dla strefy brzegowej morza, równoległego do kierunku propagacji falowania ($\alpha=0^\circ$). Uśredniona po głębokości prędkość prądu, odniesiona do głębokości wody $h_0 = 0.35$ m wynosiła $u_0 = 1.8$ cm/s dla testu T1 oraz $u_0 = 1.7$ cm/s dla testu T3. Zmienność średniej prędkości prądu odbrzegowego w początkowym profilu dna dla testu T1 oraz T3, w zależności od głębokości wody przedstawiono na Rysunku 7.27.



Rysunek 7.27. Zmienność prędkości prądu odrzutowego w profilu początkowym dna w funkcji głębokości wody, test T1 i T3 — IBW PAN 2010

Oprócz tego, wart podkreślenia jest fakt, iż postępując konsekwentnie i analogicznie jak w przypadku testów pomiarowych T4 i T5 przeprowadzonych podczas eksperymentu IBW PAN 2010, jako miarodajną wzięto pod uwagę wysokość fali zarejestrowaną przez pierwszą sondę falową (zob. Tablica B.1 i Rysunek C.1) umiejscowioną przed modelem toru podejściowego (Rysunek 6.5). Kryterium doboru składowych harmonicznych II przybliżenia fali Stokes'a przyjętej w modelowaniu podano w załączniku E.

Podstawowe dane pochodzące z przeprowadzonego w kanale falowym eksperymentu i wykorzystane w obliczeniach przedstawiono w Tablicy 7.4.

Tablica 7.4. Podstawowe dane eksperymentu wykorzystane w obliczeniach — IBW PAN 2010

PARAMETR	SYMBOL	WARTOŚĆ	JEDNOSTKA
Głębokość wody	h_0	0.35	[m]
Wysokość fali T1 / T3	H_{rms}	5.25 / 5.50	[cm]
Czas trwania falowania T1 / T3	T_w	180 / 180	[min]
Okres piku fali T1 / T3	T_p	2.0 / 2.0	[s]
Średnia prędkość prądu T1 / T3	u_0	1.8 / 1.7	[cm/s]
Średnica reprezentatywna ziaren osadu budującego dno	$d_{50}; d_{90}$	0.27 ; 0.42	[mm]
Gęstość osadu	ρ_s	2650	[kg/m ³]
Gęstość płynu	ρ_w	1000	[kg/m ³]
Porowatość osadu	n_p	0.4	[-]

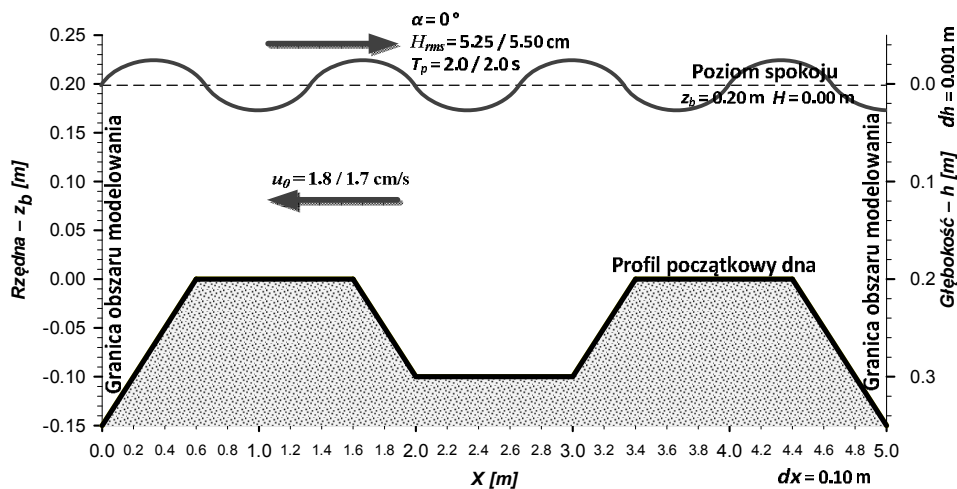
W modelowaniu matematycznym zmian batymetrii oraz zmian granulometrii rumowiska dennego uwzględniono strumień ruchu rumowiska związanego z falowaniem swobodnej powierzchni wody – odbywającego się w warstwie wleczenia i kontaktowej, jak również strumień w warstwie zewnętrznej – będący wynikiem działania prądu powrotnego.

7.2.3.2 Procedura obliczeniowa

Przestrzennej i czasowej dyskretyzacji numerycznej obszaru modelowania dokonano w sposób podobny do przypadku obliczeń przeprowadzonych dla testów „Test 1” oraz „Test 2”. W obliczeniach uwzględniono również rzeczywistą szerokość kanału falowego równą 0.6 m.

Początek przestrzennej siatki numerycznej w kierunku poziomym ustalono na odciętej $x = 0.0$ m, koniec zaś na odciętej $x = 5.0$ m (Rysunek 7.28). Założono 51 punktów obliczeniowych (włączając w to dwa punkty na granicach obszaru obliczeniowego), oddalonych od siebie o odległość równą długości kroku przestrzennego $\Delta x = 0.1$ m. Dla celów obliczeń objętościowego natężenia transportu rumowiska, granicę przedziału pionowego ustalono z jednej strony na głębokości $h = 0.18$ m, z drugiej zaś na głębokości $h = 0.35$ m. Wyodrębniony w ten sposób przedział podzielono na warstewki o miąższości $\Delta h = 0.001$ m, a następnie dla każdej z tych warstewek wyznaczono wielkości objętościowego natężenia transportu rumowiska. Obliczeń natężenia transportu osadu dokonywano w oparciu o trójwarstwowy model transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie (zob. Rozdział 4.2).

Z uwagi na niewielką zmienność rozkładów uziarnienia osadu występującą podczas eksperymentu na długości toru podejściowego (por. Rysunek 6.8), istota koncepcji warstwy mieszania, której miąższość wyznacza się z równania (5.31), odgrywa w takim wypadku pośrednią rolę. Wobec tego, a priori założono miąższość warstwy mieszania równą 3.5 cm (bez uwzględniania porowatości), z kolei zaproponowano, aby przyjąć $\Delta t = 120$ s jako długość kroku czasowego. Zwraca uwagę fakt, iż w niniejszym przypadku długość kroku czasowego pozostaje praktycznie bez wpływu na rezultat obliczeń zmian morfologii dna oraz zmian rozkładów uziarnienia osadu, lub też wpływ ten jest niewielki.



Rysunek 7.28. Dane wejściowe do obliczeń zmian batymetrii i zmian rozkładów uziarnienia rumowiska
— IBW PAN 2010

Na lewej granicy obszaru rozwiązania $x = 0.0$ m na głębokości wody $h_0 = 0.35$ m, dla transportu rumowiska odbywającego się w grzbiecie fali, gdy $U_{L_1}^+ > 0$ lub $q_x^+ > 0$, zadano warunek brzegowy $z_b(x=0, t) = z_{b(0)}(t) = -0.15$ m, dla czasu $t \geq 0$. Podobnie na prawym brzegu obszaru rozwiązania $x = 5.0$ m dla transportu rumowiska odbywającego się w czasie trwania doliny fali, gdy $U_{L_1}^- < 0$ lub $q_x^- < 0$, zadano warunek brzegowy $z_b(x=5, t) = z_{b(10)}(t) = -0.15$ m (co odpowiada głębokości wody $h_0 = 0.35$ m), dla czasu $t \geq 0$. Całkowity czas trwania symulacji w przypadku obu testów wynosił $T = 03:00$ h.

Z uwagi na wprowadzenie w niniejszej pracy dekompozycji transportu rumowiska na dwa kierunki, tj. transport w kierunku dobrzegowym, związany z fazą grzbietu fali oraz w kierunku odbrzegowym, związany z fazą doliny fali (tu dodatkowo z prądem powrotnym), to przebieg procedury obliczeniowej, polegającej m.in. na rozwiązaniu równania (4.38) opisującego zmiany batymetrii, przebiega dwuetapowo na każdym poziomie czasowym Δt .

W pierwszym etapie, na poziomie pierwszego kroku czasowego rozwiązuje się równanie (4.36) dla natężenia transportu rumowiska związanego z fazą grzbietu fali. Zadaje się jednocześnie warunek początkowy: $z_b(x, t) = z_b^{+(t=0)} = z_b^{(t=0)}$, przy czym funkcja $z_b^{(t=0)}$ opisuje początkowy profil batymetryczny toru podejściowego, oraz warunek brzegowy na brzegu lewym: $z_b(x=0, t) = z_{b(0)}(t) = -0.15$ m. Ponadto należy tu podkreślić, iż na brzegu prawym nie zadaje się żadnego warunku. Następnie z zależności (4.15) wyznacza się aktualną rzędną poziomu dna z_b .

W drugim etapie, na poziomie pierwszego kroku czasowego rozwiązuje się równanie (4.37) dla natężenia transportu rumowiska związanego z fazą doliny fali, z warunkiem początkowym: $z_b(x, t) = z_b^{-(t=0)} = z_b^{+(t=\Delta t)}$ będącym rozwiązaniem równania (4.36) otrzymanym w pierwszym etapie. W tym wypadku warunek brzegowy zadaje się na brzegu prawym: $z_b(x=5, t) = z_{b(10)}(t) = -0.15$ m, zaś na brzegu lewym nie zadaje się żadnego warunku. Korzystając z zależności (4.15) wyznacza się aktualną rzędną poziomu dna z_b .

W zależności od wystąpienia w danym punkcie obliczeniowym erozji lub akumulacji, z odpowiednich równań wybranych spośród: (5.28), (5.29), (5.30), (5.32), (5.33), wyznacza się nowy rozkład uziarnienia po czasie Δt , w chwili czasowej $(t + \Delta t)$ w nowej warstwie mieszaniny o miąższości $(h_m)_{j,k}$ opisanej równaniem (5.31).

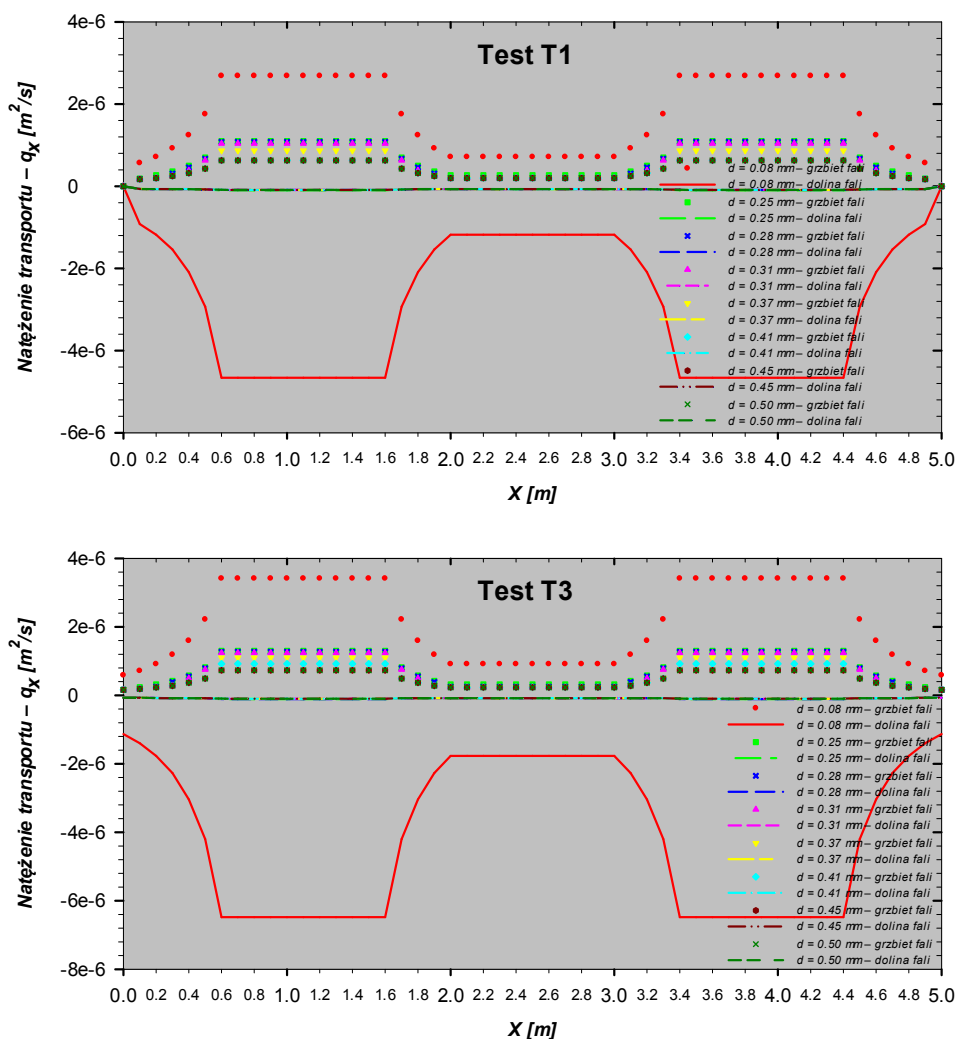
Następnie powtarza się obliczenia w kolejnym kroku czasowym $(t + \Delta t)$ a całość obliczeń dobiega końca z chwilą osiągnięcia końcowego czasu symulacji T .

Warto również nadmienić, iż w przeprowadzonym w wąskim kanale falowym eksperymencie nie występował prąd wzdłużbrzegowy. Taki stan rzeczy determinuje wprowadzenie w równaniach różnicowych (5.28) oraz (5.31) matematycznego uproszczenia polegającego na wyzerowaniu członów związanych z transportem wzdłużbrzegowym, tj. przyjęciu, że $(q_{0y})_{j,k} = (q_{0y})_{j,k-1} = 0$.

7.2.3.3 Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii dla jednorodnego rumowiska z wynikami pomiarów

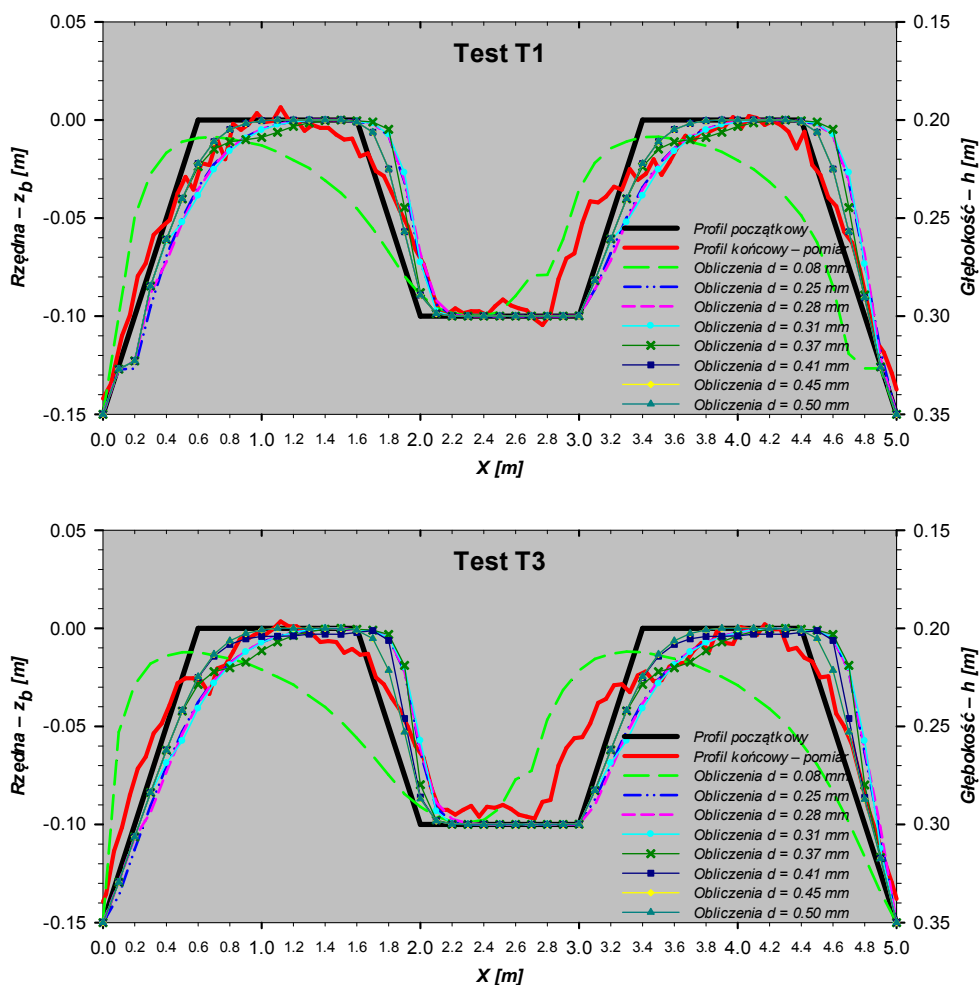
W obliczeniach zmian batymetrii przeprowadzonych w pierwszym etapie, założono jednorodność rumowiska dennego. Wykonano osiem testów obliczeniowych, oddzielnie dla każdej składowej frakcji osadu przyjętego do modelowania (zob. Rysunek 7.1 i Tablica 7.1), tj.: (i) $d = 0.08$ mm, (ii) $d = 0.25$ mm, (iii) $d = 0.28$ mm, (iv) $d = 0.31$ mm, (v) $d = 0.37$ mm, (vi) $d = 0.41$ mm, (vii) $d = 0.45$ mm, (viii) $d = 0.50$ mm.

Na Rysunku 7.29 zaprezentowano wyniki modelowania objętościowego natężenia transportu dla poszczególnych frakcji rumowiska w profilu początkowym dna, z podziałem na transport odbywający się w fazie grzbietu oraz doliny fali. Natomiast zmiany batymetrii toru podejściowego będące skutkiem zmian natężenia transportu jednorodnego rumowiska pokazano na Rysunku 7.30, na którym przedstawiono końcowe wyniki obliczeń na tle końcowych wyników pomiarów uśrednionych z dwóch profili podłużnych wyznaczonych w poprzek kanału falowego.



Rysunek 7.29. Wyniki modelowania objętościowego natężenia transportu rumowiska dla profilu początkowego dna i jednorodnego osadu, z uwzględnieniem podziału na transport w trakcie trwania grzbietu i doliny fali, test T1 i T3 — IBW PAN

2010



Rysunek 7.30. Porównanie wyników pomiarów końcowej zmiany batymetrii z wynikami modelowania dla jednorodnego rumowiska dla testów T1 i T3 — IBW PAN 2010

Analizując wyniki zaprezentowane na Rysunkach 7.29 i 7.30 można wskazać na dominację efektów związanych z fazą grzbietu fali, poza jednym przypadkiem. Dla wszystkich średnic, z wyjątkiem frakcji najdrobniejszej ($d = 0.08$ mm) transport odbywa się głównie w trakcie trwania grzbietu fali, przy czym transport w dolinie przyjmuje praktycznie zerowe wartości. Jedynie dla frakcji najdrobniejszej ($d = 0.08$ mm) natężenie transportu w fazie doliny fali jest znacznie większe, bo prawie dwukrotnie, niż w fazie grzbietu fali.

Wystąpienie takiej sytuacji można wytłumaczyć faktem oddziaływania prądu powrotnego na ruch rumowiska podczas eksperymentu, który pomimo swej niewielkiej prędkości znacząco wpływał na transport jedynie najdrobniejszej frakcji osadu.

Taki stan rzeczy przekłada się bezpośrednio na charakter i tempo przebudowy profilu dna. Kierunek migracji toru wodnego dla wszystkich frakcji z wyjątkiem najdrobniejszej, zgodny jest z kierunkiem propagacji fali. Dla frakcji $d = 0.08$ mm, kierunek migracji toru podejściowego okazuje się przeciwny, zgodny zaś z kierunkiem wypadkowej prędkości prądu, czyli z kierunkiem transportu odbywającego się w fazie doliny fali. Tempo zachodzących

zmian batymetrycznych jest wyraźnie szybsze niż w przypadku pozostałych frakcji, choć wzajemnie przeciwne są kierunki migracji profilu.

Obliczone dla wszystkich frakcji (z wyjątkiem najdrobniejszej) końcowe zmiany poziomu dna, okazują się być wzajemnie bardzo zbliżone, lecz różnią się od zmierzonych podczas eksperymentu, zarówno w przypadku testu T1, jak i T3. Największe różnice odnotowuje się na drugim z kolei (licząc od strony generatora falowania) „nawietrznym” skłonie w dolnej jego części, gdzie w wyniku przeprowadzonych obliczeń nie odwzorowano w sposób poprawny procesu akumulacji dna, związanej z oddziaływaniem prądu powrotnego. Najmniejsze różnice pomiędzy obliczeniami i pomiarami batymetrii uwidaczniają się w górnej części nawietrznych skłonów, gdzie występującą tam erozję dna potwierdzono obliczeniami przeprowadzonymi dla frakcji: $d = 0.25$ mm, $d = 0.28$ mm oraz $d = 0.37$ mm. Jednakże, w żadnym obliczeniowym przypadku nie uzyskano zadowalającej zgodności z wynikami pomiarów, choć rozbieżności nie są tak znaczne jak miało to miejsce w przypadku analogicznych obliczeń przeprowadzonych dla testów „Test 1” i „Test 2”.

7.2.3.4 Analiza wpływu procesu sortowania się rumowiska dennego na zmiany batymetrii

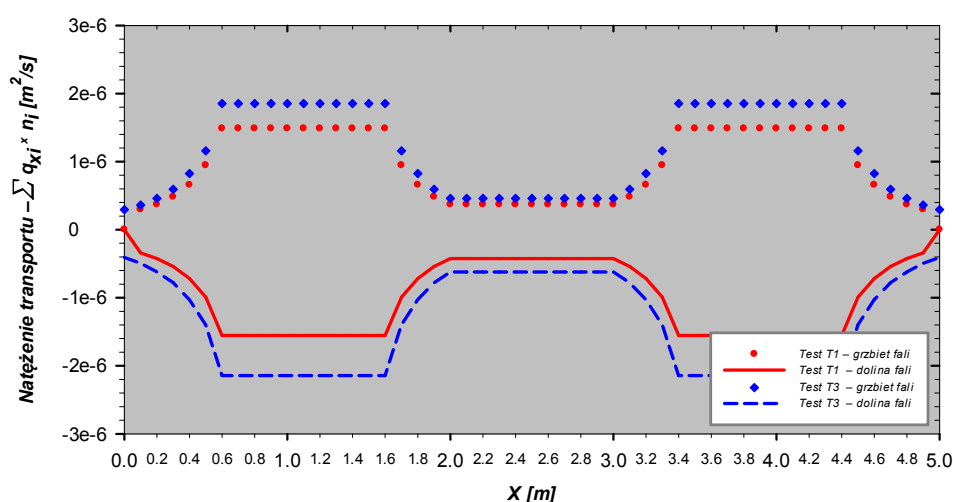
W modelowaniu zmian batymetrii przeprowadzonym w drugim etapie obliczeń, analizie poddano wpływ przestrzennej i czasowej zmienności uziarnienia rumowiska dennego na charakter i tempo transformacji profilu dna toru wodnego. Proces obliczeń prowadzono dwutorowo.

W pierwszej fazie w obliczeniach nie uwzględniano sortowania się rumowiska dennego, zatem założono, że dno zbudowane było z osadu o niezmiennej w czasie i przestrzeni zawartości procentowej poszczególnych frakcji w mieszaninie. Krzywą uziarnienia mieszaniny osadu, w której skład wchodzi poszczególne frakcje pokazano na Rysunku 7.1.

W drugiej fazie modelowania uwzględniano natomiast wpływ zmian zachodzących w rozkładach uziarnienia osadów powierzchniowych na proces ewolucji dna. Zmiany zachodzące w rozkładach uziarnienia są wynikiem zmienności natężenia transportu rumowiska. Wyniki modelowania sumarycznego objętościowego natężenia transportu rumowiska dennego dla testów T1 i T3 z podziałem na transport odbywający się w czasie trwania grzbietu oraz doliny fali w profilu początkowym dla rzeczywistego osadu pokazano na Rysunku 7.31. Wypadkowe natężenie transportu odniesiono do rzeczywistej szerokości kanału falowego równej 0.6 m a wyznaczono je, jako sumę iloczynu udziału procentowego danej frakcji w mieszaninie (n_i) i natężenia transportu odpowiadającego tej frakcji (q_{xi}).

Biorąc pod uwagę wyniki zaprezentowane na Rysunku 7.31 można zauważyć, że w obu testach – T1 i T3, natężenie transportu osadu odbywającego się w fazie doliny fali jest nieco większe niż w fazie grzbietu fali, co oznacza, że wypadkowy transport rumowiska

skierowany jest w kierunku odbrzegowym. Dzieje się tak na skutek oddziaływania prądu powrotnego, który z uwagi na swą niewielką wartość (zob. Tablica 7.2) zdolny jest transportować jedynie najdrobniejsze frakcje osadu (zob. Rysunek 7.29), a tych jest dość znaczna ilość (zob. Rysunek 7.1). Co więcej, sumaryczne wartości natężenia transportu rumowiska odbywającego się w czasie trwania grzbietu i doliny fali są praktycznie jednakowe. Taki symetryczny przestrzenny rozkład natężenia transportu w grzbiecie i dolinie fali charakterystyczny jest dla przypadku falowania sinusoidalnego. Nie należy się jednak spodziewać, że wyniki zmian batymetrycznych w niniejszym przypadku będą tożsame z wynikami, jakie otrzymano by dla fali sinusoidalnej, ponieważ jak pokazano na Rysunku 7.29, zdecydowanie różnią się między sobą natężenia transportu rumowiska jednorodnego w fazie grzbietu i doliny fali.

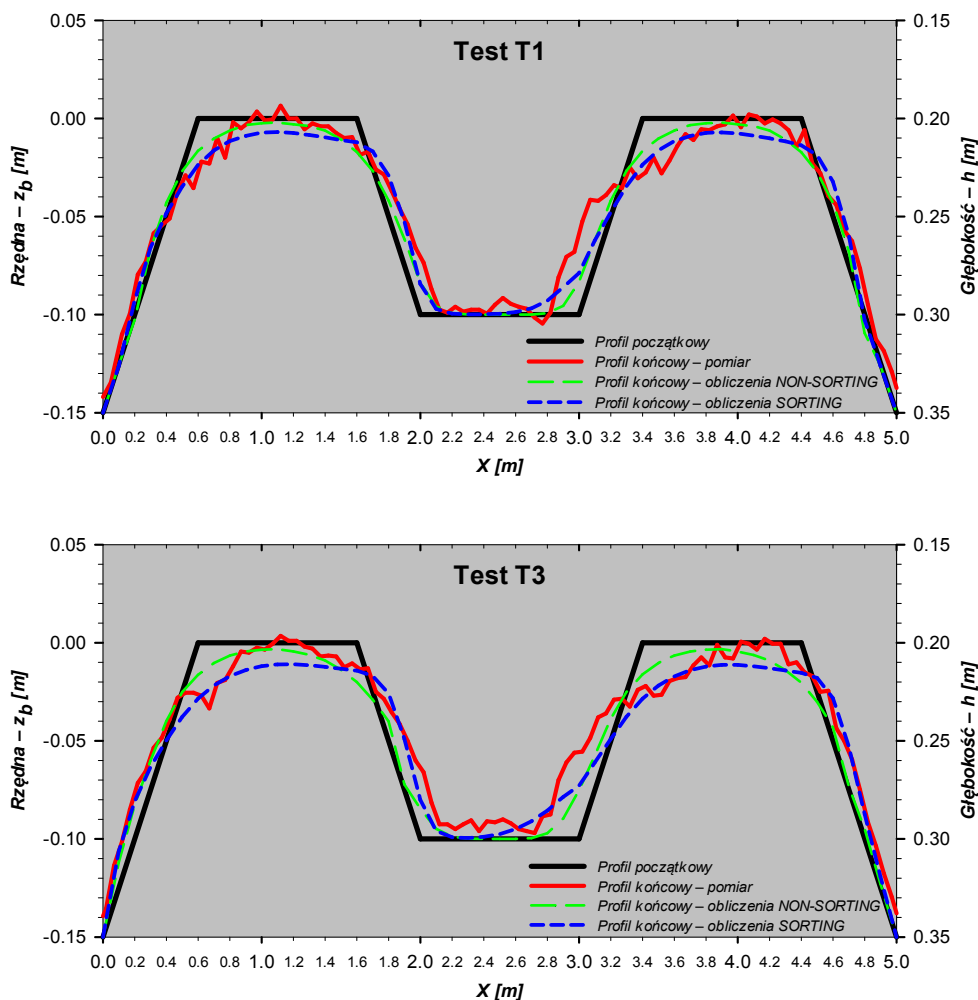


Rysunek 7.31. Wyniki modelowania sumarycznego objętościowego natężenia transportu rumowiska w trakcie trwania grzbietu i doliny fali dla profilu początkowego dna i rzeczywistego osadu, dla testów T1 i T3 — IBW PAN 2010

Argumentem na potwierdzenie powyższych rozważań mogą być rezultaty modelowania końcowych zmian morfologii dna przedstawione na Rysunku 7.32, na którym zaprezentowano wyniki dla dwóch wariantów obliczeń: (i) z uwzględnianiem wpływu sortowania się osadu na proces przebudowy dna – oznaczone na rysunku przez „SORTING”, (ii) z pominięciem wpływu sortowania się osadu na proces przebudowy dna – oznaczone na rysunku przez „NON-SORTING”.

Na podstawie analizy Rysunku 7.32 można zauważyć, że zarówno dla obliczeń przeprowadzonych w oparciu o teorię falowania opisywanego II przybliżeniem Stokes’a, jak i w przypadku pomiarów, wyniki zmian batymetrii nie odzwierciedlają wyników charakterystycznych dla falowania sinusoidalnego. W przypadku fali sinusoidalnej, w którym to natężenie transportu poszczególnych frakcji w fazie grzbietu fali równe jest co do wartości transportowi w fazie doliny fali, obserwowano by symetryczne rozmycia skłónów. Takich symetrycznych rozmyć nie zauważa się w rezultatach zaprezentowanych na Rysunku 7.32. Jak już wcześniej wspomniano, niesymetryczne rozmycie skłónów związane

jest przypuszczalnie z transformacją (asymetrią) fali i jednoczesnym oddziaływaniem prądu powrotnego.



Rysunek 7.32. Porównanie wyników modelowania końcowej zmiany batymetrii dla rzeczywistego osadu z wynikami pomiarów, dla testów T1 i T3 — IBW PAN 2010

W przypadku dwóch przeprowadzonych wariantów obliczeń („SORTING” oraz „NON-SORTING”) końcowych zmian batymetrii, których wyniki przedstawiono na Rysunku 7.32, obserwuje się dość zbliżone do siebie rezultaty zarówno dla testu pomiarowego T1, jak i T3. Te wzajemnie zbliżone do siebie końcowe kształty profili batymetrycznych wynika najprawdopodobniej z faktu niewielkiej zmienności odnotowanej w zmierzonych rozkładach granulometrycznych na długości toru wodnego (Rysunek 6.8).

Dla dwóch testów pomiarowych T1 i T3, w przypadku wariantu „NON-SORTING” lepszą zgodność wyników obliczeń z pomiarami obserwuje się jedynie w górnych obszarach skłonów zawietrznych (położonych od strony wygaszacza fal), gdzie w dość dokładny sposób odwzorowano proces erozji, oraz środkowych obszarach obu „garbów”, gdzie zmiany poziomu dna były niewielkie. W pozostałych obszarach znacznie dokładniejsze odzwierciedlenie rezultatów otrzymanych z pomiarów batymetrii uzyskano dla wariantu obliczeniowego

„SORTING”, uwzględniającego wpływ zmienności granulometrii rumowiska dennego na proces przebudowy dna.

Mając na uwadze występujące podczas eksperymentu warunki falowo-prądowe (z dobrzegowym kierunkiem wypadkowego prądu) z ewidentnym dwukierunkowym (zbliżonym co do wartości natężeniem transportu w fazie grzbietu i doliny fali) transportem rumowiska, można wprowadzić pojęcie wypadkowego transportu, które w niniejszym przypadku oznaczać będzie różnicę transportów w punktach $j-1$, j oraz $j+1$. Zatem, wypadkowy transport wyznaczony w punkcie j w górnych obszarach skłonów zarówno nawietrznych (położonych od strony generatora falowania), jak i zawietrznych (położonych od strony wygaszacza fal) przyjmuje wartości dodatnie, co oznacza zwiększenie głębokości, a tym samym erozję dna (Rysunek 7.32). Odmienną sytuację odnotowuje się w dolnych obszarach skłonów, gdzie wypadkowy transport przyjmuje wartości mniejsze od zera, co z kolei wskazuje na zmniejszenie głębokości, czyli akumulację rumowiska.

7.2.3.5 Analiza zmian granulometrycznych rumowiska dennego

Wobec zaobserwowanej uprzednio nieznacznej zmienności zachodzącej w zmierzonych rozkładach uziarnienia na długości toru wodnego (Rysunek 6.8) oraz chęci czytelnego zaprezentowania wyników obliczeń oraz pomiarów, średnice osadu zestawiono w trzy zasadnicze grupy:

- frakcje drobne – zawierające średnice: $d = 0.08$, $d = 0.25$ i $d = 0.28$ mm,
- frakcje średnie – zawierające średnice: $d = 0.37$, $d = 0.41$ mm,
- frakcje grube – zawierające średnice: $d = 0.45$, $d = 0.50$ mm,

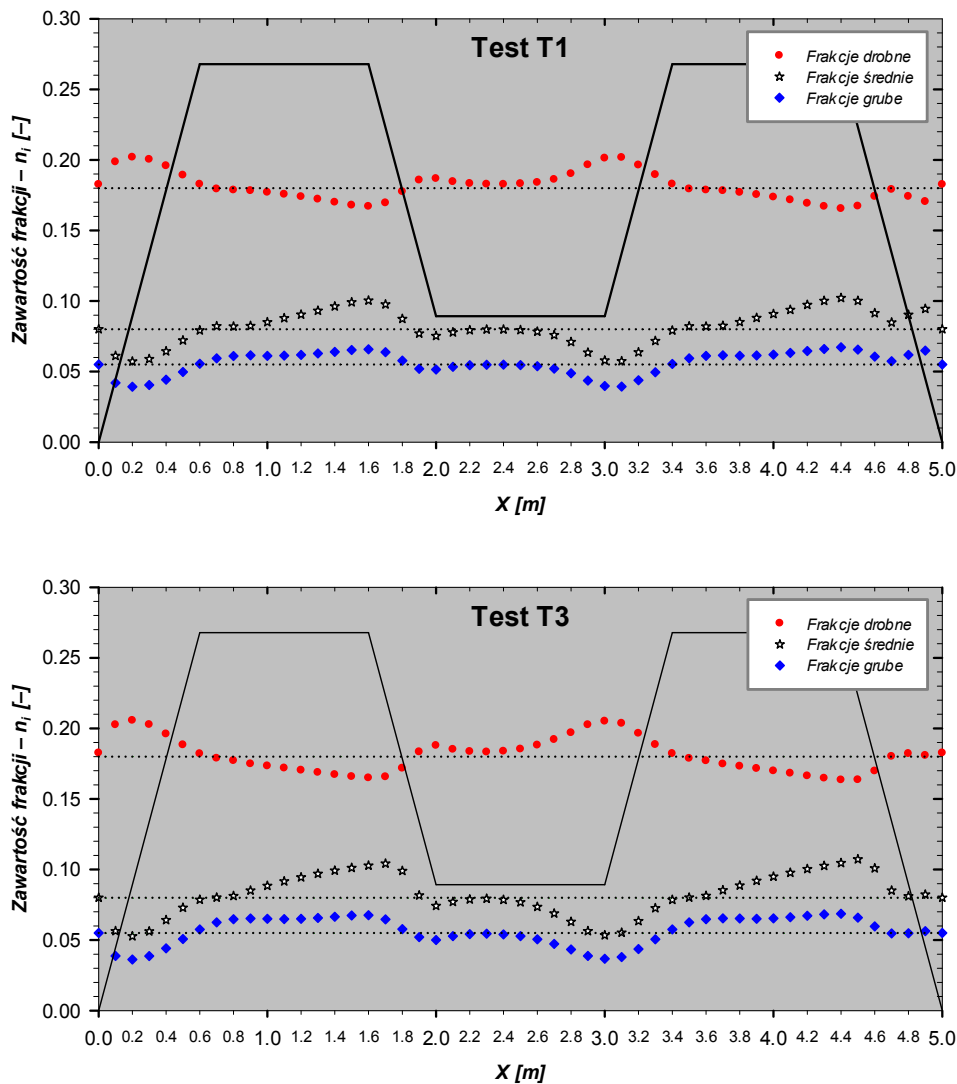
dla każdej z grup wyznaczając średnie wartości z udziałów procentowych poszczególnych frakcji osadu wchodzących w skład danej grupy. Należy zauważyć, iż w takim wypadku zsumowane dla trzech grup średnie wartości udziałów procentowych nie będą równe 100%.

Obliczone zmiany granulometryczne rumowiska wyznaczone dla końcowego profilu batymetrycznego pokazano na Rysunku 7.33, gdzie dodatkowo cienkimi kropkowanymi liniami oznaczono początkowe (wejściowe) udziały procentowe frakcji drobnych, średnich oraz grubych.

Zasadniczo, z uwagi na niewielkie wymuszenia hydrodynamiczne występujące podczas eksperymentów ($0.05 \leq \Theta_{2.5} \leq 0.09$) transportowane były przede wszystkim frakcje drobne (zob. Rysunek 7.29). W takiej sytuacji, w wyniku transportu najdrobniejszych frakcji (przy braku transportu pozostałych frakcji) obserwuje się wzrosty lub spadki procentowych udziałów wszystkich frakcji w mieszaninie, w zależności od wystąpienia erozji bądź akumulacji dna.

Poddając jednoczesnej analizie końcowe wyniki zmian batymetrii przedstawione na Rysunku 7.32 i odpowiadające im zmiany granulometrii rumowiska dennego

(Rysunek 7.33), można zauważyć, że w obszarach erozyjnych, tj. w górnych obszarach skłonów, gdzie intensywność transportu frakcji drobnych jest największa, wypadkowy transport frakcji drobnych skierowany jest w stronę dolnych obszarów skłonów powodując tym samym pogrubienie materiału dennego w obszarach erozyjnych. W miejscach akumulacyjnych uwiadcza się wówczas wzrostowa tendencja udziałów procentowych frakcji drobnych, przeciwnie zaś spadkowa frakcji średnich i grubych. W szczególności drobny materiał zalega w większości w miejscach akumulacyjnych występujących na nawietrznych skłonach toru, co ma bezpośredni związek z oddziaływaniem prądu powrotnego.



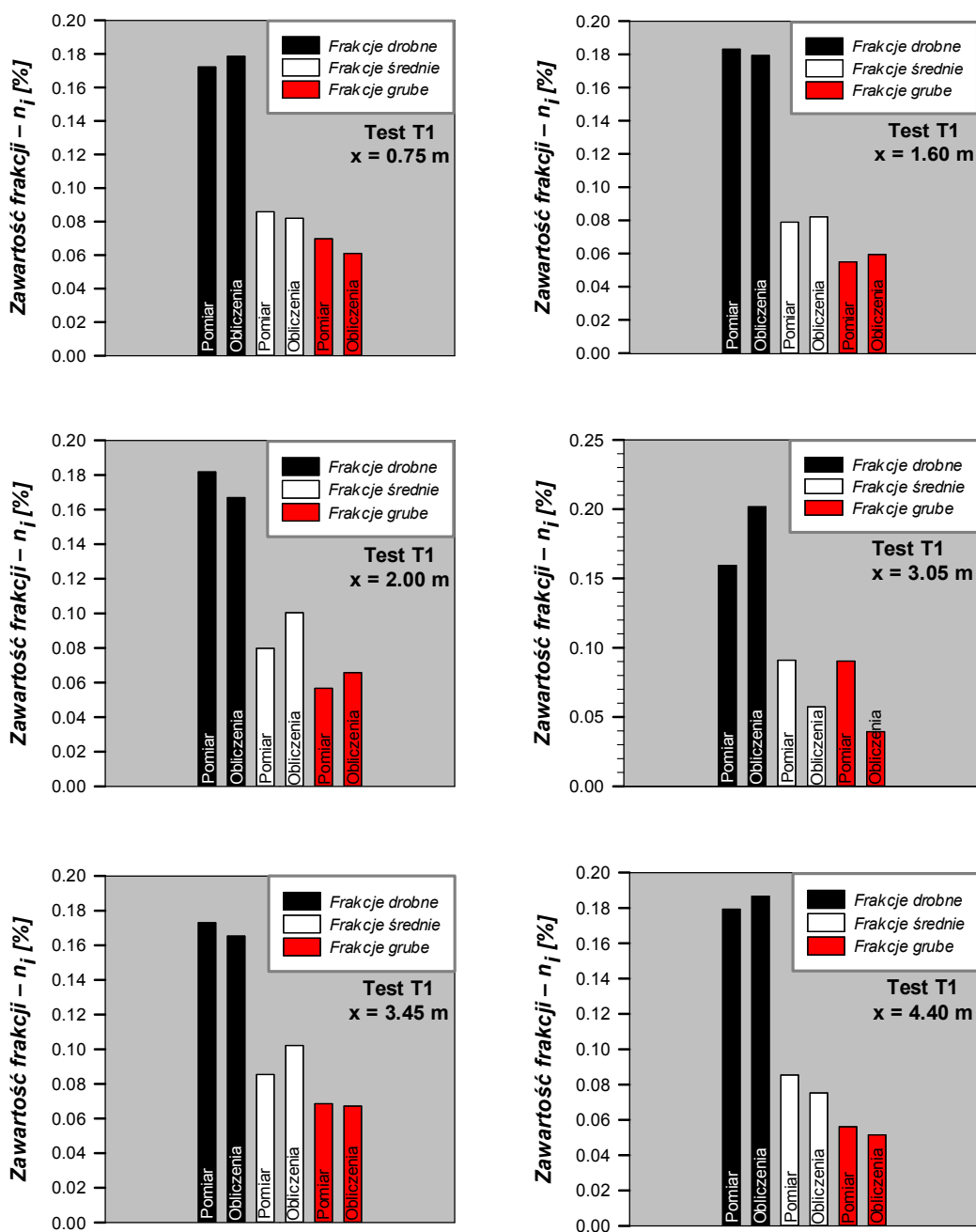
Rysunek 7.33. Wyniki modelowania końcowych zmian granulometrii rumowiska dennego dla testów T1 i T3 — IBW PAN 2010

Wiedząc, że warunki hydrodynamiczne panujące podczas testów pomiarowych T1 i T3 były bardzo podobne, należało również oczekiwać podobieństwa w wynikach zarówno przestrzennych i czasowych zmian batymetrii, jak i zmian granulometrycznych rumowiska.

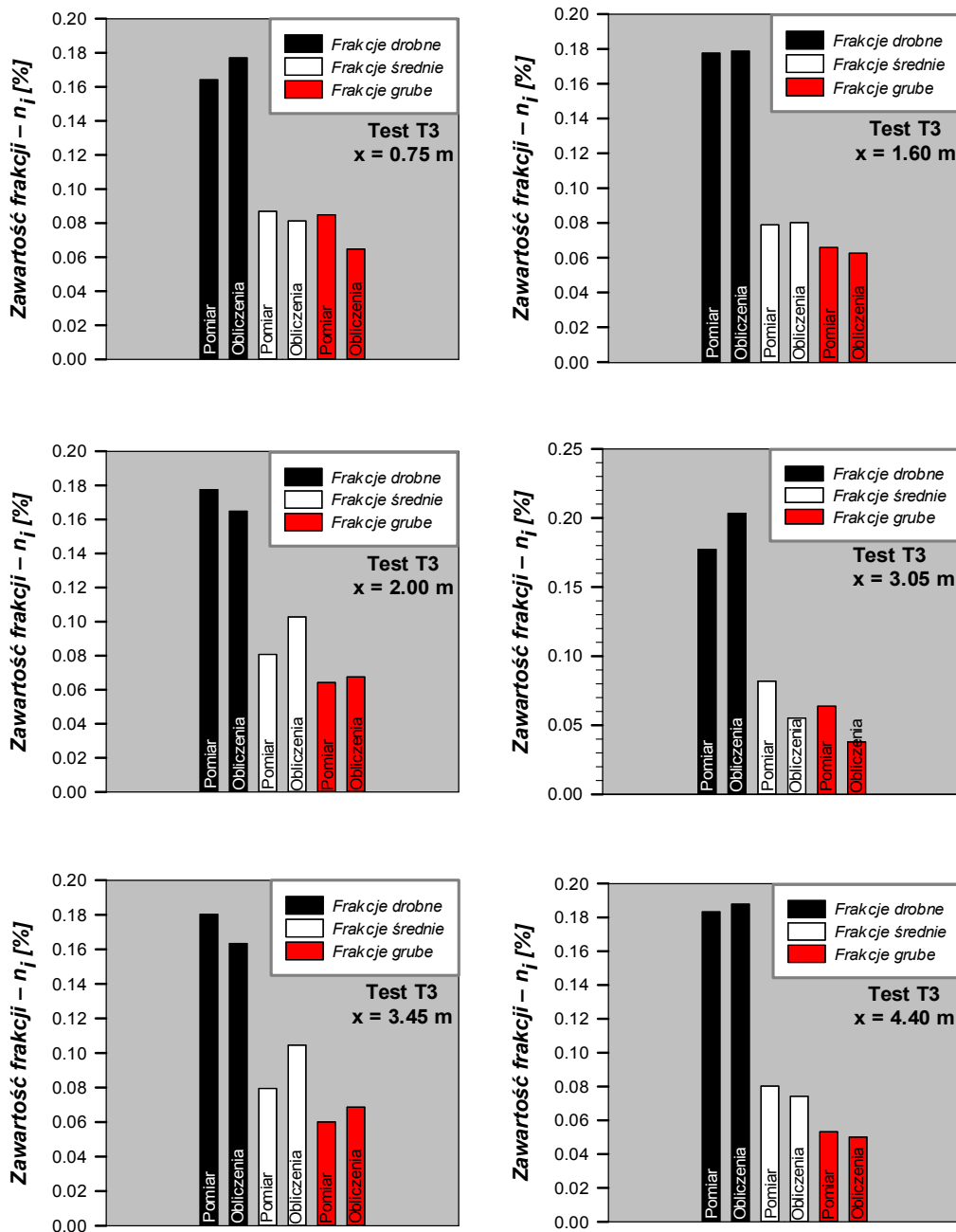
Biorąc więc pod uwagę końcowe wyniki zmian uziarnienia przedstawione na Rysunku 7.33, można stwierdzić, że dla obu przeprowadzonych testów T1 oraz T3 rezultaty obliczeń są bardzo zbliżone. Ponadto, niewielką zmienności udziałów procentowych

frakcji odnotowaną w zmierzonych rozkładach uziarnienia na długości modelu (Rysunek 6.8) potwierdzono w wyniku przeprowadzonych obliczeń, uzyskując również nieznaczne odchylenia zawartości procentowych poszczególnych frakcji.

Dodatkowo na dowód tego, na Rysunkach 7.34 i 7.35 przedstawiono porównanie wyników modelowania końcowych zmian granulometrii rumowiska dennego z wynikami pomiarów w wybranych punktach na długości toru podejściowego, odpowiednio dla testu T1 oraz T3. Wybór punktów dotyczył charakterystycznych miejsc profilu podłużnego, tzn. takich gdzie obserwowano wyraźną erozję bądź akumulację dna.



Rysunek 7.34. Porównanie wyników modelowania końcowych zmian granulometrii rumowiska dennego z wynikami pomiarów w wybranych punktach na długości toru podejściowego, dla testu T1 — IBW PAN 2010



Rysunek 7.35. Porównanie wyników modelowania końcowych zmian granulometrii rumowiska dennego z wynikami pomiarów w wybranych punktach na długości toru podejściowego, dla testu T3 — IBW PAN 2010

Analizując końcowe zmiany granulometrii rumowiska zaprezentowane na Rysunkach 7.33, 7.34 i 7.35 można dostrzec bardzo dobrą zgodność wyników obliczeń z wynikami pomiarów, w szczególności w miejscach, w których otrzymano najlepszą zgodność wyników obliczeń zmian batymetrii z rezultatami pomiarów. Największą rozbieżność wyników obserwuje się w obszarze akumulacyjnym drugiego z kolei stoku nawietrznego (licząc od strony generatora fal), gdzie w obliczeniach batymetrii niezbyt dokładnie odwzorowano zmierzony końcowy profil dna. Najprawdopodobniej przyczyną takiego stanu

rzeczy był zbyt krótki czas trwania testów pomiarowych w porównaniu z panującymi warunkami hydrodynamicznymi.

Niemniej jednak, wyniki obliczeń uzyskanych dla poszczególnych grup frakcji osadu oscylują wokół tych z pomiarów, a różnice w wynikach nie są znaczne. Mimo wszystko wyniki modelowania w pełni oddają ogólną tendencję wzrostów/spadków poszczególnych grup frakcji rumowiska dennego.

7.2.3.6 Wnioski

Na podstawie przeprowadzonej w rozdziale 7.2.3 dyskusji dotyczącej porównania wyników obliczeń zmian batymetrii oraz zmian rozkładów uziarnienia osadów z wynikami własnych badań laboratoryjnych można wyciągnąć poniższe wnioski:

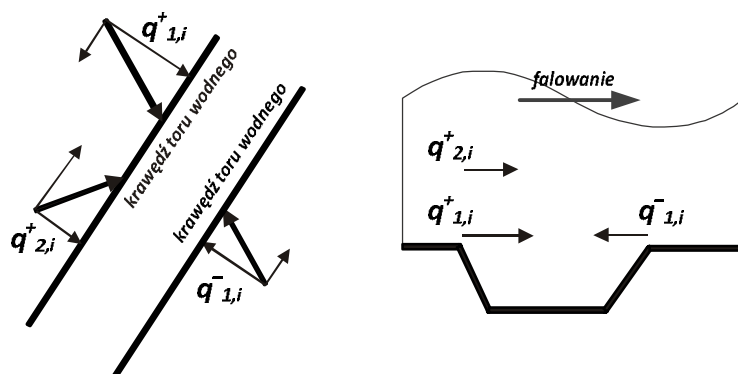
- Występujący podczas eksperymentu prąd powrotny znacząco wpływał na transport jedynie najdrobniejszej frakcji osadu;
 - W przypadku obliczeń prowadzonych dla jednorodnego rumowiska kierunek migracji toru wodnego dla wszystkich frakcji z wyjątkiem najdrobniejszej zgodny jest z kierunkiem propagacji fali;
 - W przypadku obliczeń prowadzonych dla jednorodnego rumowiska, obliczone dla wszystkich frakcji (z wyjątkiem najdrobniejszej) końcowe zmiany poziomu dna są bardzo zbliżone, lecz różnią się od zmierzonych podczas eksperymentu;
 - Sumaryczne natężenie transportu odbywającego się w fazie doliny fali wyznaczone dla rzeczywistego osadu jest nieco większe niż w fazie grzbietu fali, co oznacza, że wypadkowy transport rumowiska skierowany jest w kierunku przeciwnym do kierunku propagacji fali;
 - W przypadku dwóch przeprowadzonych wariantów obliczeń (z uwzględnieniem sortowania się rumowiska i bez) końcowych zmian batymetrii zaobserwowano dość zbliżone do siebie rezultaty;
 - Te wzajemnie zbliżenie do siebie końcowych kształtów profili batymetrycznych wynika najprawdopodobniej z faktu niewielkiej zmienności odnotowanej w zmierzonych rozkładach granulometrycznych;
 - Mimo wszystko zwraca się uwagę na istotę procesu sortowania się rumowiska dennego i jego znaczący wpływ na tempo i charakter zmian zachodzących podczas transformacji dna;
 - Z uwagi na niewielkie wymuszenia hydrodynamiczne występujące podczas eksperymentów, transportowane były przede wszystkim frakcje drobne;
-

- Zmienność granulometrii rumowiska dennego jest wynikiem transportu najdrobniejszych frakcji;
 - Zarówno rezultaty przeprowadzonych obliczeń, jak i wyniki otrzymane z pomiarów wykazały, iż w przypadku panujących podczas eksperymentu warunków falowo-prądowych (z wypadkowym prądem zorientowanym w kierunku dobrzegowym), w obszarach akumulacyjnych dochodzi do wzrostu udziałów procentowych frakcji drobnych, zaś w obszarach erozyjnych obserwuje się pogrubienie materiału dennego;
 - Drobnny materiał zalega szczególnie w miejscach akumulacyjnych, występujących na „nawietrznych” skłonach toru, co ma bezpośredni związek z oddziaływaniem prądu powrotnego;
 - Nieznaczną zmienności udziałów procentowych frakcji odnotowaną w zmierzonych rozkładach uziarnienia na długości modelu potwierdzono w wyniku przeprowadzonych obliczeń;
 - Uzyskano bardzo dobrą zgodność wyników obliczeń zmian granulometrii rumowiska z wynikami pomiarów w szczególności w miejscach, w których otrzymano najlepszą zgodność wyników obliczeń zmian batymetrii z rezultatami pomiarów;
 - Przedstawione wyniki obliczeń zmian morfologii dna prowadzonych z wykorzystaniem autorskiego modelu matematycznego znalazły swe odbicie w wynikach uzyskanych z przeprowadzonego eksperymentu laboratoryjnego;
 - Uzyskano satysfakcjonujący poziom zgodności rezultatów dla przypadku, w którym w obliczeniach uwzględniano niejednorodność granulometryczną rumowiska dennego oraz zachodzące pod wpływem różnic natężenia transportu zmiany w rozkładach uziarnienia w czasie i przestrzeni.
-

8 MOŻLIWOŚCI APLIKACYJNE W NATURZE

8.1 Adaptacja procedury obliczeniowej do warunków rzeczywistych

Obliczenia prezentujące możliwości wykorzystania własnego modelu matematycznego do analizy zapiaszczania torów podejściowych do portów w warunkach naturalnych przeprowadzono w następstwie odpowiedniego zaadaptowania modelu. Ponieważ w głównej mierze obliczenia dotyczyły ilości zatrzymywanego w torze wodnym rumowiska, to podczas modelowania można było zaniechać wyznaczania dokładnych zmian rzędnych dna i prowadzić obliczenia jedynie wzdłuż dwóch krawędzi toru podejściowego, tj. od strony wewnętrznej i zewnętrznej (zob. Rysunek 8.1).



Rysunek 8.1. Schemat natężenia transportu i -tej frakcji osadu na krawędziach toru wodnego w grzbiecie i dolinie fali

W rezultacie przeprowadzonych obliczeń uzyskiwano:

- natężenie transportu i -tej frakcji w warstwie wleczenia w fazie grzbiecia fali ($q_{b,i}^+$),
- natężenie transportu i -tej frakcji w warstwie wleczenia w fazie doliny fali ($q_{b,i}^-$),
- natężenie transportu i -tej frakcji w warstwie kontaktowej w fazie grzbiecia fali ($q_{c,i}^+$),
- natężenie transportu i -tej frakcji w warstwie kontaktowej w fazie doliny fali ($q_{c,i}^-$),
- natężenie transportu i -tej frakcji w fazie grzbiecia fali ($q_{1,i}^+$)

$$q_{1,i}^+ = q_{b,i}^+ + q_{c,i}^+ \quad (8.1)$$

- natężenie transportu i -tej frakcji w fazie doliny fali ($q_{1,i}^-$)

$$q_{1,i}^- = q_{b,i}^- + q_{c,i}^- \quad (8.2)$$

- natężenie transportu i -tej frakcji osadów zawieszonych pod wpływem wypadkowego prądu (odbrzegowego i wzdłużbrzegowego) w warstwie zewnętrznej ($q_{2,i}^+$).

Jak przedstawiono na Rysunku 8.1, na krawędzi nawietrznej (odprądowej) toru podejściowego, osady transportowane są w fazie grzbietu fali w warstwie wleczenia i kontaktowej oraz w warstwie zewnętrznej pod wpływem wypadkowego prądu. Na krawędzi zawietrznej (podprądowej) osady transportowane są jedynie w fazie doliny fali w warstwie wleczenia i kontaktowej.

Powyższe wyniki wykorzystano do obliczeń ilości transportowanego rumowiska oraz określenia zmian składu granulometrycznego osadu zatrzymywanego w torze wodnym. Znając bowiem wielkości natężenia transportu poszczególnych frakcji osadu zarówno w warstwie wleczenia, jak i kontaktowej oraz zewnętrznej – w której osad znajduje się w stanie zawieszonym – można określić ilość transportowanego materiału wzdłuż obu krawędzi toru podejściowego. W obliczeniach należało uwzględnić wzajemne usytuowanie toru podejściowego i profilu poprzecznego brzegu oraz kąt podchodzenia fali do brzegu wzdłuż krawędzi toru.

Zmiany składu granulometrycznego osadu zatrzymywanego w torze wodnym po stronie nawietrznej można wyznaczyć z równania:

$$n_{i,naw} = \frac{q_{1,i}^+ + q_{2,i}^+}{\sum_i (q_{1,i}^+ + q_{2,i}^+)} = \frac{q_{1,i}^+ + q_{2,i}^+}{q_1^+ + q_2^+} \quad (8.3)$$

i analogicznie dla strony zawietrznej:

$$n_{i,zaw} = \frac{q_{1,i}^-}{\sum_i q_{1,i}^-} \quad (8.4)$$

Ilość osadów zapiaszczających z obu stron tor wodny na odcinku o długości L w danym okresie czasu Δt , można obliczyć według wzoru:

$$Q = \sum_i (q_{1,i}^+ + q_{2,i}^+ + q_{1,i}^-) \cdot \Delta t \cdot L \quad (8.5)$$

natomiast ich rozkład uziarnienia wyznacza się z zależności:

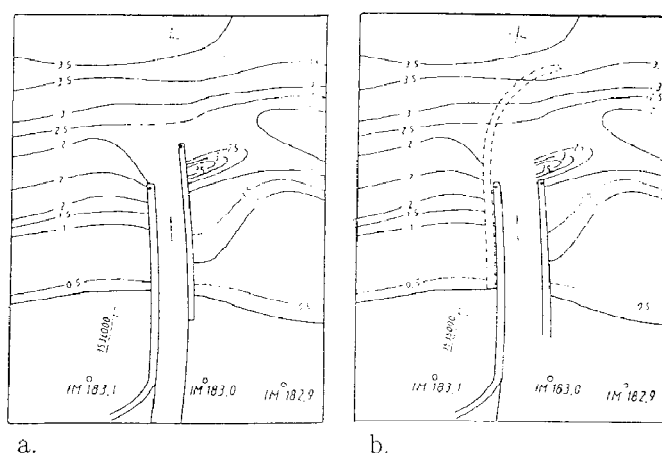
$$n_i = \frac{Q_i}{Q} \quad (8.6)$$

8.2 Analiza zapiaszczania toru wodnego Portu Łeba

Miasto Łeba leży przy ujściu rzeki Łeby nad Morzem Bałtyckim. Jest to obszar mierzejowy leżący pomiędzy jeziorami przybrzeżnymi Sarbsko i Łebsko z licznymi wydmi nadmorskimi. Miejscowość zajmuje odcinek wybrzeża od około 181.5 km do około 185.0 km.



Fotografia 8.1. Widok Portu w Łebie po przebudowie Falochronu Zachodniego (<http://www.ad1894.pl/leba/> – 27.08.2012)



Rysunek 8.2. Układ falochronów portowych w Łebie, a) falochron wybudowany na przełomie wieków XIX i XX, b) falochron z lat siedemdziesiątych oraz nowo projektowany zachodni (linia kreskowana) (Kaczmarek i inni, 1996)

W latach 1998–2003 przebudowano układ falochronów portowych w Łebie w związku z koniecznością zwiększenia bezpieczeństwa jednostek rybackich i jachtów. Wcześniejszy układ zabudowy portu nie spełniał warunku dostatecznego zabezpieczenia przed falowaniem. Obydwa zewnętrzne falochrony były ułożone równolegle względem siebie i wysunięte w morze na jednakową odległość (Rysunek 8.2). Taki układ tworzył otwarte wejście dla fal, które wnikały do kanału wewnętrznego portu pod wpływem oddziaływania wiatrów pochodzących z kierunków odmorskich. Znając częstość występowania wiatrów, które tworzyły falowanie uciążliwe dla portu oraz uwzględniając stan techniczny budowli, podjęto decyzję o zmianie układu wejścia poprzez krzywoliniowe wydłużenie Falochronu Zachodniego (Fotografia 8.1),

przy czym kształt podyktowany został potrzebą zwiększenia funkcji osłonowych falochronu oraz głębokości w kanale wejściowym do 5 m.

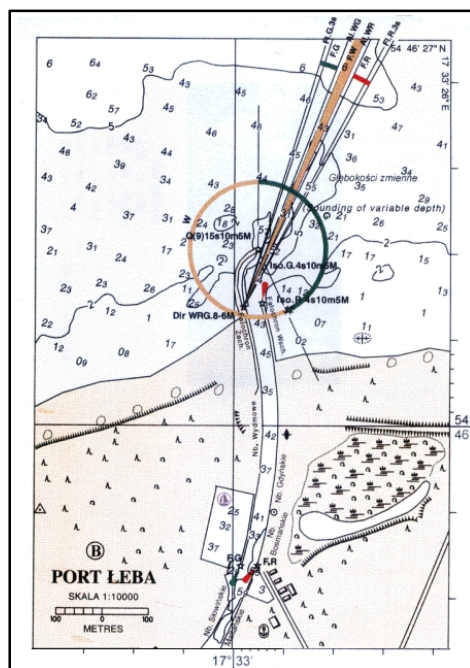
Dno morskie w analizowanym rejonie na odcinku wokół portu w Łebie charakteryzuje się profilem wielorewowym, składającym się z 4 ÷ 5 rew. Położenie rew zmienia się zarówno wzdłuż brzegu, jak i w czasie. Występują one w miejscach lokalnych wypłyceń. W rejonie Łeby położenie rew po wschodniej i zachodniej stronie portu mało się od siebie różni (Kaczmarek i inni, 1996). W odległości 50 ÷ 60 m od linii brzegowej pojawia się pierwsza, najmniej stabilna rewa. Rewy II i III są stale występującymi rewami o wyraźnym i stromym grzbiecie, przekopywane w czasie pogłębiania toru podejściowego. Rewa IV jest formą spłaszczoną, mało wyraźną i o dużej mobilności. Ostatnia rewa (V) jest formą w miarę stabilną i charakteryzującą się znacznymi rozmiarami. Spełnia ona rolę zasobnika gromadzącego osad przemieszczający się luźno w kierunku wzdłuż-, jak i do- lub odbrzegowym.

8.2.1 Warunki hydro- i litodynamiczne

Warunki wiatrowe w Łebie oparte zostały na danych dotyczących okresu lat 1951–1978 (zob. Kaczmarek i inni, 1996; Kaczmarek i inni, 1997). Z uzyskanych rozkładów prawdopodobieństwa wyliczono częstość występowania wiatru w czterech klasach prędkości. Obliczenia parametrów fali wiatrowej w głębokowodnym punkcie wykonano metodą Kryłowa. Obliczone zostały: średnie wysokości fali \bar{H}_w , azymut jej kierunku φ i średni okres fali \bar{T} falowania głębokowodnego, generowanego wiatrami sztormowymi pochodzącymi z kierunków odmorskich w czterech klasach prędkości. Wyniki obliczeń przedstawiono Tablicy 8.1.

Parametry rumowiska zaczerpnięto z pracy Analiza granulometryczna... (1998). Wyniki analizy sitowej osadu przedstawiono w Tablicy 8.2. Skład granulometryczny pobranego osadu stanowią piaski drobnoziarniste z niewielką domieszką piasków średnioziarnistych.

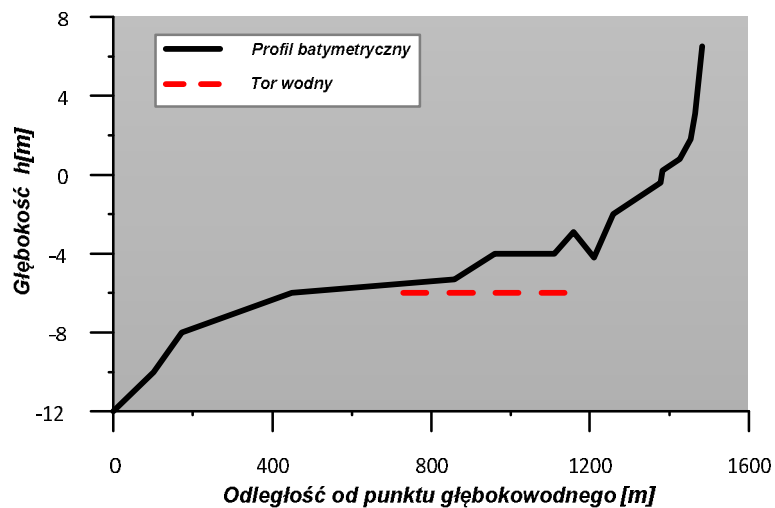
Plan sytuacyjny toru wodnego w Łebie pokazano na Rysunku 8.3, natomiast schemat położenia toru wodnego przyjęty do obliczeń przedstawiono na Rysunku 8.4. Założono następujące wymiary toru wodnego: głębokość toru wodnego – 6.0 m, szerokość dna – 50.0 m. Przyjęty w pracy profil batymetryczny z okolic portu w Łebie, pokazano na Rysunku 8.5 (Kaczmarek i Sawczyński, 2007; Kaczmarek i Sawczyński, 2008).



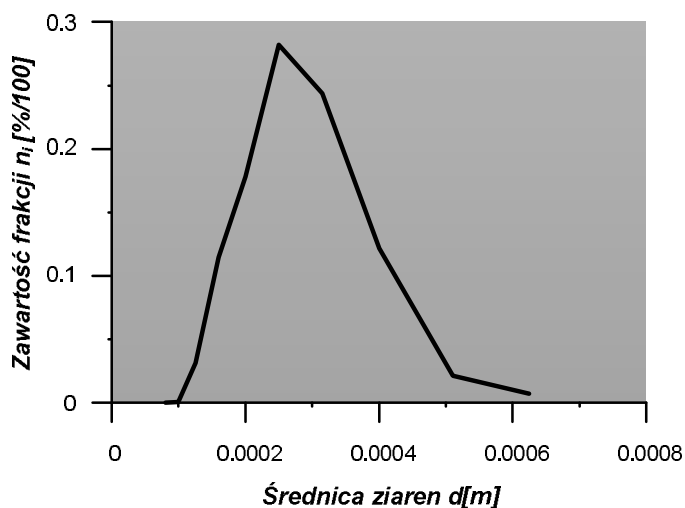
Rysunek 8.3. Plan sytuacyjny toru wodnego w Łebie (<http://www.port.leba.eu/content/view/3/15/>-12.12.2012)



Rysunek 8.4. Schemat położenia toru wodnego

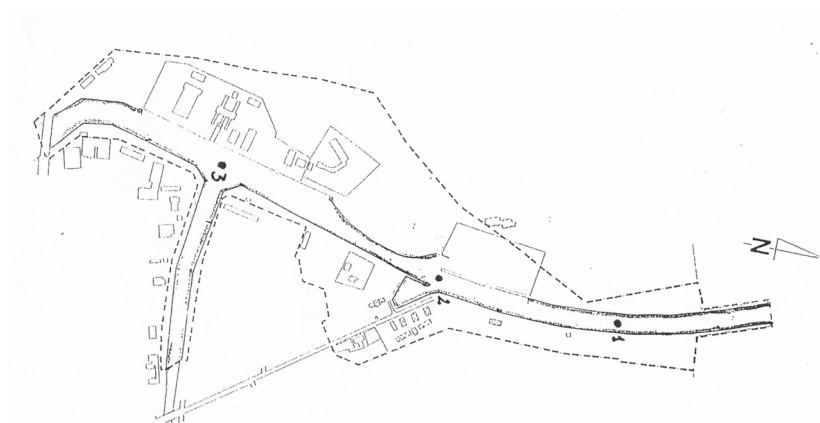


Rysunek 8.5. Profil batymetryczny w rejonie Łeby z uwzględnieniem toru wodnego



Rysunek 8.6. Rozkład granulometryczny osadu przyjęty do obliczeń

W obliczeniach przyjęto rozkład uziarnienia osadu (Rysunek 8.6) pobranego z miejsca oznaczonego, jako „k10” (Tablica 8.2). Jest to rozkład osadu pobranego na górnej krawędzi toru wodnego (Zdunek, 2006). Ponadto, do porównań z rezultatami obliczeń wykorzystano wyniki analiz sitowych trzech próbek osadu pobranych w 2003 roku wewnątrz kanału portowego i oznaczonych, jako „nr 1”, „nr 2” i „nr 3” (Rysunek 8.7).

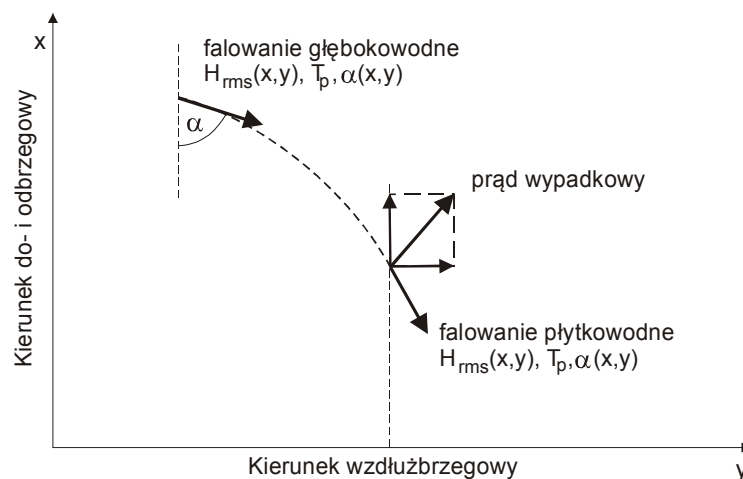


Rysunek 8.7. Lokalizacja stanowiska poboru prób osadów powierzchniowych w porcie Łeba (24.04.2003 r.) (Dubrawski, 2003)

8.2.2 Procedura obliczeniowa

W celu wyznaczenia parametrów transformacji falowania oraz parametrów prądowych wykorzystano program *CROSMOR*. Program *CROSMOR*, opracowany na Uniwersytecie w Utrechcie przez zespół pod kierunkiem prof. Leo van Rijna i dr Barta Grasmeijera, pozwala na wyznaczenie transformacji falowania w profilu poprzecznym brzegu, opisywanej parametrami, z których najważniejsze są: średniokwadratowa wysokość fali (H_{rms}), kąt nabiegania fali (α) (Rysunek 8.8) oraz uśrednione po głębokości prędkości prądu odbrzegowego i wzdłużbrzegowego.

Uzyskane z oprogramowania *CROSMOR* parametry falowania oraz prądów, wykorzystano następnie, jako dane wejściowe do trójwarstwowego modelu transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie (zob. Rozdział 4.2). W wyniku obliczeń przeprowadzonych z wykorzystaniem niniejszego modelu uzyskano wartości natężenia transportu rumowiska dla poszczególnych frakcji osadu w trzech warstwach, tj. warstwie wleczenia, cienkiej warstwie kontaktowej nad dnem oraz w warstwie zewnętrznej.



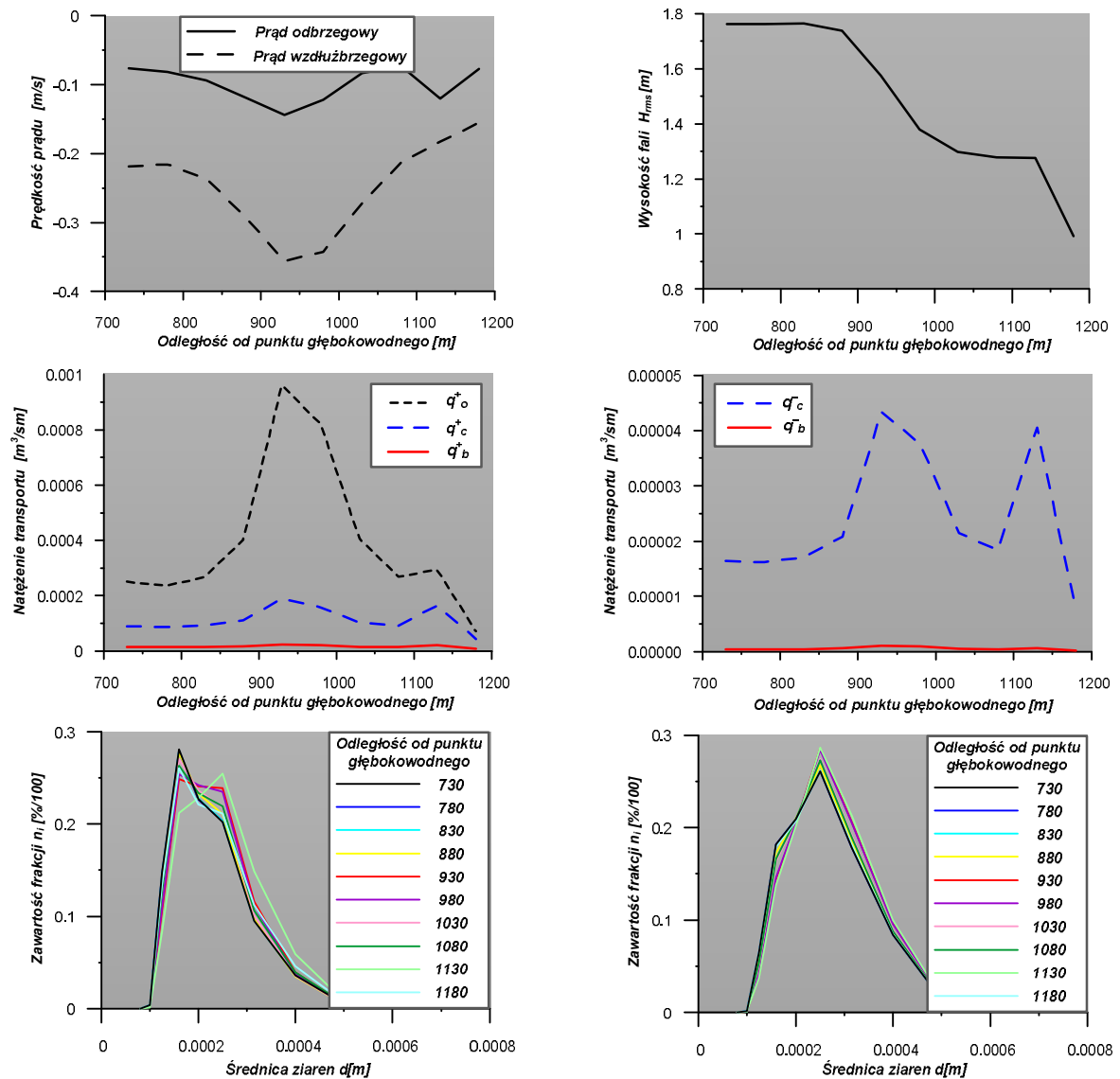
Rysunek 8.8. Schemat transformacji fali

Obliczenia prowadzono wzdłuż dwóch krawędzi toru podejściowego, tj. od strony nawietrznej i zawietrznej (zob. Rysunek 8.1). Założono przy tym, iż każda fala charakteryzująca się parametrami H_{rms} i T_p może być opisana II przybliżeniem Stokes'a.

8.2.3 Dyskusja wyników obliczeń zmian rozkładów uziarnienia osadów zatrzymanych w torze wodnym oraz wielkości robót czerpalnych

Analizę teoretyczną – dyskusję uzyskanych wyników przeprowadzono m. in. w ramach Sieci Naukowej „*Transport osadów i zanieczyszczeń oraz fizyczna i biologiczna degradacja środowiska wodno – gruntowego w rzekach, ujściach i strefie brzegowej morza (TROIANet)*”.

W niniejszym rozdziale przedstawiono wyniki obliczeń natężenia transportu osadów oraz zmian rozkładów uziarnienia osadów zatrzymanych w różnych miejscach toru wodnego, po obu jego stronach, dla różnych warunków falowania (Kaczmarek i Sawczyński, 2007; Kaczmarek i Sawczyński, 2008). Rysunki 8.9 i 8.10 przedstawiają wyniki obliczeń dla sytuacji sztormowych, zaś Rysunki 8.11, 8.12 i 8.13 dla sytuacji wiatrowych o mniejszej intensywności. Dodatkowo na Rysunkach 8.9 i 8.10 przedstawiono wyniki obliczeń transformacji falowania (H_{rms}) oraz wielkości (uśrednione po głębokości) prądów wzdłużbrzegowych i odbrzegowych, uzyskane z programu *CROSMOR*.

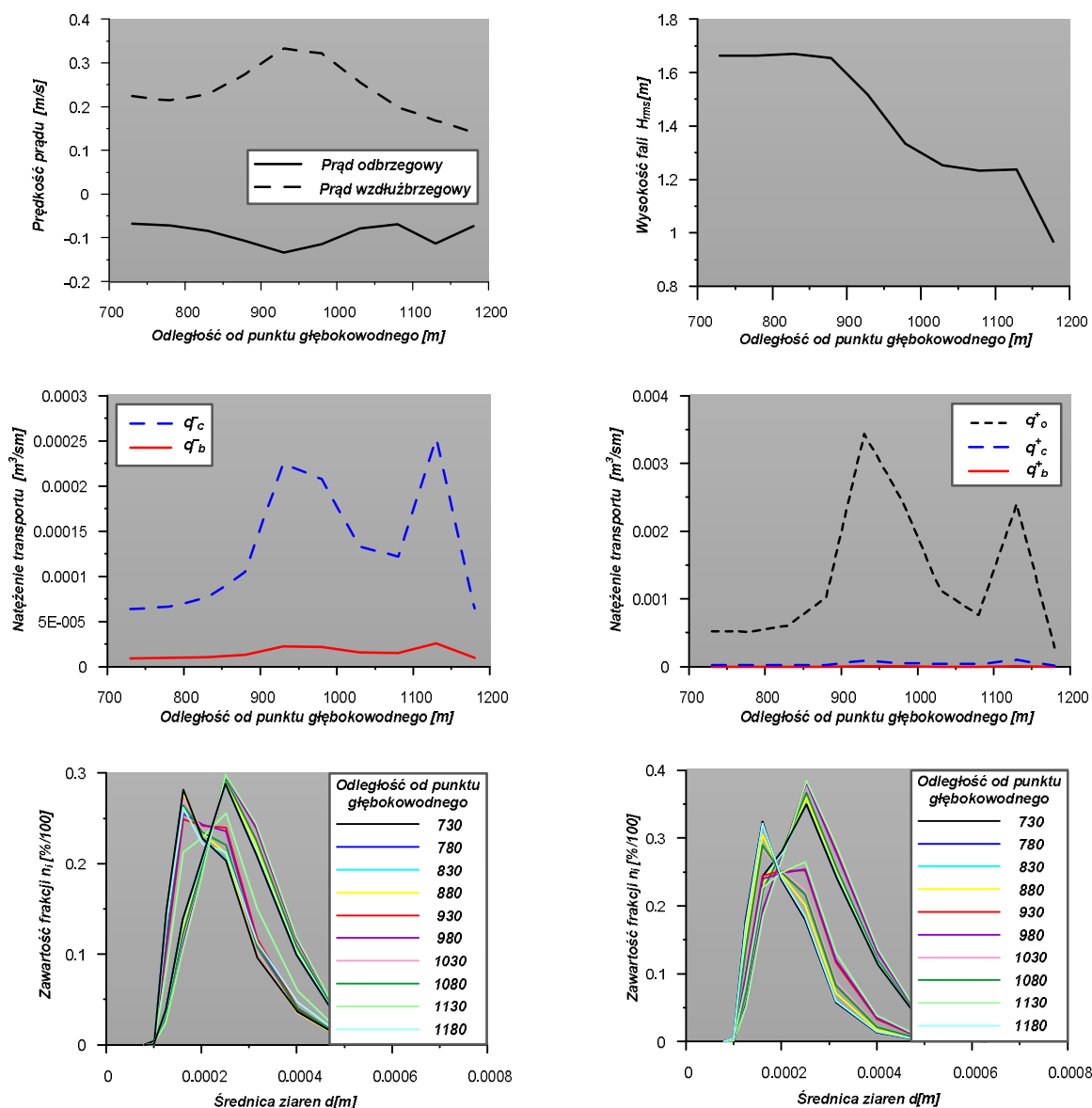


Rysunek 8.9. Wyniki obliczeń falowania, prądów, natężenia transportu rumowiska oraz rozkładów uziarnienia w torze wodnym dla wiatru NW 17 m/s, $H_{rms} = 2.3$ m, $T_p = 8.3$ s, $\alpha = -23^\circ$

Z analizy ww. rysunków wyraźnie wynika, że w intensywnych warunkach falowych, transformacja fali następuje już od granicy głębokiej wody i w efekcie w całej strefie brzegowej występuje nasilony transport osadów. Przy czym z Rysunków 8.9 i 8.10 wynika, że w intensywnych warunkach falowych transport rumowiska w zawieszeniu (q_2^+) jest dominujący w stosunku do transportu w warstwie wleczenia (q_b) i warstwie kontaktowej (q_c).

W przypadku słabych warunków falowych (Rysunek 8.13) stosunkowo intensywny transport osadów pojawia się dopiero w bliskiej odległości od brzegu, przy czym dla wiatru wiejącego z sektora NW wzrasta udział transportu osadów wleczonego i zawieszonych w warstwie kontaktowej (q_t) w stosunku do transportu w warstwie zewnętrznej (q_2). W efekcie nie obserwuje się tak bardzo znaczących różnic w transporcie osadów po obu stronach toru wodnego. W przypadku jednak sytuacji, kiedy wiatr wieje z kierunków NE, ze względu na usytuowanie toru wodnego (skierowany na północny wschód), cały czas

dominujący pozostaje transport osadów zawieszonych w warstwie zewnętrznej – pod wpływem wypadkowego prądu odbrzegowego i wzdłużbrzegowego.



Rysunek 8.10. Wyniki obliczeń falowania, prądów, natężenia transportu rumowiska oraz rozkładów uziarnienia w torze wodnym dla wiatru NE 17 m/s, $H_{rms} = 2.73$ m, $T_p = 8.6$ s, $\alpha = 28^\circ$

Na podstawie Rysunków 8.9, 8.10, 8.11 i 8.12 można zaobserwować, że rozkłady uziarnienia osadu zapiaszczającego toru podejściowy, zależą od usytuowania krawędzi (nawietrzna lub zawietrzna) toru oraz od kierunku i wysokości nabiegającej fali.

Po stronie nawietrznej krawędzi toru, tj. od strony nabiegania fali, rozkłady uziarnienia wskazują na materiał zdecydowanie drobniejszy, ze zdecydowaną przewagą frakcji drobniejszych. Świadczy to o znacznym udziale osadów zawieszonych, transportowanych pod wpływem oddziaływania prądu wzdłużbrzegowego.

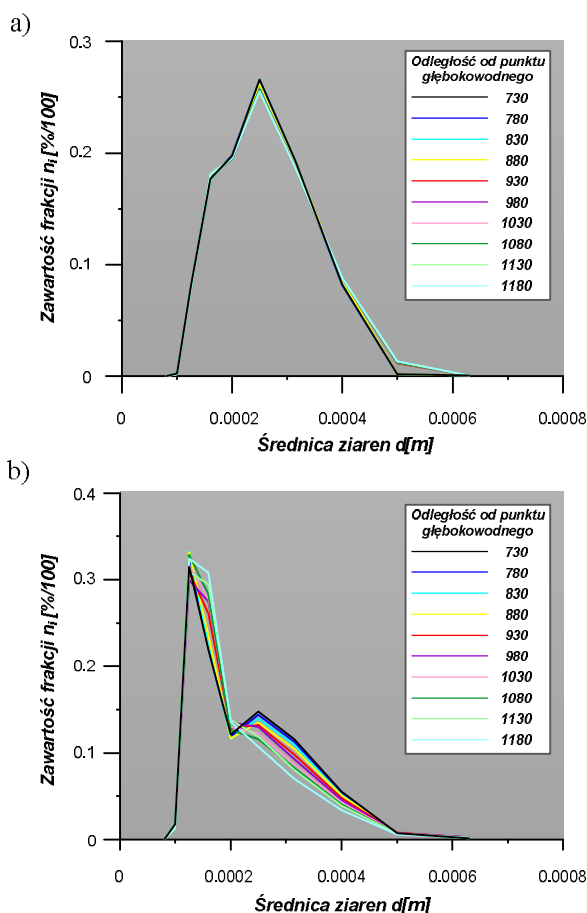
Od strony zawietrznej zapiaszczanie toru jest zdecydowanie mniejsze i powodowane jest jedynie ruchem rumowiska wlezonego i zawieszonoego tuż nad dnem w fazach

powrotnych fali. Transport osadów włączonych nie zmienia rozkładu uziarnienia. Zatem rozkład granulometryczny rumowiska w torze wodnym przy krawędzi zawietrznej pozostaje w zasadzie niezmieniony w stosunku do rumowiska zalegającego na krawędzi toru.

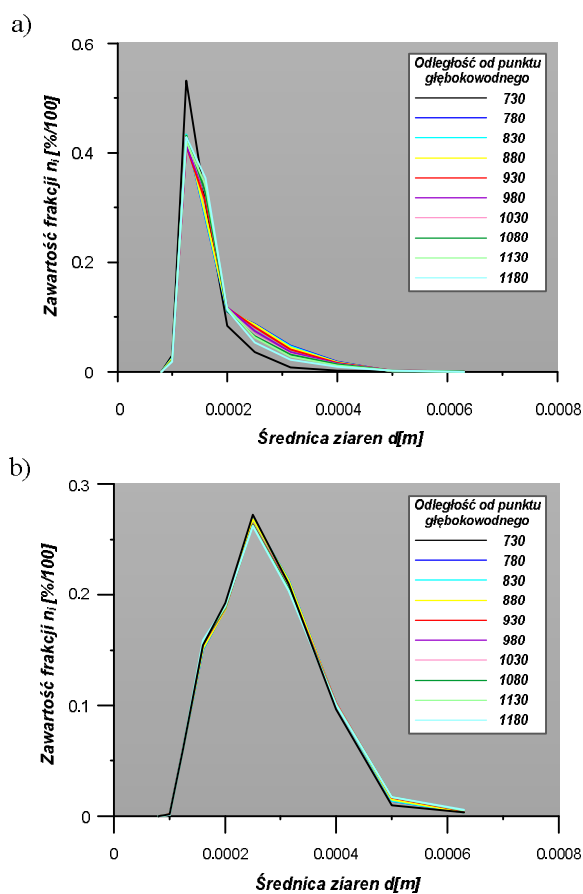
Warto jeszcze raz podkreślić, że znaczący udział transportu zawieszonych osadów zmienia rozkład uziarnienia w torze, jako że tylko drobne frakcje transportowane są w formie zawieszenia prądem wzdłużbrzegowym.

Zwraca uwagę, że po stronie nawietrznej rozkłady uziarnienia są dwumodalne z wyraźną dominacją w zakresie frakcji drobnych, podczas gdy po stronie zawietrznej rozkłady powstają jednomodalne lub dwumodalne z dominacją w zakresie frakcji grubszych.

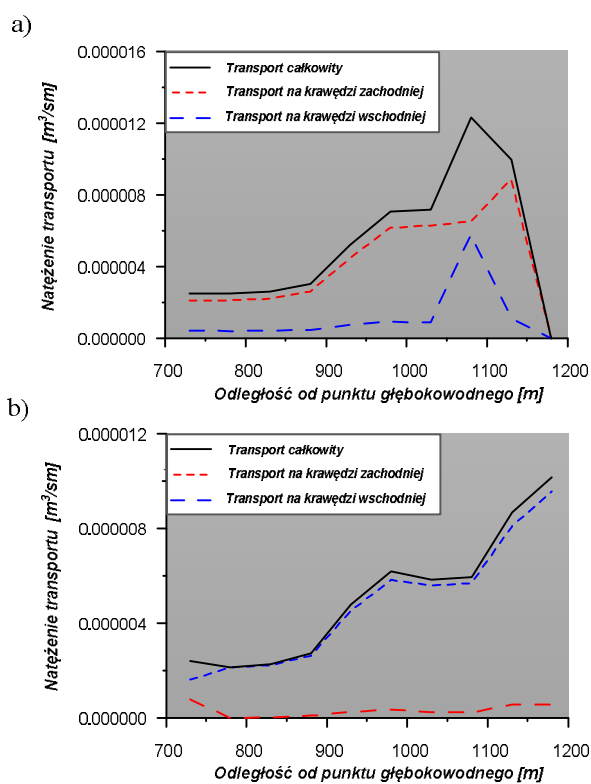
Porównując sytuacje słabszych warunków falowych, tj. NW 8 m/s (wiatr wiejący z kierunku NW w klasie prędkości 8 m/s – wg Tablicy 8.1) i NE 8 m/s (Rysunek 8.11 i 8.12) można zauważyć, że druga moda w zakresie frakcji grubszych w rozkładzie uziarnienia osadów przy krawędzi nawietrznej (zachodniej) dla NW 8 m/s związana jest ze wzrastającym udziałem frakcji grubych transportowanych w fazie grzbietu fali w warstwach wleczenia i kontaktowej. Usytuowanie toru wodnego sprawia, że w sytuacji NE 8 m/s transport w tych warstwach pozostaje mało znaczący i w efekcie rozkład uziarnienia osadów wzdłuż krawędzi wschodniej staje się jednomodalny z wyraźną modą w zakresie frakcji drobnych.



Rysunek 8.11. Rozkład uziarnienia osadów wzdłuż krawędzi a) wschodniej, b) zachodniej toru wodnego dla sytuacji wiatrowej NW 8 m/s



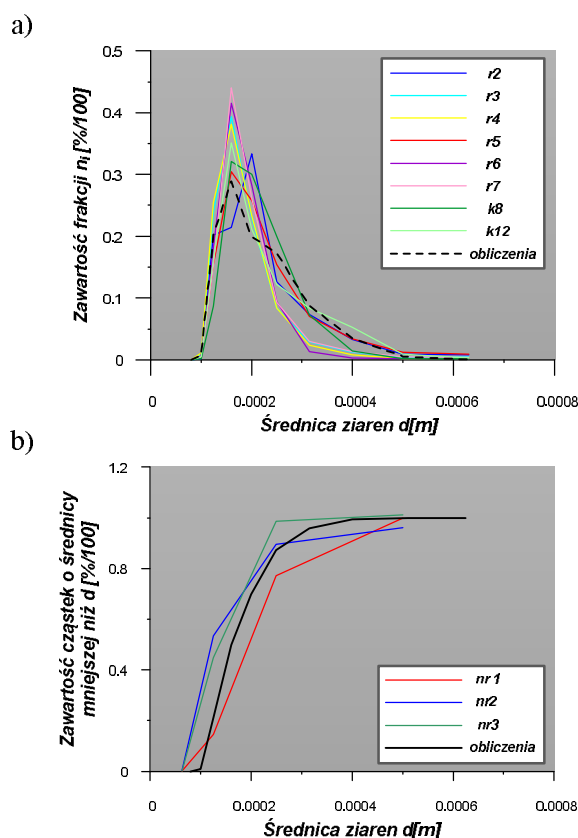
Rysunek 8.12. Rozkład uziarnienia osadów wzdłuż krawędzi a) wschodniej, b) zachodniej toru wodnego dla sytuacji wiatrowej NE 8 m/s



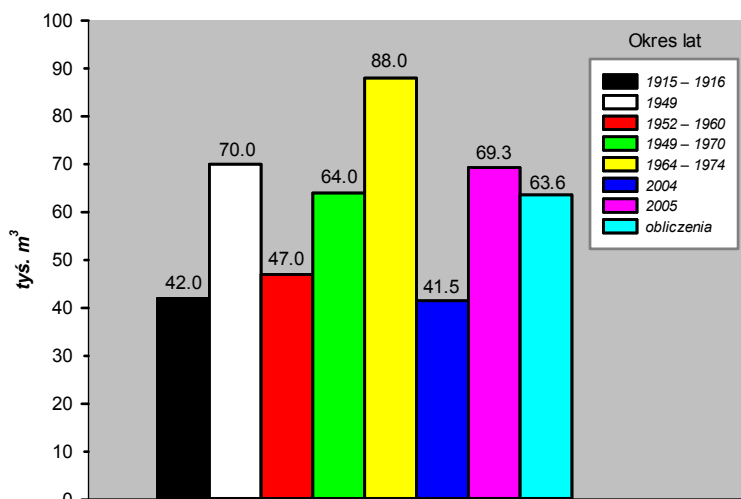
Rysunek 8.13. Rozkład transportu osadów wzdłuż krawędzi toru wodnego dla sytuacji a) NW 8 m/s, b) NE 8 m/s

Porównanie wyników obliczeń rozkładów uziarnienia osadów zapiaszczających tor wodny z pomiarami przeprowadzonymi w 1998 i 2003 r. (Analiza granulometryczna..., 1998; Dubrawski, 2003) przedstawiono na Rysunku 8.14 (Kaczmarek i Sawczyński, 2007; Kaczmarek i Sawczyński, 2008). Uzyskana zgodność wyników jest bardzo dobra.

Rysunek 8.15 przedstawia średnioroczne wielkości robót czerpalnych w torze wodnym portu Łeba. Dane z lat 1915 – 1974 zostały zaczerpnięto z artykułu Kaczmarek i inni (1997), zaś dane z lat 2004 – 2005 otrzymano z Urzędu Morskiego ze Słupska (Zdunek, 2006).



Rysunek 8.14. Porównanie wyników modelowania rozkładów uziarnienia osadów zapiaszczających tor wodny z pomiarami a) z roku 1998 i b) z roku 2003

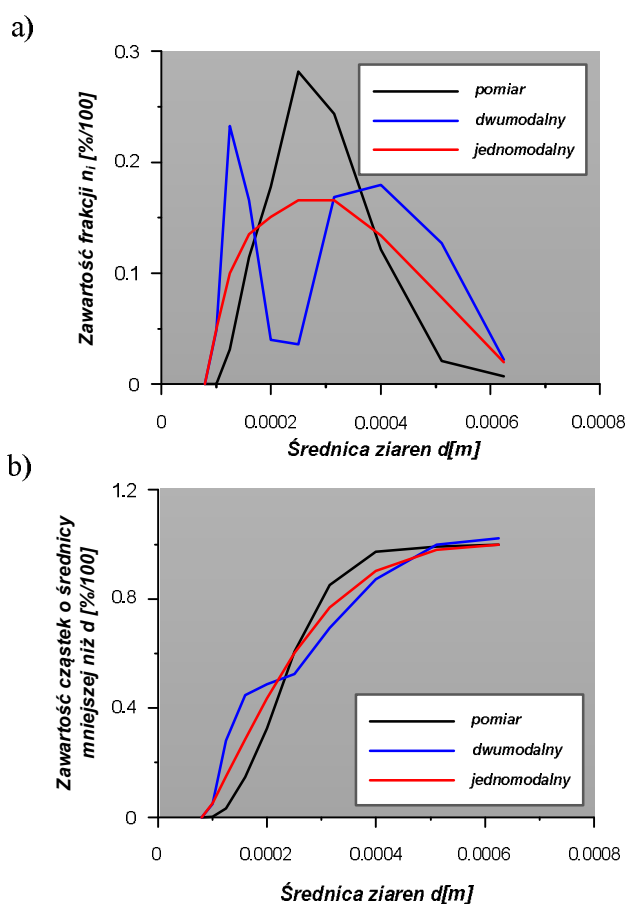


Rysunek 8.15. Średnioroczne wielkości robót czerpalnych w torze wodnym portu Łeba

8.2.4 Wpływ rozkładu uziarnienia na wielkość zapiaszczania toru wodnego

W celu przeanalizowania wpływu rozkładu uziarnienia na wielkość zapiaszczania toru wodnego obliczenia przeprowadzono w dwóch etapach (Kaczmarek i Sawczyński, 2007).

W etapie pierwszym przeanalizowano wpływ tylko jednego parametru, tj. średnicy reprezentatywnej – mediany d_{50} . Zatem założono, że osady denne są idealnie wysortowane i składają się z jednej frakcji o średnicy d_{50} . Obliczenia wielkości średniorocznego zapiaszczania przeprowadzono dla dwóch średnic ziaren, tj. dla $d_{50} = 0.2$ mm i $d_{50} = 0.25$ mm. W wyniku obliczeń uzyskano następujące wielkości zapiaszczania: dla $d_{50} = 0.2$ mm – $Q = 74$ tys. m³/rok, zaś dla $d_{50} = 0.25$ mm – $Q = 40$ tys. m³/rok. Warto przypomnieć, że zgodnie z Rysunkiem 8.15 obliczona wielkość średniorocznego zapiaszczania dla pobranego z krawędzi toru rozkładu uziarnienia wynosiła $Q = 63609$ m³/rok.

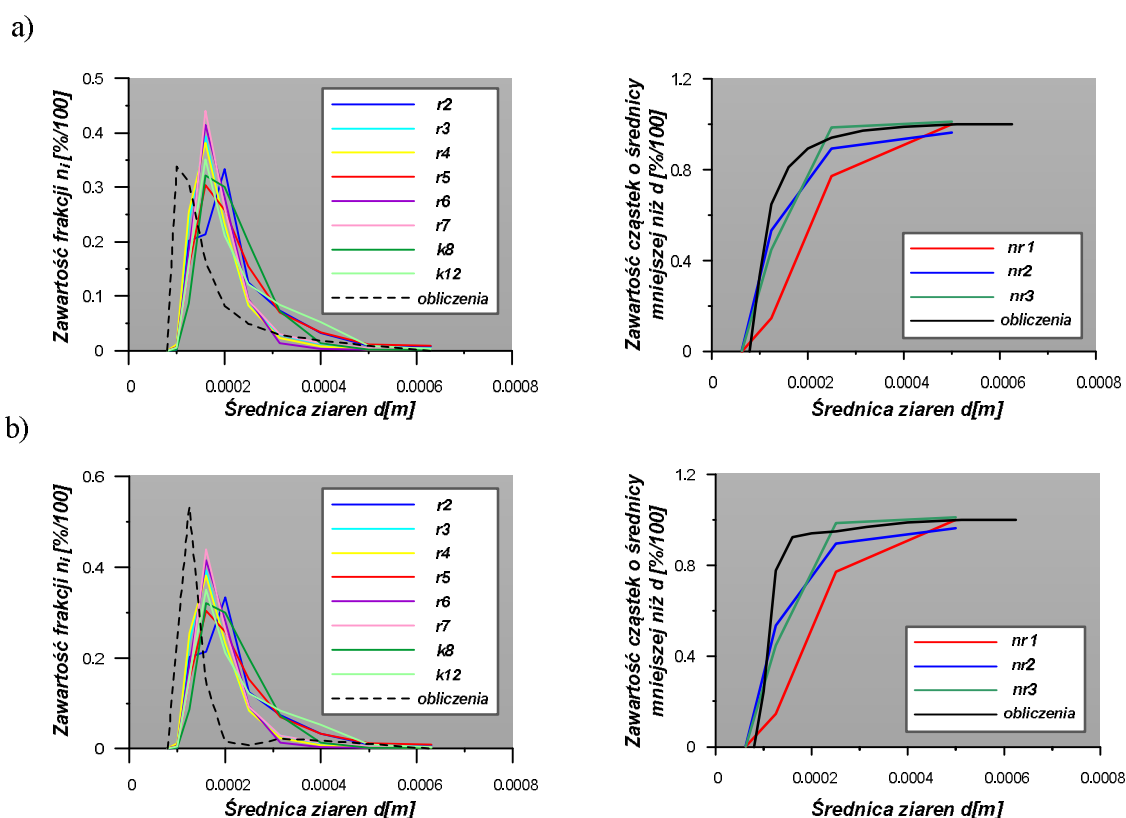


Rysunek 8.16. Rozkłady uziarnienia przyjęte do obliczeń

Następnie, w etapie drugim przeanalizowano wpływ kształtu rozkładów uziarnienia na wielkość średniorocznego zapiaszczania toru wodnego. Do obliczeń przyjęto dwa rozkłady uziarnienia różniące się kształtem, ale przy stałej wielkości mediany d_{50} . Rozkłady uziarnienia przyjęte do obliczeń pokazano na Rysunku 8.16 na tle rozkładu zmierzonego na krawędzi toru i przyjętego do obliczeń (por. Rysunek 8.6). Uzyskano następujące wielkości

średniorocznego zapiaszczania toru wodnego: dla rozkładu dwumodalnego ze znaczącą modą w zakresie frakcji drobnych $Q = 170$ tys. m^3/rok ; dla rozkładu jednomodalnego $Q = 126$ tys. m^3/rok .

Widać zatem, że zwiększona zawartość frakcji drobnych, nawet przy stałej wielkości d_{50} , ma znaczny wpływ na wielkość zapiaszczania toru wodnego. Porównanie z pomiarami obliczeń rozkładów uziarnienia osadów zapiaszczających tor wodny dla rozkładu jedno- i dwumodalnego przedstawiono na Rysunku 8.17. Widać wyraźnie, że obliczone rozkłady uziarnienia znacznie różnią się od zmierzonych w torze wodnym. Warto przypomnieć, że (por. Rysunek 8.14) bardzo dobrą zgodność wyników obliczeń z pomiarami uzyskano dla rozkładu uziarnienia zmierzonego na krawędzi toru wodnego.



Rysunek 8.17. Porównanie pomiarów z wynikami modelowania rozkładów uziarnienia osadów zapiaszczających tor wodny, w przypadku rozkładu a) jednomodalnego; b) dwumodalnego

Reasumując, należy stwierdzić, iż znajomość tylko jednego parametru, tj. mediany d_{50} może okazać się niewystarczająca do wiarygodnej oceny transportu osadów i analizy zapiaszczania torów wodnych. Obok wielkości d_{50} , także i kształt rozkładu uziarnienia ma istotne znaczenie. To znaczenie jest tym istotniejsze im więcej frakcji drobnych znajduje się w mieszaninie.

8.2.5 Podsumowanie

Przeprowadzona w rozdziale 8.2 analiza hydrodynamiczna i wykonane obliczenia dotyczące mechanizmu zapiaszczania toru podejściowego do portu w Łebie miały na celu przedstawienie zagadnienia transportu osadów piaszczystych o niejednorodnej granulacji oraz ich segregacji w warunkach naturalnych w morskiej strefie brzegowej.

Zaproponowane matematyczne narzędzie, przetestowane dla portu w Łebie pokazuje, że jest ono użyteczne przy optymalizacji prac pogłębiarskich. Przeprowadzone w pracy obliczenia pokazują, że pod względem zarówno jakościowym, jak i ilościowym zgadza się wielkość i tempo zapiaszczania toru wodnego. Dzięki temu możliwa jest predykcja ilości przemieszczających się osadów dennych o zróżnicowanej granulacji, jak również umiejętność przewidywania wielkości transportu poszczególnych frakcji, a w rezultacie znajomość rozkładów granulometrycznych osadów wypełniających tor podejściowy, które są wykorzystywane do planowania i prowadzenia prac refulacyjnych, związanych ze sztucznym zasilaniem brzegów. Refulat czerpany z torów używany jest często do umacniania brzegu w otoczeniu portów i dlatego znajomość jego rozkładu granulometrycznego jest niezwykle istotna.

Zaprezentowana analiza wpływu rozkładu uziarnienia na wielkość zapiaszczania toru wodnego pokazała, że do prawidłowej oceny zapiaszczania niezbędna jest znajomość nie tylko mediany d_{50} rumowiska dennego, ale także kształtu całego rozkładu uziarnienia. Wiedza taka jest tym potrzebniejsza im więcej frakcji drobnych znajduje się w mieszaninie.

8.3 Analiza zapiaszczania projektowanego toru wodnego z Zatoki Gdańskiej do przekopu przez Mierzeję Wiślaną w ramach planowanej drogi wodnej z Zatoki Gdańskiej do portu w Elblągu

8.3.1 Sformułowanie problemu

Planowana budowa nowego toru wodnego na Zalewie Wiślanym i przekopu przez Mierzeję Wiślaną budzi od jakiegoś czasu gorące emocje. Zwolennicy budowy podkreślają korzyści ekonomiczne, jakie uzyskałaby gospodarka narodowa po wykonaniu przekopu i otwarciu nowej drogi wodnej łączącej Zatokę Gdańską z portem w Elblągu. Z kolei przeciwnicy budowy mówią o katastrofalnym wpływie planowanego przedsięwzięcia na środowisko oraz podkreślają ogromne koszty związane z utrzymaniem drogi wodnej na Zalewie Wiślanym i toru podejściowego do przekopu od strony Zatoki Gdańskiej.

Temu aspektowi, tj. określeniu hydro- i litodynamicznych przesłanek dla oszacowania kosztów, związanych z zapiaszczaniem toru wodnego z Zatoki Gdańskiej do przekopu przez Mierzę Wiślaną, poświęcony jest niniejszy rozdział.

Z reguły, utrzymanie głębokości nawigacyjnych na torach podejściowych do portów wiąże się z kosztami wykonywanych okresowo robót pogłębiarskich. Koszty te zależą od wielu czynników, ale istnieje podstawowa zasada: im dłuższe zostaną zaprojektowane i wybudowane falochrony (osłaniające w tym przypadku wejście do planowanego przekopu), tym problemy z zapiaszczaniem będą mniejsze. Jednakże w takim przypadku rosną nakłady finansowe związane z budową falochronów oraz zwiększa się ich negatywne oddziaływanie na sąsiadujące z nimi obszary brzegu. Przy krótkich falochronach redukuje się koszty ich budowy oraz minimalizuje się negatywne oddziaływanie na brzegi. Jednocześnie jednak mogą zacząć się pojawiać problemy z bezpiecznym wchodzeniem i wychodzeniem jednostek pływających do i z przekopu. Zapewnienie sprawnej eksploatacji wejścia do przekopu prawdopodobnie wymagać będzie w takim przypadku prawie ustawicznej pracy pogłębiarek.

Analizie poddano wielkość i tempo zapiaszczania toru wodnego w zależności od przyjętych sześciu wariantów długości falochronów osłaniających wejście do przekopu (Kaczmarek i inni, 2009c). W wariantcie podstawowym, zalecanym przez autorów prac Kaczmarek i inni (2008a); Kaczmarek i inni (2009a) oraz Kaczmarek i inni (2009b), minimalna odległość główek falochronów od brzegu wynosi 400 m, a głębokość toru wodnego, zgodnie z założeniami Studium Wykonalności Inwestycji (2007/2008) nie jest mniejsza niż 5.5 m. Ponadto, rozważono tu pięć innych wariantów, tj. gdy odległość główek falochronów od linii brzegowej wynosi 150 m a założona głębokość 6.0 m oraz 5.5 m, gdy odległość jest równa 300 m a głębokość 6.0 m oraz 5.5 m, a także, gdy odległość wynosi 400 m a głębokość 6.0 m.

Analizę procesów sedymentacyjnych w obrębie drogi wodnej (w ramach sześciu wariantów) z Zatoki Gdańskiej do planowanego przekopu oraz dyskusję wyników przeprowadzono dla trzech rodzajów rozkładu uziarnienia, tj. dla osadów z dużą liczbą frakcji drobnych, ze stosunkowo małą ich liczbą oraz dla rozkładów jednorodnych charakteryzowanych średnicą $d = 0.22$ mm.

Dyskusję wyników zapiaszczania przeprowadzono w oparciu o rezultaty uzyskane w ramach grantu badawczego (Kaczmarek i inni, 2008a), realizowanego przez Instytut Budownictwa Wodnego PAN w Gdańsku, na zlecenie Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego oraz w oparciu o wyniki raportu (Kaczmarek i inni, 2008b), z wykonania badań zleconych w ramach grantu przez Instytut Budownictwa Wodnego PAN Katedrze Budownictwa i Konstrukcji Budowlanych Uniwersytetu Warmińsko-Mazurskiego w Olsztynie.

8.3.2 Prace terenowe w rejonie przekopu przez Mierzeję Wiślaną – badania własne

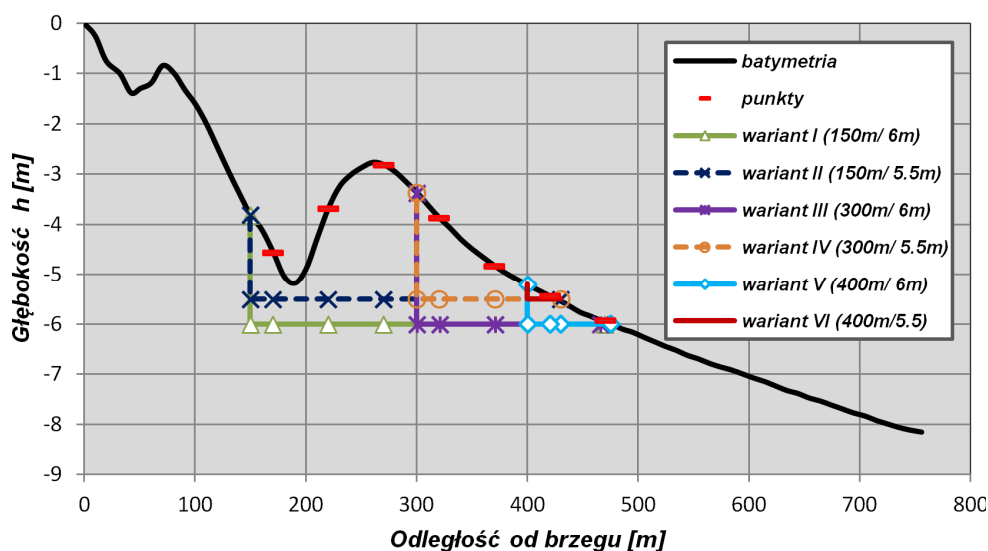
W roku 2007 wykonano pomiary batymetryczne w miejscu planowanego przekopu (km 27 – rejon Skowronek, około 3 km od Kątów Rybackich, położonych u nasady Mierzei Wiślanej) od strony Zatoki Gdańskiej (Rysunek 8.18).



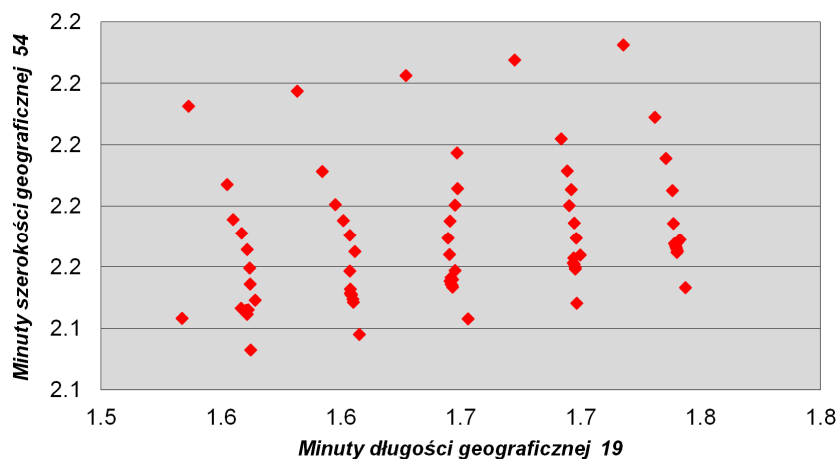
Rysunek 8.18. Lokalizacja projektowanego przekopu i toru wodnego (Studium wykonalności inwestycji 2007/2008)

W zakres pomiarów terenowych wchodziło wykonanie batymetrii pasa przybrzeżnego o szerokości ok. 800 m i długości ok. 2 km (Kaczmarek i inni, 2008a). Miejsce projektowanego przekopu znajdowało się w centrum badanego obszaru. Pomiary wykonywano w profilach oddalonych od siebie o 100 m i prostopadłych do uśrednionej linii brzegowej. W wyniku przeprowadzonych badań terenowych, brzeg w rejonie planowanego przekopu sklasyfikowano, jako brzeg morski typu dyssypacyjnego, czyli taki, którego profil przybrzeżny dna sprzyja stopniowemu i łagodnemu rozproszeniu energii falowania. Dla potrzeb obliczeń, z wykonanych w listopadzie 2007 roku pomiarów głębokości po odmorskiej stronie Mierzei Wiślanej wybrano jeden reprezentatywny profil batymetryczny, pokazany na Rysunku 8.19, usytuowany w sąsiedztwie osi projektowanego toru wodnego. Azymut tego profilu wynosi 350° . Profil batymetryczny dna w tym rejonie charakteryzuje się występowaniem dwu rew (I – około 80 m i II – około 250 m od linii brzegowej). Średnie nachylenie dna wynosi około 1%.

Ponadto, w trakcie pomiarów batymetrycznych, których autor był współwykonawcą, pobrano próbki osadów powierzchniowych z dna Zatoki Gdańskiej w badanym rejonie (Rysunek 8.20).



Rysunek 8.19. Zatoka Gdańska – batymetria wykorzystana do obliczeń

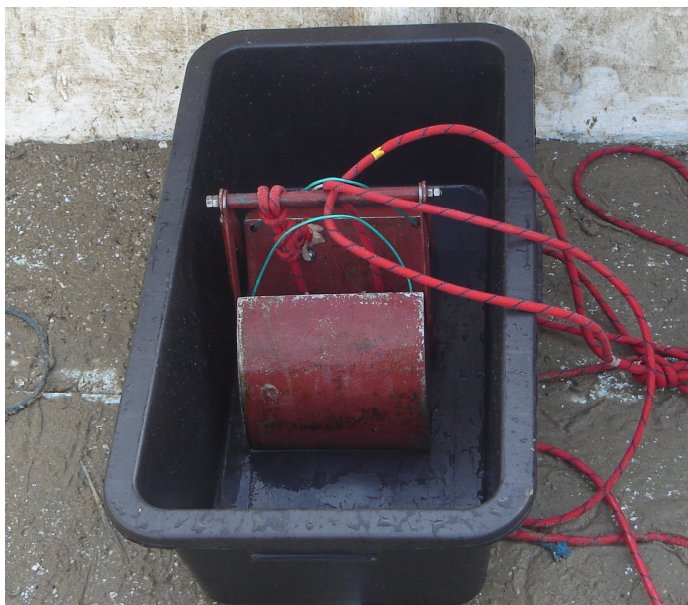


Rysunek 8.20. Zatoka Gdańska – rozmieszczenie punktów pomiarowych

Poboru próbek osadów piaszczystych na mniejszych głębokościach dokonywano z wykorzystaniem rury wykonanej z PVC (Fotografia 8.2) o średnicy 50 mm i długości 1000 mm, wbijając ją jednym końcem w dno, drugi zaś koniec szczelnie zamykając. Na większych głębokościach próbki rumowiska pobierano posługując się specjalnie skonstruowanym „chwytakiem” (Fotografia 8.3), spuszczać go z łodzi rybackiej na linach.

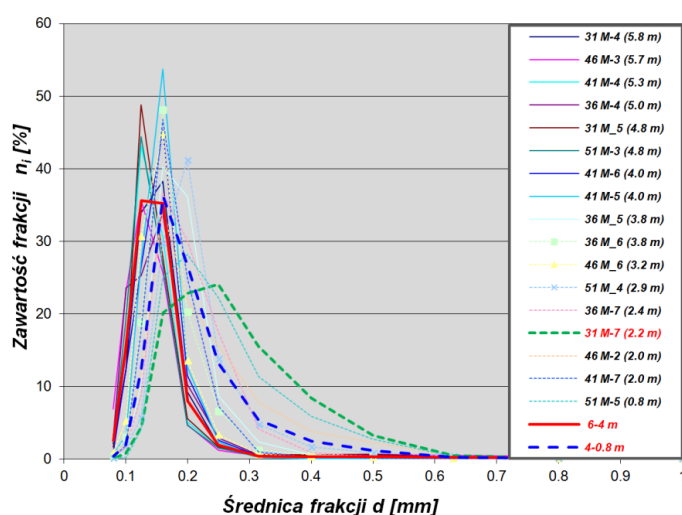


Fotografia 8.2. Próbkę osadu powierzchniowego pobrana przy użyciu rury wykonanej z PVC

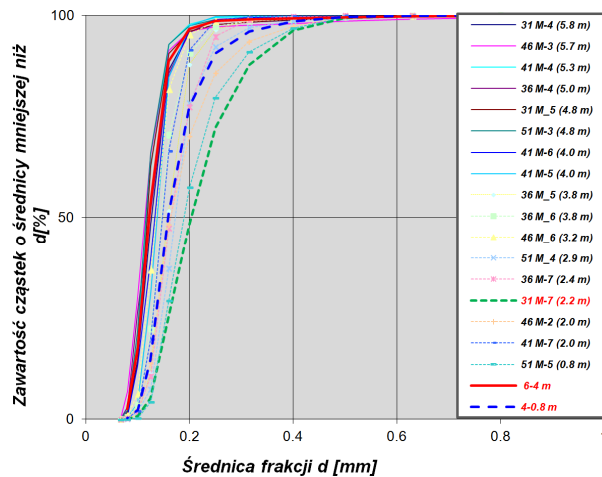


Fotografia 8.3. Chwytnik do poboru próbek osadów powierzchniowych

Na podstawie przeprowadzonych analiz granulometrycznych stwierdzono, że dno w rozpatrywanym obszarze zbudowane jest z osadów piaszczystych o zróżnicowanych cechach granulometrycznych wzdłuż profilu poprzecznego brzegu (Rysunek 8.21 i 8.22). Z przedstawionych na Rysunkach 8.21 i 8.22 krzywych rozkładów granulometrycznych rumowiska wynika, że w dalszej odległości od brzegu (na głębokościach 4.0÷9.0 m) zalega piasek drobny o medianie $d_{50} = 0.12\div 0.15$ mm, a w strefie przybrzeżnej (głębokości 1.0÷4.0 m) osady są nieco grubsze o medianie $d_{50} = 0.17\div 0.25$ mm. W bezpośrednim otoczeniu linii brzegowej oraz na plaży zalega piasek o zmiennym uziarnieniu i medianie z przedziału 0.21÷0.38 mm.

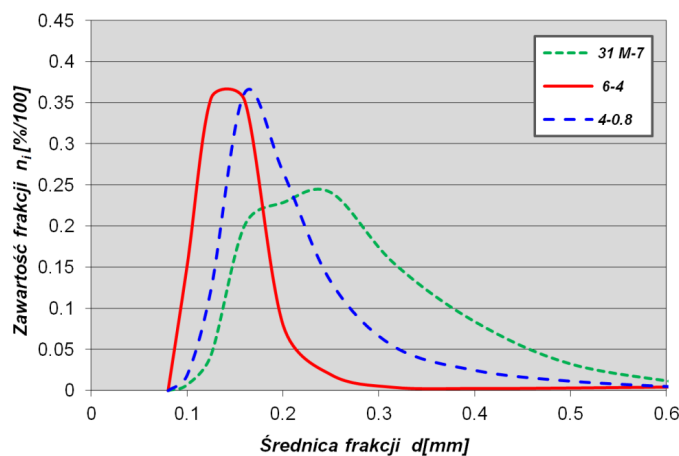


Rysunek 8.21. Rozkłady granulometryczne osadu pobranego z różnych głębokości w sąsiedztwie miejscowości Skowronki

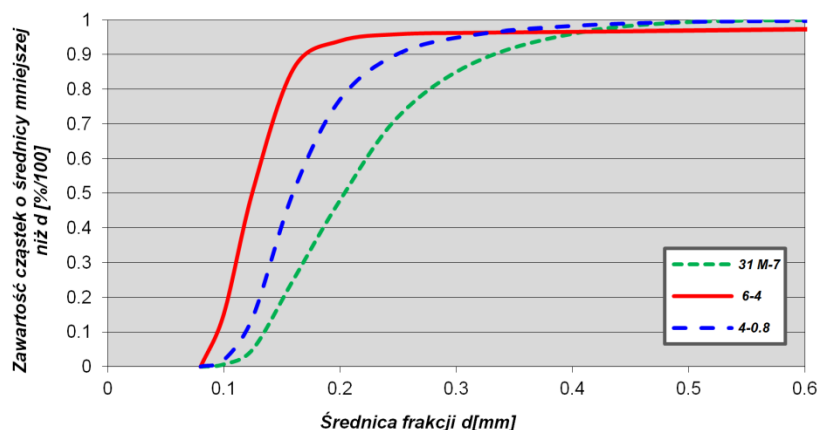


Rysunek 8.22. Krzywe kumulacyjne rozkładów granulometrycznych osadu pobranego z różnych głębokości w sąsiedztwie miejscowości Skowronki

Do analizy stopnia podatności toru podejściowego do planowanego przekopu na zapiaszczenie wybrano (Rysunek 8.23 i 8.24) osady pobrane w punkcie pomiarowym oznaczonym symbolem 31M-7 na głębokości 2.2 m oraz osady charakteryzujące się rozkładami stanowiącymi wartości średnie z pobranych próbek z przedziału głębokości 0.8÷4.0 m oraz 4.0÷6.0 m. Ponadto, w analizie zapiaszczenia rozważono także przypadek osadów piaszczystych jednorodnych, charakteryzujących się średnicą $d = 0.22$ mm (Kaczmarek, i inni, 2009c).



Rysunek 8.23. Rozkłady granulometryczne przyjęte do obliczeń



Rysunek 8.24. Krzywe kumulacyjne rozkładów granulometrycznych przyjętych do obliczeń

8.3.3 Modelowanie natężenia transportu rumowiska w sąsiedztwie toru wodnego

Obliczenia objętościowego natężenia transportu rumowiska przeprowadzono wykorzystując trójwarstwowy model transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie zaprezentowany w rozdziale 4.2. W obliczeniach założono, że każda fala charakteryzująca się parametrami H_{rms} i T_p może być opisana II przybliżeniem Stokes'a. Powyższe założenie ograniczyło obszar obliczeń do sąsiedztwa drugiej rewy.

Jako dane wejściowe w zakresie parametrów hydrodynamicznych przyjęto wyniki analizy zaczerpniętej z pracy Kaczmarka i innych (2008a) i przedstawionej w załączniku G.

Jako dane wejściowe dotyczące rumowiska wykorzystano dwa rozkłady uziarnienia pokazane na Rysunkach 8.23 i 8.24, tj. rozkłady osadu oznaczone symbolem 31M-7 (pobranego z głębokości 2.2 m) oraz rozkład uśredniony będący w zależności od głębokości, na której prowadzono obliczenia rozkładem uśrednionym z próbek pobranych na głębokościach 6.0 ± 4.0 m, bądź na głębokościach 4.0 ± 0.8 m. Wyniki obliczeń przedstawiono w Tablicach 8.3, 8.4 i 8.5 (Kaczmarek i inni, 2009c). Wartości dodatnie oznaczają transport osadów skierowany z zachodu na wschód, zaś wartości ujemne oznaczają transport osadów skierowany ze wschodu na zachód.

Porównując wyniki zamieszczone w Tablicach 8.3, 8.4 i 8.5, widać wyraźnie znaczący wpływ frakcji drobnych na transport rumowiska. Okazuje się bowiem, że znajomość tylko jednego parametru, tj. mediany d_{50} może być niewystarczająca do wiarygodnej oceny transportu osadów i dokonania właściwej analizy zapiaszczania torów wodnych (Kaczmarek i Sawczyński, 2007 oraz Kaczmarek i inni, 2007). Obok wielkości d_{50} także i kształt krzywej rozkładu uziarnienia ma istotne znaczenie. To znaczenie jest tym istotniejsze, im więcej frakcji drobnych znajduje się w osadzie. Im więcej frakcji drobnych, tym bardziej znaczący staje się roczny transport osadów zarówno z obu kierunków, jak i też wypadkowy ze wschodu na zachód, w sąsiedztwie II rewy.

Warto podkreślić, iż zmierzony rozkład uziarnienia rumowiska oznaczony symbolem 31M-7, kształtem swym przypomina rozkłady pobrane z krawędzi toru podejściowego do portu Łeba (Dubrawski, 2003; Kaczmarek i Sawczyński, 2007). Zatem, pomimo iż w chwili obecnej udział frakcji drobnych w uśrednionych rozkładach uziarnienia w profilu poprzecznym brzegu w rejonie Skowronek jest większy niż w rozkładzie 31M-7, to jednak można się spodziewać, iż w wyniku eksploatacji (pogłębiania) przyszłego toru podejściowego, obecność drobnych frakcji ustabilizuje się na poziomie osadów z krawędzi toru wodnego w Łebie (por. Rozdział 8.2).

Tablica 8.3. Obliczony roczny transport rumowiska [m^3/rok] w profilu prostopadłym do linii brzegowej, w sąsiedztwie II rewy; $d = 0.22$ mm

	W	WNW	NW	NNW	N	NNE	NE	ENE	suma
160 – 220	0	33	284	50	-347	-41	-1	-1	-23
220 – 300	1	2067	5890	1270	-14556	-957	-5	-5	-6295
300 – 400	0	76	4723	848	-13974	-649	-1	-1	-8978
> 400	0	3	349	47	-1699	-41	-1	-1	-1343
	1	2179	11246	2215	-30576	-1688	-8	-8	-16639
		15641			-32280				

Tablica 8.4. Obliczony roczny transport rumowiska [m^3/rok] w profilu prostopadłym do linii brzegowej, w sąsiedztwie II rewy; osad z punktu 31M-7

	W	WNW	NW	NNW	N	NNE	NE	ENE	suma
160 – 220	0	66	611	129	-809	-100	-1	-1	-105
220 – 300	1	3381	8330	1934	-18019	-1452	-8	-8	-5841
300 – 400	0	175	8234	1681	-21151	-1234	-1	-1	-12297
> 400	0	4	740	122	-3149	-86	-1	-1	-2371
	1	3626	17915	3866	-43128	-2872	-11	-11	-20614
		25408			-46022				

Tablica 8.5. Obliczony roczny transport rumowiska [m^3/rok] w profilu prostopadłym do linii brzegowej, w sąsiedztwie II rewy; osad uśredniony z głębokości 6.0 – 4.0 m oraz 4.0 – 0.8 m

	W	WNW	NW	NNW	N	NNE	NE	ENE	suma
160 – 220	0	122	1166	260	-1614	-199	-2	-2	-269
220 – 300	1	11796	25248	6349	-44119	-4753	-24	-24	-5526
300 – 400	0	386	19862	4292	-49438	-3049	-2	-2	-27951
> 400	0	10	3560	669	-13662	-413	-1	-1	-9838
	1	12314	49836	11570	-108833	-8414	-29	-29	-43584
		73721			-117305				

W tym miejscu warto również nadmienić, iż w pracy Kaczmarka i innych (2009b) wyniki obliczeń uzyskane powyższą metodą porównano z rezultatami modelu transportu osadów van Rijna (van Rijn, 1993) dla piasku jednorodnego ($d = 0.22$ mm) i uzyskano bardzo dobre zgodności.

8.3.4 Dyskusja wyników obliczeń zapiaszczania toru wodnego

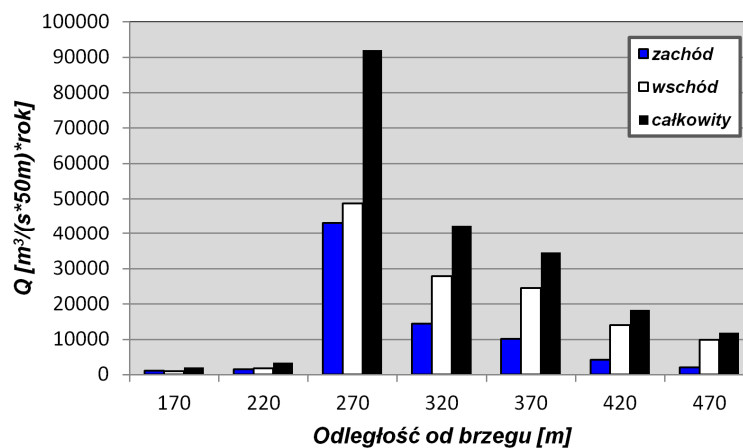
Na obecnym etapie planowanej inwestycji trudno jest mówić o szczegółowym projekcie budowy falochronów osłaniających. Zamieszczone w *Studium Wykonalności Inwestycji* (2007/2008) kształty i wymiary falochronów (zob. Rysunek 8.25) mają w niniejszej pracy jedynie charakter poglądowy. Wyznaczenie rzeczywistych wymiarów i kształtów falochronów osłonowych wymaga ustalenia wielu dodatkowych aspektów i nie jest przedmiotem niniejszej analizy.

Niezależnie od dodatkowych ustaleń, przeprowadzona analiza dotyczy w głównej mierze wpływu długości falochronu na tempo zapiaszczania toru wodnego.

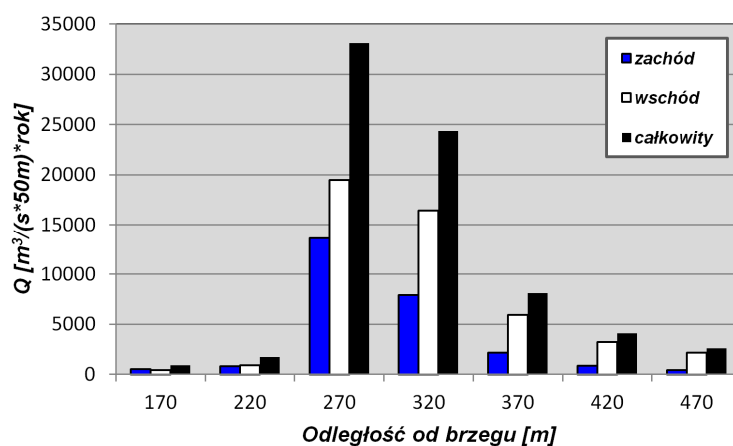


Rysunek 8.25. Warianty budowy falochronów osłaniających wejście do kanału żeglugowego (*Studium Wykonalności ... 2007/2008*)

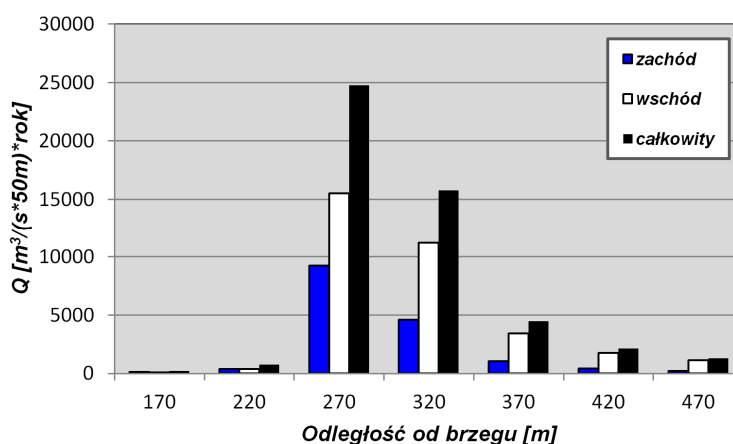
Wyniki obliczeń średniorocznych kubatur rumowiska zatrzymywanego w ciągu roku na 50 metrowych odcinkach wzdłuż toru wodnego, dla przyjętych trzech rozkładów „wejściowych” uziarnienia (w tym jednego rozkładu jednorodnego charakteryzowanego średnicą $d = 0.22$ mm), pokazano na Rysunkach 8.26, 8.27 i 8.28 (Kaczmarek i inni, 2009c).



Rysunek 8.26. Wyniki obliczeń wielkości zapiaszczania wzdłuż toru wodnego dla rozkładu uziarnienia rzeczywistego, tj. uśrednionego z głębokości 0.8÷4.0 m lub 4.0÷6.0 m



Rysunek 8.27. Wyniki obliczeń wielkości zapiaszczania wzdłuż toru wodnego dla rozkładu 31M-7



Rysunek 8.28. Wyniki obliczeń wielkości zapiaszczania wzdłuż toru wodnego dla osadu jednorodnego $d = 0.22 \text{ mm}$

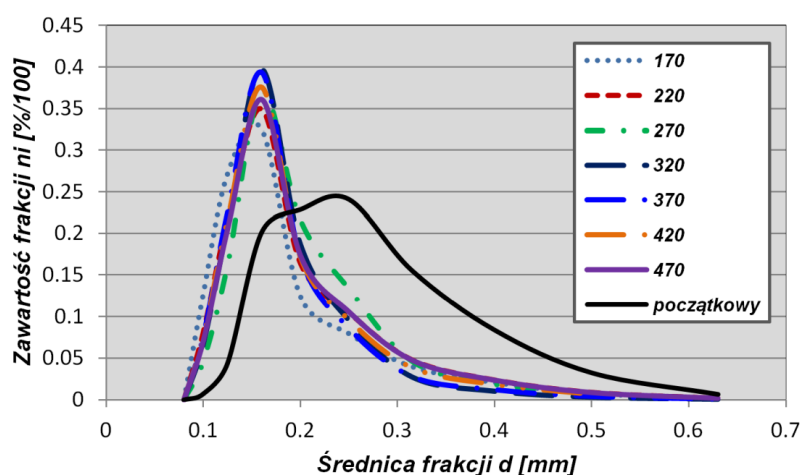
Analizując wyniki przedstawione na Rysunkach 8.26, 8.27 i 8.28 można stwierdzić, iż wkład sytuacji falowych w zapiaszczanie toru wodnego jest istotny z obu kierunków, tj. zarówno od strony zachodniej, jak i wschodniej krawędzi toru. Widać jednak wyraźnie, że w rejonie II rewy, gdzie prowadzone były powyższe obliczenia, wkład falowania z kierunku wschodniego w zapiaszczanie toru wodnego jest większy od wkładu falowania z kierunku zachodniego.

Powyższe wnioski potwierdzają Rysunki 8.29, 8.30 i 8.31, na których pokazano obliczone średnioroczne rozkłady uziarnienia rumowiska zatrzymywanego odpowiednio po stronie zachodniej i wschodniej wzdłuż krawędzi toru oraz łączne (po obu stronach toru) rozkłady uziarnienia osadów wzdłuż toru wodnego. Obliczenia prowadzono dla rozkładu uziarnienia rumowiska „wejściowego”, pobranego z punktu 31M-7 na głębokości 2.2 m. Z przedstawionych rysunków wynika, że obliczone rozkłady uziarnienia osadów zatrzymywanych po stronie zachodniej i wschodniej krawędzi toru, a także rozkłady łączne różnią się między sobą bardzo nieznacznie, co oznacza, że wkład średniorocznych sytuacji falowych w zapiaszczanie toru po obu jego stronach jest zbliżony do zrównoważonego.

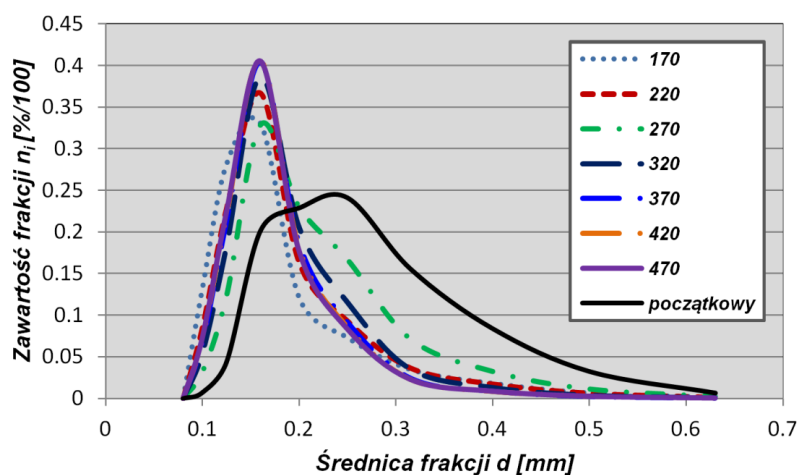
Warto zwrócić uwagę, iż największa – wzdłuż profilu poprzecznego – intensywność zapiaszczania toru wodnego będzie występować w rejonie wierzchołka rewy, tj. w punkcie

obliczeniowym oddalonym około 270 m od linii brzegowej. To oznacza, że decydując się na skrócenie falochronów skazuje się przyszłego administratora toru wodnego do wejścia do przekopu od strony Zatoki Gdańskiej na ustawiczne korzystanie z pracy pogłębiarek w celu sprawnej eksploatacji tego wejścia. Problemy z zapiaszczaniem będą tym większe, im więcej będzie drobnych frakcji w osadach zalegających na krawędziach przyszłego toru wodnego.

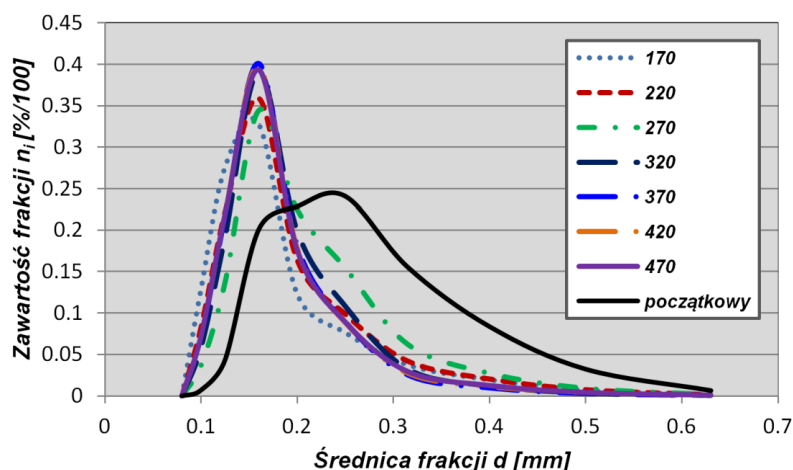
Należy pamiętać, że główne problemy związane z zapiaszczaniem wejścia i toru podejściowego nastąpią wówczas, gdy odmorska rewa pokazana na Rysunku 8.19, okrąży falochron zachodni i zacznie zamykać wejście do portu. Im główki falochronów będą bardziej odsunięte od tej rewy, im będą sięgać dalej w głąb morza, tym później rozpoczną się kłopoty z udrażnianiem podejścia do kanału żeglugowego.



Rysunek 8.29. Obliczone średnioroczne rozkłady uziarnienia wzdłuż krawędzi zachodniej toru dla rozkładu 31M-7

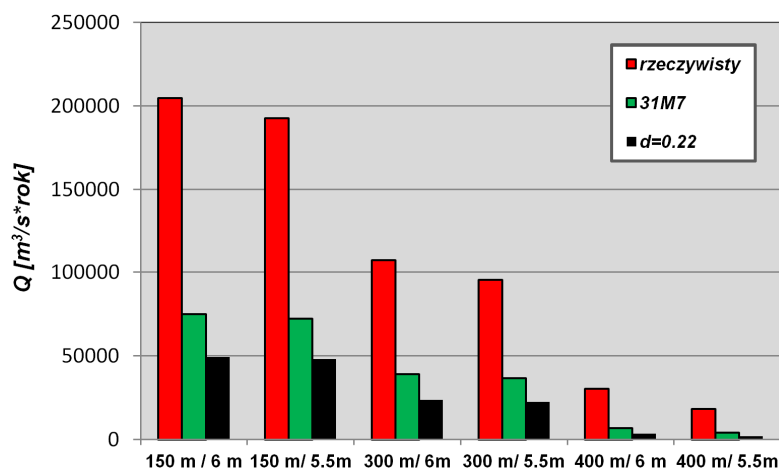


Rysunek 8.30. Obliczone średnioroczne rozkłady uziarnienia wzdłuż krawędzi wschodniej toru dla rozkładu 31M-7



Rysunek 8.31. Obliczone sumaryczne, średnioroczne rozkłady uziarnienia wzdłuż toru dla rozkładu 31M-7

Wpływ rozkładu uziarnienia na całkowitą (sumaryczną) wielkość zapiaszczania toru wodnego przedstawiono na Rysunku 8.32. Obliczenia prowadzono dla sześciu wariantów toru wodnego. Z analizy wyników przedstawionych na Rysunku 8.32 wynika, że tor wodny w wariantcie I, tj. wówczas, gdy główki falochronów oddalone są 150 m od linii brzegowej a założona głębokość wynosi 6.0 m, będzie zapiaszczany maksymalnie. Wydłużanie falochronów, a tym samym oddalanie toru wodnego od obecnej linii brzegowej powoduje, że tempo zapiaszczania będzie mniejsze. W najbardziej optymalnej sytuacji (wariant VI), tj. odległość główek falochronu wynosi 400 m od linii brzegowej a głębokość toru 5.5 m, wielkość zapiaszczania będzie osiągała maksymalnie wartość około 18.5 tys. m³/rok w przypadku utrzymującej się znaczącej liczby frakcji drobnych w osadach. Ta wielkość oznacza konieczność corocznego pogłębiania toru. W sytuacji zalegania mniejszej liczby frakcji drobnych w osadach na krawędziach toru (rozkład 31M-7 i rozkład jednorodny $d = 0.22$ mm) należy oczekiwać średniorocznej wartości zapiaszczania rzędu odpowiednio 4.1 tys. i 2.1 tys. m³/rok, co oznacza, że należy liczyć się z koniecznością podczyszczania toru podejściowego co 1 – 3 lata.



Rysunek 8.32. Wyniki obliczeń zapiaszczania toru dla różnych typów osadu w przypadku rozpatrywania sześciu różnych wariantów toru

8.3.5 Podsumowanie

W rozdziale 8.3 przedstawiono dyskusję wpływu długości projektowanych falochronów na procesy sedymentacyjne w obrębie drogi wodnej z Zatoki Gdańskiej do planowanego przekopu przez Mierzę Wiślaną. Przeanalizowano wielkość i tempo zapiaszczania toru wodnego w zależności od przyjętych sześciu wariantów długości falochronów osłaniających wejście do przekopu. W wariantcie podstawowym, zalecanym przez autorów prac Kaczmarek i inni (2008a); Kaczmarek i inni (2009a); Kaczmarek i inni (2009b), minimalna odległość główek falochronów od brzegu wynosi 400 m, a głębokość toru wodnego, zgodnie z założeniami *Studium Wykonalności Inwestycji* (2007/2008), nie jest mniejsza niż 5.5 m. Ponadto, rozważono pięć innych wariantów, tj. gdy odległość główek falochronów od linii brzegowej wynosi 150 m a założona głębokość 6.0 m oraz 5.5 m, gdy odległość jest równa 300 m a głębokość 6.0 m oraz 5.5 m, a także, gdy odległość wynosi 400 m, a głębokość 6.0 m.

Dyskusję wyników przeprowadzono dla trzech rodzajów rozkładu uziarnienia, tj. dla rumowiska z dużą liczbą frakcji drobnych, ze stosunkowo małą ich liczbą oraz dla rozkładów jednorodnych charakteryzowanych średnicą $d = 0.22$ mm.

Przeprowadzona analiza potwierdziła, że najbardziej optymalnym wariantem długości falochronów jest wariant podstawowy, tj. kiedy odległość główek falochronów od brzegu wynosi 400 m a głębokość toru 5.5 m. Wielkość zapiaszczania będzie osiągała maksymalnie wartość ok. 18.5 tys. m³/rok w przypadku utrzymującej się znaczącej liczby frakcji drobnych w osadach. Ta wielkość oznacza konieczność corocznego pogłębiania toru. W sytuacji zalegania mniejszej liczby frakcji drobnych w osadach na krawędziach toru (rozkład 31M-7 i rozkład jednorodny $d = 0.22$ mm) należy oczekiwać średniorocznej wartości zapiaszczania rzędu odpowiednio 4.1 tys. i 2.1 tys. m³/rok, co oznacza, że należy liczyć się z koniecznością podczyszczania toru podejściowego co 1 ÷ 3 lata.

Obliczenia wykazały, iż największa intensywność zapiaszczania toru wodnego występuje w rejonie wierzchołka rewy, tj. w punkcie obliczeniowym oddalonym ok. 270 m od linii brzegowej. Skrócenie falochronów spowoduje zatem konieczność ciągłej pracy pogłębiarek w celu sprawnej eksploatacji tego wejścia, co oznacza wzrost nakładów finansowych związanych z utrzymaniem toru. Problemy z zapiaszczaniem będą tym większe, im więcej będzie drobnych frakcji w osadach zalegających na krawędziach przyszłego toru wodnego.

9 ZAKOŃCZENIE

9.1 Podsumowanie i wnioski końcowe

W niniejszej pracy zaprezentowano szczegółową analizę zmian batymetrii i segregacji rumowiska dennego zachodzących w obszarze budowli hydrotechnicznych – w procesie zapiaszczania torów wodnych.

Zaprezentowano podstawy teoretyczne własnego modelu matematycznego opisującego zmiany morfologii dna oraz segregację rumowiska dennego, przedstawiając propozycję sposobu przeprowadzenia analizy opartej na koncepcji równowagi hydrodynamicznej – koncepcji potwierdzonej eksperymentami laboratoryjnymi. Zaproponowano autorski postulat transportu rumowiska w warstwie o miąższości z_m (gęsto upakowanych ziaren będącego w ruchu rumowiska) z prędkością postępową U_{L1} , w warunkach równowagi hydrodynamicznej. Prędkość postępową U_{L1} utożsamia się z prędkością propagacji środka masy formy dennej o miąższości z_m , poruszającej się bez zmiany kształtu pod wpływem powierzchniowego transportu osadów z prędkością \bar{U} . Na podstawie zaproponowanej koncepcji dotyczącej warunków równowagi hydrodynamicznej postuluje się liniową zależność pomiędzy objętościowym natężeniem transportu rumowiska i miąższością z_m , natomiast nieliniową względem rzędnej poziomu dna z_b .

Wobec powszechnie stosowanego uproszczenia polegającego na przyjęciu do rozwiązania równania transportu wypadkowego (uśrednionego w okresie fali) natężenia transportu rumowiska i związanych z tym problemów z prawidłowym zadaniem warunków brzegowych oraz niemożnością uzyskania zmian batymetrii w przypadku, gdy wypadkowy strumień będzie wynosił zero, zaproponowano koncepcję dekompozycji ruchu falowego na ruch związany z czasem trwania grzbietu fali oraz doliny fali.

Dokonano analizy numerycznej rozwiązania zaproponowanego równania opisującego zmiany morfologii dna pod wpływem dwukierunkowego transportu rumowiska dennego w warunkach postulowanej równowagi hydrodynamicznej. Zaproponowane podejście pozwala na eliminację oscylacji numerycznych w rozwiązaniu, które zazwyczaj są przejawem niestabilności (dyspersyjności) samych schematów numerycznych. W wyniku powyższych postulatów możliwym było włączenie do matematycznego opisu zmian poziomu rzędnej dna jednocześnie zachodzących zmian granulometrycznych rumowiska dennego – niespotykane jak dotąd na świecie, co do tej pory nie było możliwe w przypadku posługiwania się „tradycyjnymi” metodami.

W pracy dokonano bezpośredniej weryfikacji trójwarstwowego modelu transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie, uzyskując bardzo dobre zgodności wyników modelowania pionowych rozkładów koncentracji rumowiska zawieszzonego z wynikami

pomiarów. Właściwy opis koncentracji osadów zawieszonych jest niezbędny do prawidłowego wyznaczenia natężenia transportu rumowiska.

Z przedstawionej obszernej dyskusji wyników modelowania zarówno zmian batymetrii, jak i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego w obrębie torów wodnych, w porównaniu z wynikami pomiarów laboratoryjnych wynika, iż w modelowaniu zmian morfologii dna dla jednorodnego rumowiska we wszystkich analizowanych przypadkach, wyniki obliczeń dalece odbiegają od rezultatów uzyskanych z eksperymentów. Porównując wyniki obliczeń prowadzonych bez uwzględniania zmian rozkładów uziarnienia rumowiska dennego oraz z uwzględnieniem wpływu sortowania się rumowiska na przebudowę dna, z wynikami otrzymanymi z pomiarów, zauważa się i podkreśla prawidłowość tych drugich, dla których uzyskano bardzo dobre zgodności. Rezultaty predykcji zmian morfologii dna otrzymane w wyniku obliczeń prowadzonych z wykorzystaniem zaprezentowanego w niniejszej pracy modelu matematycznego dały bardzo dobre rezultaty na tle wyników obliczeń prowadzonych innymi – uznanymi na świecie modelami. Prowadząc obliczenia nie dokonywano żadnej kalibracji własnego modelu w przeciwieństwie do innych modeli, których wyniki porównywano. Skalowanie zaprezentowanego modelu z pewnością nie jest konieczne, wskutek wprowadzenia autorskiego sposobu matematycznego opisu zmian batymetrii. Należy podkreślić, że żaden z modeli obliczeniowych, których wyniki obliczeń zmian batymetrii porównywano, nie daje informacji o rozkładach granulometrycznych osadów dennych.

Umiejętność prawidłowego opisu zmian granulometrycznych rumowiska dennego oraz dwukierunkowego transportu osadów może mieć kapitalne znaczenie ilościowe i jakościowe. Jak pokazano dla przypadku analizy zmian batymetrii w warunkach falowo-prądowych, z prądem (powrotnym) o kierunku przeciwnym do kierunku propagacji fali, w przypadku obliczeń prowadzonych dla jednorodnego rumowiska kierunek migracji toru wodnego nie dla wszystkich frakcji był zgodny z kierunkiem propagacji fali. Dla frakcji najdrobniejszej kierunek ten był przeciwny. Zatem możliwy jest przypadek, w którym kierunek wypadkowego w okresie fali transportu rumowiska zgodny będzie np. z kierunkiem propagacji fali, zaś tor wodny migrował będzie w kierunku przeciwnym – zgodnym z kierunkiem prądu. Wobec tego posługiwanie się w obliczeniach zmian morfologii dna wypadkowym (jednokierunkowym) w okresie fali natężeniem transportu rumowiska i nieuwzględnianie granulometrii osadów nie może przynieść pożądaných sukcesów.

Na podstawie przeprowadzonej dyskusji wyników modelowania zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego w obrębie torów wodnych, wskazuje się na konieczność uwzględniania w modelowaniu zmian batymetrycznych zmienności w czasie i przestrzeni rozkładów granulometrycznych osadów budujących dno.

Zwraca się więc uwagę, iż posługując się zaprezentowanym w pracy pakietem obliczeniowym, możliwa jest predykcja ilości przemieszczających się osadów dennych o zróżnicowanej granulacji, jak również umiejętność przewidywania wielkości transportu poszczególnych frakcji, a w rezultacie znajomość rozkładów granulometrycznych osadów

wypełniających tor podejściowy, które często są wykorzystywane do planowania i prowadzenia prac refulacyjnych, związanych ze sztucznym zasilaniem brzegów. Refulat czerpany z torów używany jest często do umacniania brzegu w otoczeniu portów i dlatego znajomość jego rozkładu granulometrycznego jest niezwykle istotna. Zarówno rezultaty przeprowadzonych obliczeń, jak i wyniki otrzymane z pomiarów wykazały, iż zasadniczo w obszarach akumulacyjnych dochodzi do wzrostu udziałów procentowych frakcji drobnych, zaś w obszarach erozyjnych obserwuje się pogrubienie materiału dennego. Oczywiście możliwa jest predykcja całego spektrum frakcji budujących dno w dowolnym czasie i przestrzeni.

W pracy zaproponowano możliwości aplikacyjne własnego modelu obliczeniowego do warunków naturalnych.

Przeprowadzona analiza wpływu rozkładu uziarnienia na wielkość zapiaszczania toru wodnego pokazała m.in., że do właściwej oceny zapiaszczania niezbędna jest znajomość nie tylko mediany d_{50} rumowiska dennego, ale także kształtu całego rozkładu uziarnienia. Wiedza taka jest tym bardziej niezbędna – im więcej frakcji drobnych znajduje się w mieszaninie.

Ponadto przeprowadzona optymalizacja doboru długości falochronów i utrzymania odpowiedniej głębokości nawigacyjnej wykazała, że skrócenie falochronów spowoduje konieczność ciągłej pracy pogłębiarek w celu utrzymania sprawnej eksploatacji wejścia do portu, co oznacza wzrost nakładów finansowych związanych z utrzymaniem toru, a problemy z zapiaszczaniem będą tym większe, im więcej będzie drobnych frakcji w osadach zalegających na krawędziach toru wodnego.

Zaproponowane matematyczne narzędzie, przetestowane również w warunkach naturalnych wskazuje, że jest ono użyteczne przy optymalizacji zarówno prac pogłębiarskich, jak i doboru długości falochronów. Model matematyczny można z pewnością rekomendować, jako użyteczne narzędzie mogące znaleźć swoje zastosowanie przy prognozowaniu zarówno zmian batymetrii w obrębie budowli hydrotechnicznych (torów wodnych), jak i tempa zapiaszczania torów podejściowych do portów, a także przy określaniu rozkładów granulometrycznych osadów wypełniających tor podejściowy.

Na podstawie dokonanych w pracy rozważań można stwierdzić, iż nadrzędny cel pracy, którym było udowodnienie postawionej tezy, został osiągnięty. Wykazano, że nieuwzględnianie w opisie matematycznym dwukierunkowego (w czasie trwania grzbietu i doliny fali) charakteru transportu osadów oraz pomijanie zmienności w czasie i przestrzeni rozkładów uziarnienia rumowiska budującego dno, prowadzi do znacznych błędów w ocenie zapiaszczania torów wodnych i jam porefulacyjnych. Sukcesem bowiem zakończyły się wszystkie podjęte próby prognoz dotyczących transportu i segregacji rumowiska dennego w obrębie budowli oraz tempa zapiaszczania, a także zmian batymetrii wokół budowli. Rozpoznanie i analiza dynamiki transportu, segregacji osadów oraz zmian batymetrii w sąsiedztwie budowli dotyczyła zarówno warunków falowych, jak i falowo-prądowych.

9.2 Aspekty poznawcze

Na podstawie przeprowadzonej w pracy dyskusji na temat zmian batymetrii i segregacji rumowiska w obszarze budowli hydrotechnicznych na przykładzie zapiaszczania torów wodnych, poniżej przedstawiono najważniejsze możliwości poznawcze wynikające z dokonanej analizy:

- Zaproponowany opis matematyczny – potwierdzony eksperymentalnie – zmian morfologii dna w procesie zapiaszczania torów wodnych z uwzględnieniem jednocześnie zachodzących zmian granulometrycznych rumowiska dennego;
- Opis transportu osadów niejednorodnych granulometrycznie w strefie brzegowej morza i w sąsiedztwie budowli hydrotechnicznej na przykładzie toru wodnego;
- Ocena ilościowa i jakościowa zapiaszczania torów podejściowych do portów;
- Rozpoznanie i opis zmian rozkładów uziarnienia osadów w obrębie torów wodnych.

9.3 Aspekty praktyczne i możliwości aplikacyjne

Wyniki przeprowadzonych i zaprezentowanych w niniejszej pracy badań mogą być wykorzystane m.in. do:

- Sporządzania wytycznych do projektowania budowli hydrotechnicznych (mariny, przystanie wodne, porty, itp.) w zakresie torów wodnych;
 - Sporządzania wytycznych do projektowania budowli inżynierii brzegowej (nabrzeża, falochrony, ostrogi, itp.) w zakresie typu konstrukcji i sposobu posadowienia;
 - Sporządzania wytycznych do projektowania budowli inżynierii brzegowej (nabrzeża, falochrony, ostrogi, itp.) w zakresie ich długości i usytuowania względem brzegu;
 - Optymalizacji prac refulacyjnych związanych ze sztucznym zasilaniem brzegów – ochrona brzegów;
 - Optymalizacji prac pogłębiarskich w obrębie torów wodnych;
 - Analizy kosztów utrzymania torów wodnych związanych z ilością odkładanego rumowiska;
 - Optymalizacji kształtu wyrobisk (jam porefulacyjnych) oraz prac związanych z górnictwem morskim.
-

9.4 Perspektywy kontynuacji badań

Wszelkie rozważania zamieszczone w niniejszej pracy dotyczące zmian batymetrii z jednocześnie zachodzącymi zmianami w rozkładach uziarnienia rumowiska dennego, prowadzone były z wykorzystaniem własnego modelu matematycznego. Na obecnym etapie rozwoju modelu, aby wyznaczyć nowy rozkład uziarnienia w nowej warstwie mieszania h_m po czasie Δt , tj. w chwili czasowej $(t + \Delta t)$ należy (w przypadku zajścia w danym punkcie obliczeniowym zjawiska erozji) wziąć pod uwagę rozkład znajdujący się w „dywanie osadów” oraz rozkład charakteryzujący osad w dnie macierzystym. Jednakże, w przypadku zajścia w danym punkcie obliczeniowym zjawiska erozji poprzedzonego uprzednim zakumulowaniem materiału dennego, należałoby wziąć pod uwagę zamiast rozkładu w dnie macierzystym – rozkład uziarnienia osadu uprzednio zakumulowanego. Zatem, wydaje się warte uwagi uzupełnienie modelu o stworzenie „mapy” osadów dennych, która „pamiętać” będzie rozkłady uziarnienia w każdej warstwie (na każdym poziomie) dna. Mapa osadów dennych może mieć istotne znaczenie w szybko zmiennych – następujących po sobie procesach erozji i akumulacji występujących w danym obszarze.

W ramach Sieci Naukowej „*Transport osadów i zanieczyszczeń oraz fizyczna i biologiczna degradacja środowiska wodno-gruntowego w rzekach, ujściach i strefie brzegowej morza (TROIANet)*” wykonano m.in. badania eksperymentalne obejmujące cykliczne w czasie (tj. przed i po sztormie) pomiary batymetryczne z jednoczesnym poborem próbek osadów z powierzchni dna w celu określenia ich składu granulometrycznego. Na tej podstawie, w najbliższej przyszłości zamierza się przeprowadzenie analizy zmian morfologii dna wraz z jednocześnie zachodzącymi zmianami rozkładów uziarnienia rumowiska dennego w obrębie istniejącego toru wodnego do portu w Łebie, jako kontynuacji rozpoczętych już badań terenowych.

Niezwykle ważnym problemem, na którym autor zamierza skoncentrować swoją uwagę, jest aspekt optymalizacji długości płyt wypadowych w budowlach piętrzących wodę, z uwagi na wymycia poza płytami. Zadaniem niecki wypadowej jest rozpraszania energii wody przepływającej ze stanowiska górnego do stanowiska dolnego określonej budowli piętrzącej wodę (np. jaz, zaporą, elektrownia wodna) lub budowli regulacyjnej (np. próg, stopień). Wymiarowanie niecki w podstawowym zakresie polega na wyznaczeniu jej głębokości i długości na podstawie przeprowadzanych obliczeń hydraulicznych. Ważny, lecz często bagatelizowany problem stanowi zjawisko erozji, do której dochodzi w obszarach poza płytami wypadowymi. Nadmierne wymycie w obrębie płyt wypadowych doprowadzić może w konsekwencji do utraty stateczności budowli piętrzącej.

Problem erozji i nadmiernych wymyci nie dotyczy jedynie budowli piętrzących wodę i płyt wypadowych, ale odnosi się do wszelkich budowli, gdzie występuje interakcja wody i rumowiska w ich sąsiedztwie. Nierzadko też nadmierna akumulacja rumowiska może okazać się czynnikiem sprawczym zagrożenia utraty stateczności budowli hydrotechnicznych.

Osobliwym przypadkiem, na który autor planuje zwrócić uwagę stanowią procesy erozyjno-akumulacyjne występujące wokół ostróg. Jak podaje Robakiewicz (2006) stan wiedzy w zakresie mechanizmów wzajemnego oddziaływania rzeki z ostrogami jest nadal niewystarczający, by można było prognozować zmiany denne w korycie rzeki z dużą dokładnością. Ostrogi, choć budowane od bardzo dawna, nie zawsze doprowadzają do osiągnięcia zamierzonego celu, a często przysparzają dodatkowych trudności (np. wymycia, odkładanie rumowiska).

Ważną kwestią, o którą autor chciałby wzbogacić model obliczeniowy jest włączenie do opisu zmian morfologii dna mieszanin rumowiska o różnorodnych gęstościach objętościowych, zaś kolejnym zamiarem jest włączenie osadów kohezyjnych.

Jeśli powyższe, wydaje się bardzo realne plany zostałyby spełnione, wówczas powstałby kompleksowy model morfologiczny mogący znaleźć praktycznie nieograniczone zastosowanie w opisie zmian batymetrycznych i zmian granulometrycznych rumowiska dennego.

LITERATURA

- Abbott M.B., (1979): *Computational hydraulics; elements of the theory of free surface flows*, Pitman, London;
- Allen J. R. L., (1977): *Fizyczne procesy sedimentacji*, PWN, Warszawa;
- Amoudry L., Hsu T. J. and Liu P. L.-F., (2008): *Two-phase model for sand transport in sheet flow regime*, Journal of Geophysical Research, Vol. 113, No. C03011, doi:10.1029/2007JC004179;
- Amoudry L. O. and Liu P. L.-F., (2010): *Parameterization of nearbed processes under collinear wave and current flows from a two-phase sheet flow model*, Cont. Shelf Res., 30, 1403–1416;
- Analiza granulometryczna powierzchniowych osadów redy i toru wodnego portu w Łebie.* (1998), opracowanie wewnętrzne, Instytut Morski, Gdańsk;
- Asano T., (1990): *Two-plane flow model on oscillatory sheet-flow*, Proc. 22nd Int. Conf. Coast. Eng., ASCE, 2372–2384;
- Bagnold R.A., (1956): *The Flow of Cohesionless Grains in Fluids*, Phil. Trans. Roy. Soc., London, Ser. A, Vol. 249, 235–297;
- Bailard J.A., (1981): *An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach*, J. Geophys. Res., Vol. 86, No. C11, 10938–10954;
- Bakhtyar R., Barry D. A., Yeganeh-Bakhtiary A., Li L., Parlange J.-Y. and Sander G. C., (2010): *Numerical simulation of two-phase flow for sediment transport in the inner-surf and swash zones*, Advances in Water Resources, Vol. 33, No. 3, pp. 277–290;
- Berx B.E.M., (2004): *Morphological modelling of sand pits with TELMAC*, MSc Dissertation, University of Wales Bangor;
- Biegowski J., (2006): *Dynamika osadów morskich o niejednorodnym uziarnieniu w świetle teorii i eksperymentu*, rozprawa doktorska, IBW PAN;
- Blaas M., Dong C., Marchesiello P., McWilliams J. C. and Stolzenbach K. D., (2007): *Sediment-transport modeling on Southern Californian shelves: A ROMS case study*, Cont. Shelf Res., 27, 832–853;
- Bosboom J., Klopman G., Reniers A, Stive M.J.F, (1998): *Analytical model for wave-related sediment transport in flat bed sheet flow regime*, Proc. 26th ICCE, ASCE, Reston VA, 2573–2586;
- Bosman J.J., (1982): *Concentration measurements under oscillating water motion*, Report on model investigation (M1965-II), Delft Hydraulics Laboratory;
- Bosman J.J., (1985): *Concentration measurements in model and prototype*, Concept Delft Hydraulics Laboratory;
- Brown J. M. and Davies A. G., (2009): *Methods for medium-term prediction of the net sediment transport by waves and currents in complex coastal regions*, Cont. Shelf Res., 29, 1502–1514;
- Callaghan D. P., Saint-Cast F., Nielsen P., Baldock T. E., (2006): *Numerical solutions of the sediment conservation law; a review and improved formulation for coastal morphological modeling*, Coastal Engineering, 53, 557–571;
- Cayocca F., (2001): *Long-term morphological modeling of a tidal inlet: the Arcachon Basin, France*, Coastal Engineering, 42(2), 115–142;
- Chatelus Y., Katopodi I., Dohmen-Janssen M., Ribberink J.S., Samotrakis P., Cloin B., Savioli J.C., Bosboom J., O'Connor B.A., Hein R., Hamm L., (1998): *Size Gradation Effects in Sediment Transport*, Proc. 26th ICCE, ASCE, Reston VA, 2435–2448;
-

- Chen X. W., Zheng J. H., Zhang C., and Yang X., (2010): *Evaluation of diffraction predictability in two phase averaged wave models*, China Ocean Engineering, Vol. 24, No. 2, pp. 235–244;
- Chiang Y.-Ch., Hsiao S.S., Lin M.C., (2010): *Numerical solutions of coastal morphodynamic evolution for complex topography*, Journal of Marine Science and Technology, Vol. 18, No. 3, pp. 333–344;
- Chiang Y.-Ch. and Hsiao S.-S., (2011): *Coastal Morphological Modeling*, Sediment Transport in Aquatic Environments, Andrew J. Manning (Ed.), ISBN: 978-953-307-586-0;
- Cunge J. A., Holly Jr F. M., Verwey A., (1980): *Practical aspects of computational river hydraulics*, Pitman, London;
- Davies A.G., Ribberink J.S., Temperville A., Zyserman J.A., (1997): *Comparisons between sediment transport models and observations made in wave and current flows above plane beds*, Coastal Engineering 31, 163–198;
- Davies A.G., Villaret C., (2002): *Prediction of sand transport rates by waves and currents in the coastal zone*, Cont. Shelf Res. Vol. 22, No. 18–19, pp. 2725–2737;
- Deigaard R., (1993): *Modelling of sheet flow: dispersion stresses vs. the diffusion concept*, Prog. Rep. 74, Inst. Hydrodyn. and Hydraulic Eng., Tech. Univ. Denmark, 65–81;
- De Meijer R.J., Bosboom J., Cloin B., Katopodi I., Kitou N., Koomans R.L., Manso F., (2002): *Gradation effects in sediment transport*, Coastal Engineering 47, 179–210;
- de Vriend H.J., (1987a): *2DH Mathematical modelling of morphological evolution in shallow water*, Coastal Engineering, 11, 1–27;
- de Vriend H.J., (1987b): *Analysis of horizontally two-dimensional morphological evolution in shallow water*, J. Geophys. Res. 92 _C4., 3877–3893;
- de Vriend H. J., Zyserman J., Nicholson J., Roelvink J. A., Pechon P. and Southgate H. N., (1993a): *Medium term 2DH coastal modelling*, Coastal Engineering, 21, 193–224;
- de Vriend H.J., Copabianco M., Chesher T., De Swart H.E., Latteux B., Stive M.J.F., (1993b): *Long term modeling of coastal Morphology*, Coastal Engineering, 21, 225–269;
- Dohmen-Janssen M.C., (1999): *Grain size influence on sediment transport in oscillatory flow*, FEBODRUK BV, ISBN 90-9012929-4, Enschede, The Netherlands;
- Dohmen-Janssen C. M., Hanes D. M., (2002): *Sheet flow dynamics under monochromatic nonbreaking waves*, Journal of Geophysical Research, Vol. 107, No. C10, doi:10.1029/2001JC001045;
- Dong P., Zhang K., (2002): *Intense near-bed sediment motions in waves and currents*, Coastal Eng., Vol. 45, No. 2, pp. 75–87;
- Druet C., Kowalik Z.,(1970): *Dynamika Morza*. Wydawnictwo Morskie, Gdańsk;
- Dubrawski R., (2003): *Ocena oddziaływania na środowisko prac czerpalno-konserwacyjnych w porcie Łeba*, opracowanie wewnętrzne, Instytut Morski, Gdańsk;
- Engelund F., Fredsøe J., (1976): *A sediment transport model for straight alluvial channel*, Nordic Hydrology, Vol. 7;
- Fredsøe J., (1984): *Turbulent boundary layer in combined wave-current motion*, J. Hydraulic Eng., ASCE, Vol. 110, No. HY8, 1103–1120;
- Fletcher C. A., (1991): *Computational techniques for fluid dynamics*, Springer Verlag, Berlin;
- Fortunato A.B., Oliveira A., (2004): *A modeling system for long-term morphodynamics*, J. Hydraulics Research 42(4):426–434;
-

- Glenn S.M., Grant W.D., (1987): *A suspended sediment stratification correction for combined wave and current flows*, J. Geophys. Res., Vol. 92, No. C8, pp. 8244–8264;
- Godunov S. K., (1975): *Równania fizyki matematycznej*, PWN, Warszawa;
- Gradzinski R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., (1986): *Zarys sedymentologii*. Warszawa, Wydawnictwo Geologiczne;
- Grant W.D., Madsen O.S., (1986): *The continental-shelf bottom boundary layer*, Annu. Rev. Fluid Mech., Vol. 18, 265–305;
- Guillen J., (1995): *Sediment response in a littoral system, Island of Terschelling, The Netherlands*, Report 90–20, Dep. Of Phys. Geography, Univ of Utrecht, The Netherlands;
- Harris C. K. and Wiberg P. L., (2001): *A two-dimensional, time-dependent model of suspended sediment transport and bed reworking for continental shelves*, Comput. Geosci., 27(6), 675–690;
- Harris C. K., Sherwood C. R., Signell R. P., Bever A. J., and Warner J. C. (2008): *Sediment dispersal in the northwestern Adriatic Sea*, J. Geophys. Res., 113, C11S03, doi:10.1029/2006JC003868;
- Hassan W.N., Kroekenstoel D.K. & Ribberink J.S., (2001): *Size-gradation effect on sand transport rates under oscillatory sheet-flows*, Proc. Coastal Dynamics '01, ASCE, Reston VA, 928–937;
- Hassan W.N., (2003): *Transport of size-graded and uniform sediments under oscillatory sheet-flow conditions*, PhD Thesis, Univ. of Twente, The Netherlands;
- Havinga F.J., (1992): *Sediment concentrations and sediment transport in case of irregular non-breaking waves with a current*, Delft Hydraulics Report H840;
- Hervouet J.M., (2000): *TELEMAC modelling system: an overview*, Hydrol. Process., 14 pp. 2209–2210;
- Hervouet J.M. and Bates P., (2000): *The TELEMAC Modelling System*, Hydrological Processes, Volume 14, Issue 13 Pages 2207–2363;
- Hsu T.-J., Elgar S. and Guza R. T., (2006): *Wave-induced sediment transport and onshore sandbar migration*, Coastal Engineering, 53, 817–824;
- <http://www.ad1894.pl/leba/> – dostęp 27.08.2012;
- <http://www.fritsch.de/> – dostęp 27.08.2012;
- <http://www.nortekusa.com/en/products/velocimeters/vector> – dostęp 12.12.2012;
- <http://www.port.leba.eu/content/view/3/15/> – dostęp 12.12.2012;
- Hu K., Ding P., Wang Z. and Yang S., (2009): *A 2D/3D hydrodynamic and sediment transport model for the Yangtze Estuary, China*, J. Mar. Syst., 77, 114–136;
- Janssen C. M., (1995): *Sand Transport in Oscillatory Sheet-flow. A literature review*, Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering, Rep. No. 95–6, Delft Univ. of Technology, Faculty of Civil Engineering;
- Jensen J.H., Madsen E.Ø., Fredsøe J., (1999): *Oblique flow over dredged channels: II. Sediment transport and morphology*, Journal of Hydraulic Engineering 125 (11), 1190–1198;
- Jiang G.-S., Levy D., Lin C.-T., Osher S., Tadmor E., (1998): *High-resolution nonoscillatory central schemes with nonstaggered grids for hyperbolic conservation laws*, SIAM Journal on Numerical Analysis 35 (6), 2147–2168;
- Jiang G.-S., Wu C.-C., (1999): *A high-order WENO finite difference scheme for the equations of ideal magnetohydrodynamics*, J. Comput. Phys. 150, 561–594;
-

- Johnson H.K., Brøker I. and Zyserman J.A., (1994): *Identification of some Relevant Processes in Coastal Morphological Modelling*, Proceedings of the 24th International Conference on Coastal Engineering, ASCE, 2871–2885;
- Johnson H.K., Zyserman J.A., (2002): *Controlling spatial oscillations in bed level update schemes*, Coastal Engineering, Vol. 47, Issue: 1, pp. 77;
- Kaczmarek L.M., (1991): *Mathematical model for oscillating sheet flow*, Proc. Euromech 262 Colloquium on Sand Transport in Rivers, Estuaries and the Sea, A.A. Balkema / Rotterdam / Brookfield, 197–202;
- Kaczmarek L.M., Mielczarski A., Naguszewski A., Ostrowski R., Pruszek Z., Skaja M., Szmytkiewicz M., (1996): *Badanie ruchu rumowiska Porcie Łeba. Ocena przewidywanego wpływu projektowanej przebudowy układu falochronów na warunki zapiaszczania portu i na kształtowanie się brzegu*, opracowanie wewnętrzne, IBW PAN, Gdańsk;
- Kaczmarek L.M., Mielczarski A., Ostrowski R., (1997): *Zastosowanie nowego modelu transportu osadów do oceny zapiaszczania portowych torów podejściowych*, Inżynieria Morska i Geotechnika nr 21, str. 113–117, Gdańsk;
- Kaczmarek L.M., (1999): *Moveable Sea Bed Boundary Layer and Mechanics of Sediment Transport*, IBW PAN, Gdańsk, ISBN 83–85708–35–9;
- Kaczmarek L.M., Ostrowski R., (2002): *Modelling intensive near-bed sand transport under wave-current flow versus laboratory and field data*, Coastal Engineering, Vol. 45, No. 1, pp. 1–18;
- Kaczmarek L.M., J. Biegowski, R. Ostrowski, (2004): *Modelling cross-shore intensive sand transport and changes of grain size distribution versus field data*, Coastal Engineering, Vol. 51, pp. 501–529;
- Kaczmarek L.M., Sawczyński Sz., (2007): *Zastosowanie modelu transport osadów niejednorodnych granulometrycznie do analizy zapiaszczania toru podejściowego do portu w Łebie*, Inżynieria Morska i Geotechnika, nr 6, 364–374;
- Kaczmarek L.M., Sawczyński Sz., (2008): *Modelling of the silting up processes in water routes of Łeba and Tolkmicko ports*, Technical Sciences, No. 11, 161–175;
- Kaczmarek L.M., Biegowski J., Gaca K., Gąsiorowski D., Kaźmierski J., Ostrowski R., Perfumowicz T., Pruszek Z., Schönhofer J., Skaja M., Szmytkiewicz M., Szmytkiewicz P., (2008a): *Analiza procesów hydro- i litodynamicznych w rejonie planowanego przekopu przez Mierzeję Wiślaną i predykcja wpływu przekopu na brzeg morski wraz z oceną intensywności zapiaszczania (zamulania) toru wodnego na odcinku od przekopu do portu w Elblągu*, Raport końcowy z realizacji projektu badawczego rozwojowego – na zlecenie Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego;
- Kaczmarek J., Sawczyński Sz., Dominikowski S., Pawłowicz J., Grzyb G., (2008b): *Podatność na zapiaszczanie i zamulanie toru wodnego z Zatoki Gdańskiej do portu w Elblągu w świetle wyników badań terenowych i analizy teoretycznej*. Raport z wykonania zlecenia wewnętrznego nr 523–0612.0301, Uniwersytet Warmińsko–Mazurski w Olsztynie, Wydział nauk Technicznych, Katedra Budownictwa i Konstrukcji Budowlanych;
- Kaczmarek L.M., Ostrowski R., Skaja M., Szmytkiewicz M. (2009a): *Wpływ falochronów osłaniających wejście do planowanego przekopu przez Mierzeję Wiślaną na zmiany położenia linii brzegowej*, Inżynieria Morska i Geotechnika, nr 2;
- Kaczmarek L.M., Ostrowski R., Skaja M., Szmytkiewicz M. (2009b): *Prognoza zapiaszczania toru podejściowego prowadzącego do planowanego przekopu przez Mierzeję Wiślaną*, Inżynieria Morska i Geotechnika, nr 3;

- Kaczmarek L.M., Biegowski J., Kaczmarek J., Sawczyński Sz. (2009c): *Wpływ falochronów na zapiaszczanie toru wodnego z Zatoki Gdańskiej do planowanego przekopu przez Mierzeję Wiślaną*, Inżynieria Morska i Geotechnika, nr 4, 262–268;
- Kaczmarek L.M., Sawczyński Sz., Biegowski J., (2011): *Bathymetry changes and sand sorting during silting up of the channels: Part 1 – Conservation of sediment mass*, Technical Sciences, Nr 14(2), 153–170;
- Kobayashi N., Seo, S.N., (1985): *Fluid and sediment interaction over a plane bed*, J. Hydraul. Eng., Vol. 111, No. 6, pp. 903–921;
- Kuroiwa M, Kamphuis J. W., Kuchiishi T. and Matsubara Y., (2003): *A 3D Morphodynamic Model with Shoreline Change Based on Quasi-3d Nearshore Current Model*, Proc. Asian and Pacific Coasts Conf., 2003;
- Li L., Sawamoto M. , (1995): *Multi-phase model on sediment transport in sheet-flow regime under oscillatory flow*, Coastal Eng. Jpn., Vol. 38, No. 2, pp. 157–178;
- Liu C., Shen Y. M., (2010): *A three dimensional $k-\epsilon$ model for water-sediment movement*, International Journal of Sediment Research, Vol. 25, No. 1, pp. 17–27;
- Liu X.-D., Osher S., Chan T., (1994): *Weighted essentially non-oscillatory schemes*, J. Comput. Phys. 115, 200;
- Long W., Kirby J. T., Shao Z., (2008): *A numerical scheme for morphological bed level calculations*, Coastal Engineering, Vol. 55 167–180;
- Lumborg U., (2005): *Modelling the deposition, erosion, and flux of cohesive sediment through Øresund*, J. Mar. Syst., 56, 179–193;
- Madsen O.S., Grant W.D., (1976): *Quantitative description of sediment transport by waves*, Proc. 12th Int. Conf. Coast. Eng., ASCE, 1093–1112;
- Malarkey J., Davies A.G., Li Z., (2003): *A simple model of unsteady sheet flow sediment transport*, Coastal Eng. Vol. 48, No. 3, pp. 171–188;
- Nairn R.B., Southgate H.N.,(1993): *Deterministic profile modeling of nearshore processes, Part 2, Sediment transport and beach profile development*, Coastal Eng. (19), 57–96;
- Nicholson J., Broker I., Roelvink J.A., Price D., Tanguy J.M., Moreno L., (1997): *Intercomparison of coastal area morphodynamic models*, Coastal Engineering 31, 97–123;
- Nielsen P., (1992): *Coastal bottom boundary layers and sediment transport*, Advanced Series on Ocean Engineering, Vol. 4, World Scientific, Singapore;
- O'Connor B.A., Nicholson J., (1989): *Modelling changes in coastal morphology*, Sediment Transport Modeling, In: Wang, S.S.Y. (Ed.), ASCE, pp. 160–165;
- O'Connor B.A, Pan S., Nicholson J., MacDonald N., Huntley D.A., (1998): *A 2D model of waves and undertow in surf zone*, Proc. Coastal Eng. ASCE, p. 286–296;
- O'Donoghue T., Wright S., (2003): *Concentrations in oscillatory sheet flow for well sorted and graded sands*, Coastal Engineering 50, 117–138;
- O'Donoghue T., Wright S., (2004): *Flow tunnel measurements of velocities and sand flux in oscillatory sheet flow for well-sorted and graded sands*, Coastal Engineering, Vol. 51, No. 11–12, pp. 1163–1184;
- Pawluk K., (1984): *Segregacja materiału osadowego*, Prace wewnętrzne IBW PAN, Gdańsk;
- Pawluk K., (1990): *Materiał piaszczysty strefy brzegowej*, Studia i Materiały Oceanograficzne, Nr 55;

- Plumb R. A., (1979): *Eddy fluxes of conservative quantities by small-amplitude waves*, J. Atmos. Sci.;
- Pruszek Z., (1998): *Dynamika brzegu i dna morskiego*, IBW PAN Gdańsk;
- Rakha K. A., Deigaard R. and Brøker I., (1997): *A phase-resolving cross shore sediment transport model for beach profile evolution*, Coastal Engineering, 31, 231–261;
- Reniers A.J.H.M., Roelvink J.A., Walstra D.J.R., (1995): *Validation study of UNIBEST-TC; validation against the LIP 11D experiment*, Report H2130, Delft Hydraulics;
- Ribberink J.S., Chen Z., (1993): *Sediment transport of fine sand under asymmetric oscillatory flow*. Report H840, part VII, WL|Delft Hydraulics;
- Ribberink J.S., Al-Salem A., (1994): *Sediment transport in oscillatory boundary layers in cases of rippled beds and sheet flow*, Journal Geoph. Res., Vol. 99, No. C6, 12707–12727;
- Ribberink J.S., (1998): *Bed load transport for steady flows and unsteady oscillatory flows*, Coastal Engineering 34, pp 59–82;
- Ribberink J.S., Buijsrogge R.H., (2003): *1DH modelling of sandpit morphology in the marine environment: a numerical model*, Civil Engineering, University of Twente, The Netherlands;
- Ribberink J.S., (2004): *Migration and infill of trenches in the marine environment: an analytical engineering model*, University of Twente, Enschede, November 2004;
- Rivero F.J., Sanchez-Arcilla A., (1993): *Propagation of linear gravity waves over slowly varying depth and currents. in Waves'93* (ed. O.T. Magoon, J.M. Hamsley), Proc. 2nd International Symposium Ocean Wave Measurement and Analysis, New Orleans, ASCE, p 518–532;
- Robakiewicz M., (2006): *Rola ostróg w regulacji rzek*, Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, Nr 4/2, Kraków: Polska Akademia Nauk, Oddział w Krakowie, 2006, s. 151–158;
- Roelvink J.A., van Banning G.K.F.M., (1994): *Design and development of Delft3D and application to coastal morphodynamics*, In: Verwey, Minns, Babovic, Maksimovic (Eds.), Hydroinformatics '94, Balkema, Rotterdam, pp. 451–455;
- Roelvink J.A., Walstra D.J.R., Chen Z., (1998): *Morphological modelling of Keta lagoon case*, Proc. 24th Int. Conf. on Coastal Engineering. ASCE, Kobe, Japan;
- Saint-Cast F., (2002): *Modélisation de la morphodynamique des corps sableux en milieu littoral* (Modelling of Coastal Sand Banks Morphodynamics), University Bordeaux I, Bordeaux, 245 pp;
- Sánchez A., Wu W., (2011): *A Non-Equilibrium Sediment Transport Model for Coastal Inlets and Navigation Channels*, Journal of Coastal Research, SI 59, 39–48, West Palm Beach, Florida;
- Sato K., Shuto N., Tanaka H., (1995): *Numerical simulation of the sand spit flushing at a river mouth*, In: Chinese Hydraulic Engineering Society and International Research and Training Center on Erosion and Sedimentation (Ed.), Adv. In Hydro-Science and Eng., vol. II, Part B, Tsinghua University Press, Beijing, pp. 1399–1406;
- Sawczyński Sz., Kaczmarek L.M., Biegowski J., (2011): *Bathymetry changes and sand sorting during silting up of the channels: Part 2 – Modelling versus laboratory data*, Technical Sciences, Nr 14(2), 171–192;
- Sawczyński Sz., Kaczmarek L.M., Biegowski J. (2012): *Modelling bathymetry changes within a waterway versus a laboratory experiment*, Technical Sciences, Nr 15(2), (w druku);
- Sayed M., Savage S.B., (1983): *Rapid gravity flow of cohesionless granular materials down inclined chutes*, J. Applied Mathematics and Physics (ZAMP), Vol. 34, 84–100;

- Shao Z.Y., Kim S., Yost S.A., (2004): *A portable numerical method for flow with discontinuities and shocks*, Proceedings of 17th Engineering Mechanics Conference, ASCE, June 13–16, Paper, vol. 65, University of Delaware, Newark, DE, USA;
- Sierra J.P., Sanchez–Arcilla A., (1999): *CIIRC–LIM runs for Egmond Pilot Experiment*, Report RR–CIIRC/AHC–99–1, University of Catalunya, Spain;
- Sisttermans P.G.J., (2001): *Multi–fraction net sediment transports by irregular waves and a current*, Proc. Coastal Dynamics '01, ASCE, Reston VA, 918–927;
- Soulsby R.L., (1997): *Dynamics of marine sands*, Thomas Telford, London, ISBN 0 7277 2584 X, 1997;
- Southgate H.N., Nairn, R.B., (1993): *Deterministic profile modelling of nearshore processes, Part 1: Waves and currents*, Coastal Engineering, 19(1,2): 27 – 56;
- Souza A. J., Holt J. T. and Proctor R., (2007): *Modelling SPM on the NW European shelf seas, in Coastal and Shelf Sediment Transport*, edited by P. S. Balson and M. B. Collins, Geol. Soc. Spec. Publ., 274, 147–158;
- Struiksmā N., Olewesen K.W., Flokstra C., de Vriend H.J., (1985): *Bed deformation in curved alluvial channels*, J. Hydraul. Res. 23 (1);
- Studium wykonalności inwestycji – *Budowa kanału żeglugowego przez Mierzeję Wiśląq*, (2007/2008): Konsorcjum: Polbud Pomorze, Geosyntex Sp. z o.o. i Fundacja Naukowo–Techniczna – wykonane na zlecenie Urzędu Morskiego w Gdyni;
- Svendsen I.A., (1984): *Mass flux and undertow in a surf zone*, Coastal Engineering 8, 347–365;
- Szymkiewicz R., (2000): *Modelowanie matematyczne przepływów w rzekach i kanałach*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa;
- van der A D.A., O'Donoghue T. & Ribberink, J.S., (2010): *Measurements of sheet flow transport in acceleration–skewed oscillatory flow and comparison with practical formulations*, Coastal Engineering, vol 57, pp. 331–342;
- van Rijn L. C., (1985): *Flume experiments of sedimentation in channels by currents and waves*, Report S 347–II, Delft Hydraulics Laboratory, Delft, Netherlands;
- van Rijn L.C., (1986): *Sedimentation of dredged channels by currents and waves*, Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE, Vol. 112, No. 5;
- van Rijn L.C., (1991): *Sediment transport in combined waves and currents*, Proc. Euromech 262, Sand transport in rivers ,estuaries and the sea, Eds. Soulsby & Bettes, Balkema;
- van Rijn L.C., (1993): *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas*, Aqua Publications, the Netherlands;
- van Rijn L.C., Wijnberg, K.M., (1996): *One–dimensional modelling of individual waves and wave–induced longshore currents in the surf zone*, Coastal Engineering 28, 121– 145;
- van Rijn L.C., (2000): *General view on sand transport by currents and waves*, Z2899.30, Delft Hydraulics, Delft, the Netherlands;
- van Rijn L.C., Walstra, D.J.R., Ormond, van M., (2004): *Description of TRANSPOR2004 and implementation in Delft3D–ONLINE*, Delft Hydraulics Report Z3748, Delft Hydraulics, Delft, The Netherlands;
- van Rijn L.C., Soulsby R.L., Hoekstra P. and Davies A.G. (Eds.), (2005): *SANDPIT, Sand Transport and Morphology of Offshore Mining Pits*, Aqua Publications, The Netherlands, 716pp;
- Vincent S., Caltagirone J.P., (1999): *Efficient solving method for unsteady incompressible interfacial flow problems*, International Journal For Numerical Methods In Fluids 30 (6), 795–811;

- Walstra D.J.R., van Rijn L.C., Hoogewoning S.E. and Aarninkhof S.G.J. (1999): *Modelling of sedimentation of dredged trenches and channels under the combined action of tidal currents and waves*, Coastal Sediments;
- Walstra D.J.R., Chesher, T., Davies, A.G., Ribberink, J., Sergent, P., Silva, P., Vittori, G., Walther, R., van Rijn, L.C., (2005): *Intercomparison of the state of the morphological Models*, In: van Rijn, L.C., Soulsby, R.L., Hoekstra, P., Davies, A.G. (Eds.), SANDPIT Sand Transport and Morphology of Offshore Mining Pits. Aqua publications, The Netherlands, ISBN 90-800356-7-X;
- Wang Z.B., (1992): *Theoretical analysis on depth-integrated modeling of suspended sediment transport*, J. Hydrol. Res. 30 (3);
- Watanabe, A., Riho Y., Horikawa K., (1980): *Beach profiles and on-offshore sediment transport*, Proc. 17 Conf. Coastal Eng. ASCE;
- Watanabe A., (1988): *Modeling of sediment and beach evolution*, In: Horikawa, K. (Ed.), Nearshore Dynamics and Coastal Processes, University of Tokyo Press, Tokyo, Japan, pp. 292-302;
- Weiyang T., (1992): *Shallow Water Hydrodynamics*, Elsevier, Amsterdam;
- Whitehouse R., (1998): *Scour at marine structures*, Thomas Telford Publications, London, 198 pp;
- Whitham G.B., (1999): *Linear and nonlinear waves*, Wiley, New York;
- Yalin M.S., da Silva A.M.F., (2001): *Fluvial Processes*, IAHR Monograph, IAHR, Delft, The Netherlands;
- Zanuttigh B., (2007): *Numerical modelling of the morphological response induced by low-crested structures in Lido di Dante, Italy*, Coastal Engineering, 54, 31-47;
- Zdunek A., (2006): *Analiza hydrodynamiczna zapiaszczania toru podejściowego do portu Łeba w aspekcie projektowania budowli i optymalizacji prac pogłębiarskich*. Praca magisterska, Uniwersytet Warmińsko-Mazurski, Olsztyn;
- Zhang Y., Swift D. J. P., Fan S., Niedoroda A. W. and Reed W., (1999): *Two-dimensional numerical modeling of storm deposition on the northern California shelf*, Marine Geology, 154, 155-167;
- Zheng J. H., (2007): *Depth-dependent expression of obliquely incident wave induced radiation stress*, Progress in Natural Science, Vol. 17, No. 9, pp. 1067-1073;
- Zheng J. H., Mase H., Demirbilek Z., and Lin L., (2008): *Implementation and evaluation of alternative wave breaking formulas in a coastal spectral wave model*, Ocean Engineering, Vol. 35, No. 11-12, pp. 1090-1101;
- Zyserman J.A., Fredsøe J., (1994): *Data analysis of bed concentration of suspended sediment*, J. Hydraul. Res., Vol. 120, No. 9, 1021-1042.
-

SPIS RYSUNKÓW

3.1. Wypadkowy transport osadów pod wpływem falowania asymetrycznego (Hassan, 2003).....	11
3.2. Wypadkowy transport osadów pod wpływem falowania asymetrycznego, na podstawie danych: (*) Ribberink i Chen (1993), (+) Ribberink i Al-Salem (1991 i 1992); za: Hassan, 2003	12
4.1. Schemat transportu rumowiska.....	25
4.2. Schemat ruchu saltacyjnego rumowiska z wymianą ziaren osadu między przepływem a dnem a) oraz schemat przyjęty do obliczeń b).....	26
4.3. Schemat transportu rumowiska w ruchu falowym.....	27
4.4. Schemat analizowanego obszaru.....	30
5.1. Zmiany w przestrzeni natężenia transportu rumowiska q dla fali symetrycznej.....	42
5.2. Zmiany w przestrzeni natężenia transportu rumowiska q dla fali asymetrycznej.....	43
5.3. Fragment siatki węzłów stosowanej w schemacie czteropunktowym	46
5.4. Zmiany w przestrzeni natężenia transportu rumowiska q dla wariantu „kanału podejściowego”.....	50
5.5. Rozwiązanie równania transportu rumowiska dla wariantu „płaskiego dna” i dla różnych wartości parametru ψ (czas symulacji $T = 24:00$ h, $\Delta x = 2.0$ m, $\Delta t = 5$ s).....	50
5.6. Rozwiązanie równania transportu rumowiska dla wariantu „toru podejściowego” i dla różnych wartości parametru ψ (czas symulacji $T = 48:00$ h, $\Delta x = 2.0$ m, $\Delta t = 5$ s).....	51
5.7. Rozwiązanie równania transportu rumowiska dla wariantu T1 eksperyment IBW PAN 2010 (czas symulacji $T = 3:00$ h, $\Delta x = 0.025$ m, $\Delta t = 1$ s).....	51
5.8. Charakterystyki równania adwekcji: a) $UL1 > 0$; b) $UL1 < 0$	53
5.9. Warunki brzegowe dla równania transportu rumowiska: a) $qx > 0$; b) $qx < 0$	53
5.10. Schemat koncepcji warstwy mieszania	56
6.1. Schemat eksperymentu „Łapaczka” — IBW PAN 2010.....	63
6.2. Rozkład uziarnienia osadu wykorzystanego w eksperymencie — IBW PAN 2010	65
6.3. Zmierzone zmiany batymetrii dla testu T4 oraz T5 — IBW PAN 2010.....	66
6.4. Schemat pomiaru miąższości erodowanej (z_m) _e — IBW PAN 2010.....	66
6.5. Schemat eksperymentu — IBW PAN 2010	69
6.6. Zmierzone zmiany batymetrii dla testu T1, T2 i T3 — IBW PAN 2010.....	71
6.7. Miejsca poboru powierzchniowych próbek rumowiska dla testów T1, T2 i T3 —IBW PAN 2010	72
6.8. Zmierzone na długości toru wodnego rozkłady uziarnienia rumowiska dla testów T1, T2 i T3 — IBW PAN 2010.....	73
6.9. Rozkład uziarnienia osadu użytego w eksperymencie — IBW PAN 1996	74
6.10. Schemat eksperymentu — IBW PAN 1996	74
6.11. Schemat doświadczenia — eksperyment “Test 1” (Havinga, 1992).....	76
6.12. Schemat doświadczenia — eksperyment “Test 2” (van Rijn, 1985).....	78
6.13. Rozmieszczenie punktów pomiarowych na długości kanału — eksperyment “Test 2” (van Rijn, 1985).....	78
7.1. Przyjęty do obliczeń histogram rozkładu uziarnienia osadu — eksperyment IBW PAN 2010.....	80
7.2. Porównanie wyników modelowania natężenia transportu rumowiska z wynikami pomiarów wielkości erodowanej/akumulowanej, uzyskanymi z eksperymentu przeprowadzonego w IBW PAN 1996 oraz IBW PAN 2010	83
7.3. Porównanie wyników predykcji natężenia transportu rumowiska z wynikami pomiarów, uzyskanymi z eksperymentu przeprowadzonego w IBW PAN 1996 oraz IBW PAN 2010	84
7.4. Przyjęty do obliczeń histogram rozkładu uziarnienia osadu wg wskaźników d_{50} i d_{90} — eksperyment „Test 1” (Havinga, 1992) oraz „Test 2” (van Rijn, 1985).....	86
7.5. Porównanie obliczonego pionowego profilu uśrednionej w czasie koncentracji rumowiska zawieszzonego ze zmierzonym — eksperyment „Test 1”	87

7.6. Zmienność prędkości prądu wzdłużbrzegowego w profilu początkowym dna w zależności od głębokości wody — eksperyment „Test 1”	88
7.7. Dane wejściowe do obliczeń zmian batymetrii i zmian rozkładów uziarnienia rumowiska — eksperyment „Test 1”	89
7.8. Wyniki modelowania objętościowego natężenia transportu rumowiska dla profilu początkowego dna i jednorodnego osadu — eksperyment „Test 1”	91
7.9. Zmiany profilu dna po czasie $T = 25.5$ h. Porównanie wyników pomiarów z wynikami modelowania dla jednorodnego rumowiska — eksperyment „Test 1”	91
7.10. Porównanie wyników modelowania zmian poziomu dna z pomiarami (a) z jednoczesnymi zmianami granulometrii rumowiska (b), po czasie $T = 25:30$ h — eksperyment „Test 1”	93
7.11. Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii po czasie $T = 25:30$ h. Podejście "A" – kalibracja modeli prowadzona przez uczestników projektu SANDPIT w oparciu o zmierzone wielkości transportu rumowiska — eksperyment „Test 1”	96
7.12. Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii po czasie $T = 25:30$ h. Podejście "B" – kalibracja modeli prowadzona przez uczestników projektu SANDPIT na podstawie obserwacji zmian morfologii dna — eksperyment „Test 1”	97
7.13. Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii po czasie $T = 25:30$ h z pomiarami oraz wynikami uzyskanymi przez Sánchez i Wu (2011) — eksperyment „Test 1”	98
7.14. Przyjęte do obliczeń histogramy dwóch wariantów rozkładów uziarnienia rumowiska wg wskaźników d_{50} i d_{90} w celu możliwie najdokładniejszego odwzorowania wyników zmian batymetrii uzyskanych podczas pomiarów — eksperyment „Test 1”	99
7.15. Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii po czasie $T = 25:30$ h z wynikami pomiarów. Próba najdokładniejszego odwzorowania wyników zmian batymetrii uzyskanych podczas pomiarów — eksperyment „Test 1”	99
7.16. Porównanie obliczonych pionowych profili uśrednionej w czasie koncentracji rumowiska zawieszzonego z zmierzonymi podczas eksperymentu w pięciu profilach rozmieszczonych wzdłuż kanału — eksperyment „Test 2”	103
7.17. Zmienność prędkości prądu dobrzegowego w profilu początkowym dna w funkcji głębokości wody — eksperyment „Test 2”	105
7.18. Dane wejściowe do obliczeń zmian batymetrii i zmian rozkładów uziarnienia rumowiska — eksperyment „Test 2”	106
7.19. Wyniki modelowania objętościowego natężenia transportu rumowiska dla profilu początkowego dna i jednorodnego osadu, z uwzględnieniem podziału na transport w trakcie trwania grzbietu i doliny fali — eksperyment „Test 2”	108
7.20. Zmiany profilu dna po czasie $T = 10:00$ h. Porównanie wyników pomiarów z wynikami modelowania dla jednorodnego rumowiska — eksperyment „Test 2”	109
7.21. Wyniki modelowania sumarycznego objętościowego natężenia transportu rumowiska w trakcie trwania grzbietu i doliny fali dla profilu początkowego dna i rzeczywistego osadu — eksperyment „Test 2”	110
7.22. Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii z pomiarami po czasie $T = 10:00$ h — eksperyment „Test 2”	111
7.23. Wyniki modelowania zmian granulometrycznych rumowiska dennego po czasie $T = 10:00$ h — eksperyment „Test 2”	112
7.24. Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii po czasie $T = 10:00$ h. Podejście "A" – kalibracja modeli prowadzona przez uczestników projektu SANDPIT w oparciu o zmierzone wielkości transportu rumowiska — eksperyment „Test 2”	114

7.25. Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii po czasie $T = 10:00$ h. Podejście "B" – kalibracja modeli prowadzona przez uczestników projektu SANDPIT na podstawie obserwacji zmian morfologii dna — eksperyment „Test 2”.....	115
7.26. Porównanie wyników modelowania zmian batymetrii po czasie $T = 10:00$ h z pomiarami oraz wynikami uzyskanymi przez Sánchez i Wu (2011) — eksperyment „Test 2”	115
7.27. Zmienność prędkości prądu odrzutowego w profilu początkowym dna w funkcji głębokości wody, test T1 i T3 — IBW PAN 2010.....	119
7.28. Dane wejściowe do obliczeń zmian batymetrii i zmian rozkładów uziarnienia rumowiska — IBW PAN 2010	120
7.29. Wyniki modelowania objętościowego natężenia transportu rumowiska dla profilu początkowego dna i jednorodnego osadu, z uwzględnieniem podziału na transport w trakcie trwania grzbietu i doliny fali, test T1 i T3 — IBW PAN 2010.....	122
7.30. Porównanie wyników pomiarów końcowej zmiany batymetrii z wynikami modelowania dla jednorodnego rumowiska dla testów T1 i T3 — IBW PAN 2010.....	123
7.31. Wyniki modelowania sumarycznego objętościowego natężenia transportu rumowiska w trakcie trwania grzbietu i doliny fali dla profilu początkowego dna i rzeczywistego osadu, dla testów T1 i T3 — IBW PAN 2010.....	125
7.32. Porównanie wyników modelowania końcowej zmiany batymetrii dla rzeczywistego osadu z wynikami pomiarów, dla testów T1 i T3 — IBW PAN 2010	126
7.33. Wyniki modelowania końcowych zmian granulometrii rumowiska dennego dla testów T1 i T3 — IBW PAN 2010.....	128
7.34. Porównanie wyników modelowania końcowych zmian granulometrii rumowiska dennego z wynikami pomiarów w wybranych punktach na długości toru podejściowego, dla testu T1 — IBW PAN 2010.....	129
7.35. Porównanie wyników modelowania końcowych zmian granulometrii rumowiska dennego z wynikami pomiarów w wybranych punktach na długości toru podejściowego, dla testu T3 — IBW PAN 2010.....	130
8.1. Schemat natężenia transportu i-tej frakcji osadu na krawędziach toru wodnego w grzbiecie i dolinie fali.....	133
8.2. Układ falochronów portowych w Łebie, a) falochron wybudowany na przełomie wieków XIX i XX, b) falochron z lat siedemdziesiątych oraz nowo projektowany zachodni (linia kreskowana) (Kaczmarek i inni, 1996)	135
8.3. Plan sytuacyjny toru wodnego w Łebie (http://www.port.leba.eu/content/view/3/15/- 12.12.2012).....	138
8.4. Schemat położenia toru wodnego.....	138
8.5. Profil batymetryczny w rejonie Łeby z uwzględnieniem toru wodnego.....	138
8.6. Rozkład granulometryczny osadu przyjęty do obliczeń.....	139
8.7. Lokalizacja stanowiska poboru prób osadów powierzchniowych w porcie Łeba (24.04.2003 r.) (Dubrawski, 2003)	139
8.8. Schemat transformacji fali.....	140
8.9. Wyniki obliczeń falowania, prądów, natężenia transportu rumowiska oraz rozkładów uziarnienia w torze wodnym dla wiatru NW 17 m/s, $H_{rms} = 2.3$ m, $T_p = 8.3$ s, $\alpha = -23^\circ$	141
8.10. Wyniki obliczeń falowania, prądów, natężenia transportu rumowiska oraz rozkładów uziarnienia w torze wodnym dla wiatru NE 17 m/s, $H_{rms} = 2.73$ m, $T_p = 8.6$ s, $\alpha = 28^\circ$	142
8.11. Rozkład uziarnienia osadów wzdłuż krawędzi a) wschodniej, b) zachodniej toru wodnego dla sytuacji wiatrowej NW 8 m/s.....	143
8.12. Rozkład uziarnienia osadów wzdłuż krawędzi a) wschodniej, b) zachodniej toru wodnego dla sytuacji wiatrowej NE 8 m/s	144
8.13. Rozkład transportu osadów wzdłuż krawędzi toru wodnego dla sytuacji a) NW 8 m/s, b) NE 8 m/s.....	144
8.14. Porównanie wyników modelowania rozkładów uziarnienia osadów zapiaszczających tor wodny z pomiarami a) z roku 1998 i b) z roku 2003.....	145

8.15. Średnioroczne wielkości robót czerpalnych w torze wodnym portu Łeba.....	145
8.16. Rozkłady uziarnienia przyjęte do obliczeń	146
8.17. Porównanie pomiarów z wynikami modelowania rozkładów uziarnienia osadów zapiaszczających tor wodny, w przypadku rozkładu a) jednomodalnego; b) dwumodalnego.....	147
8.18. Lokalizacja projektowanego przekopu i toru wodnego (Studium wykonalności inwestycji 2007/2008).....	150
8.19. Zatoka Gdańska – batymetria wykorzystana do obliczeń.....	151
8.20. Zatoka Gdańska – rozmieszczenie punktów pomiarowych.....	151
8.21. Rozkłady granulometryczne osadu pobranego z różnych głębokości w sąsiedztwie miejscowości Skowronki	152
8.22. Krzywe kumulacyjne rozkładów granulometrycznych osadu pobranego z różnych głębokości w sąsiedztwie miejscowości Skowronki.....	153
8.23. Rozkłady granulometryczne przyjęte do obliczeń	153
8.24. Krzywe kumulacyjne rozkładów granulometrycznych przyjętych do obliczeń	153
8.25. Warianty budowy falochronów osłaniających wejście do kanału żeglugowego (Studium Wykonalności ... 2007/2008)	156
8.26. Wyniki obliczeń wielkości zapiaszczania wzdłuż toru wodnego dla rozkładu uziarnienia rzeczywistego, tj. uśrednionego z głębokości 0.8÷4.0 m lub 4.0÷6.0 m	156
8.27. Wyniki obliczeń wielkości zapiaszczania wzdłuż toru wodnego dla rozkładu 31M-7.....	157
8.28. Wyniki obliczeń wielkości zapiaszczania wzdłuż toru wodnego dla osadu jednorodnego $d = 0.22$ mm	157
8.29. Obliczone średnioroczne rozkłady uziarnienia wzdłuż krawędzi zachodniej toru dla rozkładu 31M-7.....	158
8.30. Obliczone średnioroczne rozkłady uziarnienia wzdłuż krawędzi wschodniej toru dla rozkładu 31M-7.....	158
8.31. Obliczone sumaryczne, średnioroczne rozkłady uziarnienia wzdłuż toru dla rozkładu 31M-7	159
8.32. Wyniki obliczeń zapiaszczania toru dla różnych typów osadu w przypadku rozpatrywania sześciu różnych wariantów toru	159

SPIS TABLIC

3.1. Zestawienie modeli morfologicznych uczestników projektu SANDPIT (van Rijn i inni, 2005).....	19
6.1. Podstawowe dane eksperymentu „Łapaczka” — IBW PAN 2010.....	64
6.2. Pomiar ilości erodowanego rumowiska — IBW PAN 2010.....	67
6.3. Podstawowe dane eksperymentu — IBW PAN 2010.....	69
6.4. Podstawowe dane doświadczenia — eksperyment “Test 1” (Havinga, 1992).....	77
6.5. Podstawowe dane doświadczenia — eksperyment “Test 2” (van Rijn, 1985).....	79
7.1. Procentowe zawartości frakcji rumowiska wykorzystane w obliczeniach prowadzonych dla eksperymentów IBW PAN 1996 i IBW PAN 2010.....	81
7.2. Podstawowe dane wejściowe wykorzystane w modelowaniu pionowego profilu koncentracji rumowiska zawieszzonego oraz zmian batymetrii — eksperyment „Test 1”.....	86
7.3. Podstawowe dane wejściowe wykorzystane w modelowaniu pionowych profili koncentracji rumowiska zawieszzonego oraz zmian batymetrii — eksperyment „Test 2”.....	102
7.4. Podstawowe dane eksperymentu wykorzystane w obliczeniach — IBW PAN 2010.....	119
8.1. Średnie wartości parametrów falowania w rejonie Łeby, w profilu o azymucie 347.4 ^o oraz łączny czas ich występowania w roku średnim (Kaczmarek i inni, 1996).....	137
8.2. Analiza granulometryczna (wyniki w %) powierzchniowych osadów portu w Łebie (23.03.1998) (Analiza granulometryczna..., 1998).....	137
8.3. Obliczony roczny transport rumowiska [m ³ /rok] w profilu prostopadłym do linii brzegowej, w sąsiedztwie II rewy; d = 0.22 mm.....	155
8.4. Obliczony roczny transport rumowiska [m ³ /rok] w profilu prostopadłym do linii brzegowej, w sąsiedztwie II rewy; osad z punktu 31M-7.....	155
8.5. Obliczony roczny transport rumowiska [m ³ /rok] w profilu prostopadłym do linii brzegowej, w sąsiedztwie II rewy; osad uśredniony z głębokości 6.0 – 4.0 m oraz 4.0 – 0.8 m.....	155

SPIS FOTOGRAFII

6.1. Kanał falowy – IBW PAN w Gdańsku (Ł. Sobczak).....	60
6.2. Wywoływacz falowy typu tłokowego	60
6.3. Pochłaniacz energii falowania (Ł. Sobczak)	61
6.4. Sondy falowe (Ł. Sobczak)	61
6.5. Przepływomierz ultradźwiękowy (http://www.nortekusa.com/en/products/velocimeters/vector – 12.12.2012)	62
6.6. Laserowy miernik wielkości cząstek (http://www.fritsch.de/ – 23.08.2012)	62
6.7. Model łapaczki — IBW PAN 2010	63
6.8. Wzornik modelu kształtu toru podejściowego — IBW PAN 2010	68
6.9. Model toru wodnego — IBW PAN 2010.....	68
6.10. Przykładowe zmarszczki denne, test T1 — IBW PAN 2010	70
8.1. Widok Portu w Łebie po przebudowie Falochronu Zachodniego (http://www.ad1894.pl/leba/ – 27.08.2012)	135
8.2. Próbkę osadu powierzchniowego pobrana przy użyciu rury wykonanej z PVC.....	151
8.3. Chwytnak do poboru próbek osadów powierzchniowych.....	152

ZAŁĄCZNIKI

A Założenie modelu dotyczące składowych wektora prędkości. Równanie zachowania masy w ruchu jednowymiarowym.

Równanie zachowania masy dla przepływu jednowymiarowego i cieczy nieściśliwej ($\rho = \text{const.}$) wyprowadza się z ogólnego równania ciągłości (zob. np. Szymkiewicz, 2000):

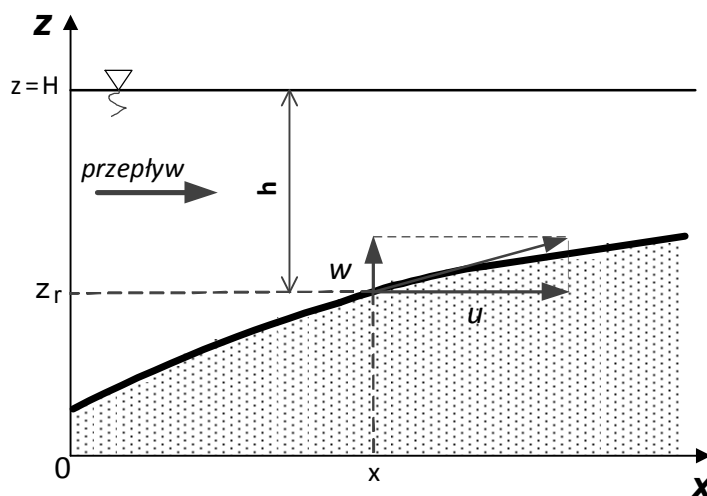
$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{A.1})$$

gdzie:

- x, y, z – współrzędne przestrzenne,
- u, v, w – składowe wektora prędkości odpowiednio w kierunku x, y i z .

Zakłada się ponadto niezmiennosc parametrów przepływu w płaszczyznach równoległych do płaszczyzny xz , czyli zerową składową v wektora prędkości (zob. Rysunek A.1). W wyniku zastosowania niniejszego założenia do równania (A.1) i scałkowaniu wzdłuż głębokości otrzymuje się zależność postaci:

$$\int_{z_r}^H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) dz = 0 \quad (\text{A.2})$$



Rysunek A.1. Kierunki wektorów prędkości nad pochylonym dnem

Całkowanie pierwszego członu równania (A.2) przebiega następująco:

$$I_1 = \int_{z_r}^H \frac{\partial u}{\partial x} dz = \frac{\partial}{\partial x} \int_{z_r}^H u dz - u(H) \frac{\partial H}{\partial x} + u(z_r) \frac{\partial z_r}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} (\bar{u}h) - u(H) \frac{\partial H}{\partial x} + u(z_r) \frac{\partial z_r}{\partial x} \quad (\text{A.3})$$

zaś członu drugiego:

$$I_2 = \int_{z_r}^H \frac{\partial w}{\partial z} dz = w(H) - w(z_r) \quad (\text{A.4})$$

gdzie

$w(H)$ i $w(z_r)$ oznaczają odpowiednio prędkości pionowe na powierzchni wody i na dnie, zaś \bar{U} oznacza średnią prędkość w kierunku osi x . Prędkości $w(H)$ i $w(z_r)$ można wyznaczyć z tzw. kinematycznego warunku brzegowego na tych powierzchniach (Szymkiewicz, 2000). Zakłada się, zgodnie z rzeczywistością, że rzędne zwierciadła wody i dna są funkcjami czasu i położenia: $H = H(x, t)$ oraz $z_r = z_r(x, t)$, więc ich różniczki zupełne są równe:

$$dH = \frac{\partial H}{\partial t} dt + \frac{\partial H}{\partial x} dx \quad (\text{A.5})$$

$$dz_r = \frac{\partial z_r}{\partial t} dt + \frac{\partial z_r}{\partial x} dx \quad (\text{A.6})$$

Dzieląc powyższe równania przez dt , otrzymuje się:

$$\frac{DH}{Dt} = \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{dx}{dt} \frac{\partial H}{\partial x} = \frac{\partial H}{\partial t} + u(H) \frac{\partial H}{\partial x} \quad (\text{A.7})$$

$$\frac{Dz_r}{Dt} = \frac{\partial z_r}{\partial t} + \frac{dx}{dt} \frac{\partial z_r}{\partial x} = \frac{\partial z_r}{\partial t} + u(z_r) \frac{\partial z_r}{\partial x} \quad (\text{A.8})$$

Pochodne substancjalne DH/Dt oraz Dz_r/Dt oznaczają prędkość przemieszczania się w czasie, odpowiednio zwierciadła wody i dna. Przyjęcie kinematycznego warunku jest równoważne założeniu, iż cząstki wody na powierzchni i dnie przemieszczają się razem z powierzchnią wody i dnem (w przypadku rozważań dotyczących przenoszenia masy założenie to jest całkowicie uzasadnione, gdyż nie istnieje przepływ masy przez powierzchnię zwierciadła wody oraz przez dno), co implikuje następujące zależności:

$$w(H) = \frac{DH}{Dt} \quad (\text{A.9})$$

$$w(z_r) = \frac{Dz_r}{Dt} \quad (\text{A.10})$$

Wstawiając zależności (A.9) i (A.10) do równania (A.4), otrzymuje się:

$$I_2 = \frac{\partial H}{\partial t} + u(H) \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\partial z_r}{\partial t} - \frac{\partial z_r}{\partial t} - u(z_r) \frac{\partial z_r}{\partial x} \quad (\text{A.11})$$

Scałkowane równanie (A.1) równe jest sumie całek I_1 oraz I_2 i otrzymuje postać

$$\frac{\partial}{\partial x} (\bar{U}h) - u(H) \frac{\partial H}{\partial x} + u(z_r) \frac{\partial z_r}{\partial x} + \frac{\partial H}{\partial t} - \frac{\partial z_r}{\partial t} + u(H) \frac{\partial H}{\partial x} - u(z_r) \frac{\partial z_r}{\partial x} = 0 \quad (\text{A.12})$$

W odniesieniu do Rysunku A.1, gdzie $h = H - z_r$, równanie (A.12) można zapisać następująco:

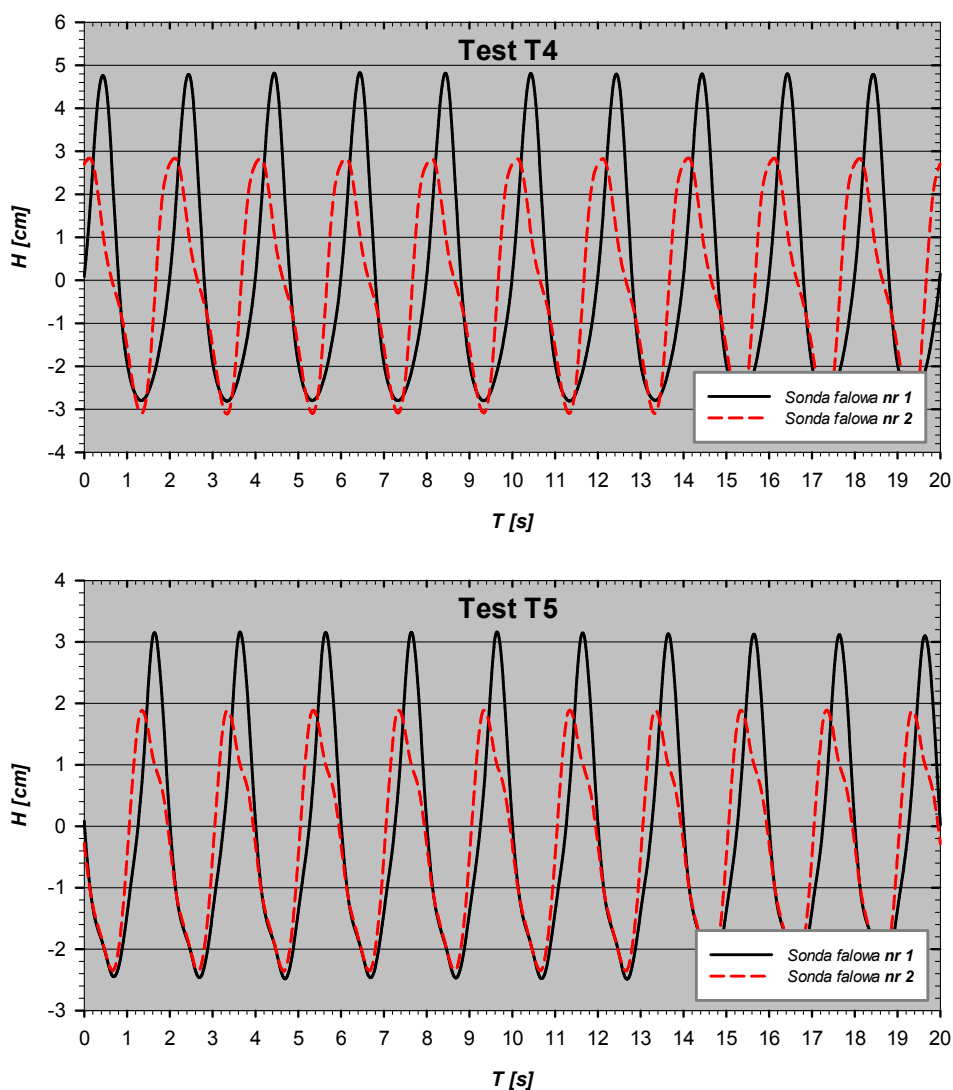
$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\bar{U}h) = 0 \quad (\text{A.13})$$

Powyższe równanie ciągłości odniesione jest do jednostkowej szerokości prostokątnego kanału i co najważniejsze, uwzględnia jedynie prędkości zgodne z kierunkiem przepływu – zgodnym z kierunkiem osi x . Wynika to z przyjęcia kinematycznego warunku brzegowego na powierzchniach zwierciadła wody i dna, który oznacza, iż objętościowe strumienie pionowe (w tym przypadku wody) przez te powierzchnie są równe zeru. Powyższe założenie

w odniesieniu do strumieni rumowiska zostało przyjęte w niniejszej pracy przy analizie zapiaszczania torów podejściowych do portów. W rzeczywistych warunkach pozostaje ono słuszne tak długo, jak długo kąt nachylenia stoków wykopów pozostaje niewielki. W praktyce inżynierskiej nachylenie skarp podwodnych wykopów nie przekracza wielkości 1:5 (najczęściej 1:10), co oznacza, iż fakt pomijania w obliczeniach prędkości pionowej wydaje się być w pełni uzasadniony.

B Pomiar parametrów fali – test T4 i T5 IBW PAN (2010)

Pomiar wysokości oraz okresu fali odbywał się z wykorzystaniem dwóch sond falowych (zob. Rozdział 6.1.1.1), których rozmieszczenie na długości kanału pokazano na Rysunku 6.1. Z uwagi na ustalone w czasie warunki falowe panujące w kanale, zapisu parametrów fali dokonywano fragmentarycznie – w wybranych przedziałach czasu. Przykładowy, dwudziestosekundowy zapis parametrów fali dla testów T4 oraz T5 przedstawiono na Rysunku B.1. W Tabelicy B.1 podano natomiast uśrednione w czasie wartości wysokości fali zarejestrowane przez sondy falowe.



Rysunek B.1. Zapis parametrów fali dla testów T4 i T5 – IBW PAN 2010

Tabelica B.1. Zarejestrowane wysokości fali dla testów T4 i T5 – IBW PAN 2010

NUMER TESTU	WYSOKOŚĆ FALI H_w [cm]		
	SONDA NR 1	SONDA NR 2	ŚREDNIA
T4	7.65	5.90	6.77
T5	5.70	4.20	4.95

Zadawana poprzez oprogramowanie generatora falowania regularna fala symetryczna (sinusoidalna), najprawdopodobniej ulegała transformacji podczas przemieszczania się wzdłuż kanału (Rysunek B.1; Tablica B.1). Zapis parametrów fali pochodzący z sondy nr 1, umieszczonej przed modelem (Rysunek 6.1), pokazuje większą amplitudę grzbietu fali niż doliny, zarówno dla testu T4, jak i T5, przy czym różnica w amplitudach grzbietu i doliny fali jest zdecydowanie większa dla testu T4, w którym to generowano falę o większej wysokości. Oprócz różnicy amplitud zauważa się także zróżnicowanie kształtu grzbietu i doliny fali. Grzbiety fali są bardziej wystromione, doliny nieco spłaszczone. Co więcej, czas trwania grzbietu fali jest krótszy niż doliny. Taki opis fali tożsamy jest z opisem charakterystycznym dla teorii drugiego przybliżenia fali Stokes'a.

Inny rodzaj transformacji fali obserwuje się na obrazie pochodzącym z rejestratora zapisującego parametry sondy nr 2, zarówno dla testu T4, jak i testu T5 (Rysunek B.1). Sonda falowa nr 2 oddalona była od sondy nr 1 o 16.0 m, natomiast od generatora fal o 28.0 m (Rysunek 6.1). Wobec tego, fala w dalszym ciągu przekształcała się wzdłuż kanału, a ponadto do kolejnej transformacji dochodziło przypuszczalnie w następstwie przejścia fali przez model łapaczki. Na skutek takiego przekształcenia fali otrzymano w przybliżeniu zrównanie się amplitudy grzbietu i doliny fali oraz przesunięcie linii grzbietu fali w kierunku jej propagacji. Ujednoczenie amplitud nastąpiło w wyniku redukcji amplitudy grzbietu fali, przy zachowaniu niezmięionej (w porównaniu z zapisem sondy nr 1) amplitudy doliny fali.

C Pomiar parametrów fali – test T1, T2 i T3 IBW PAN (2010)

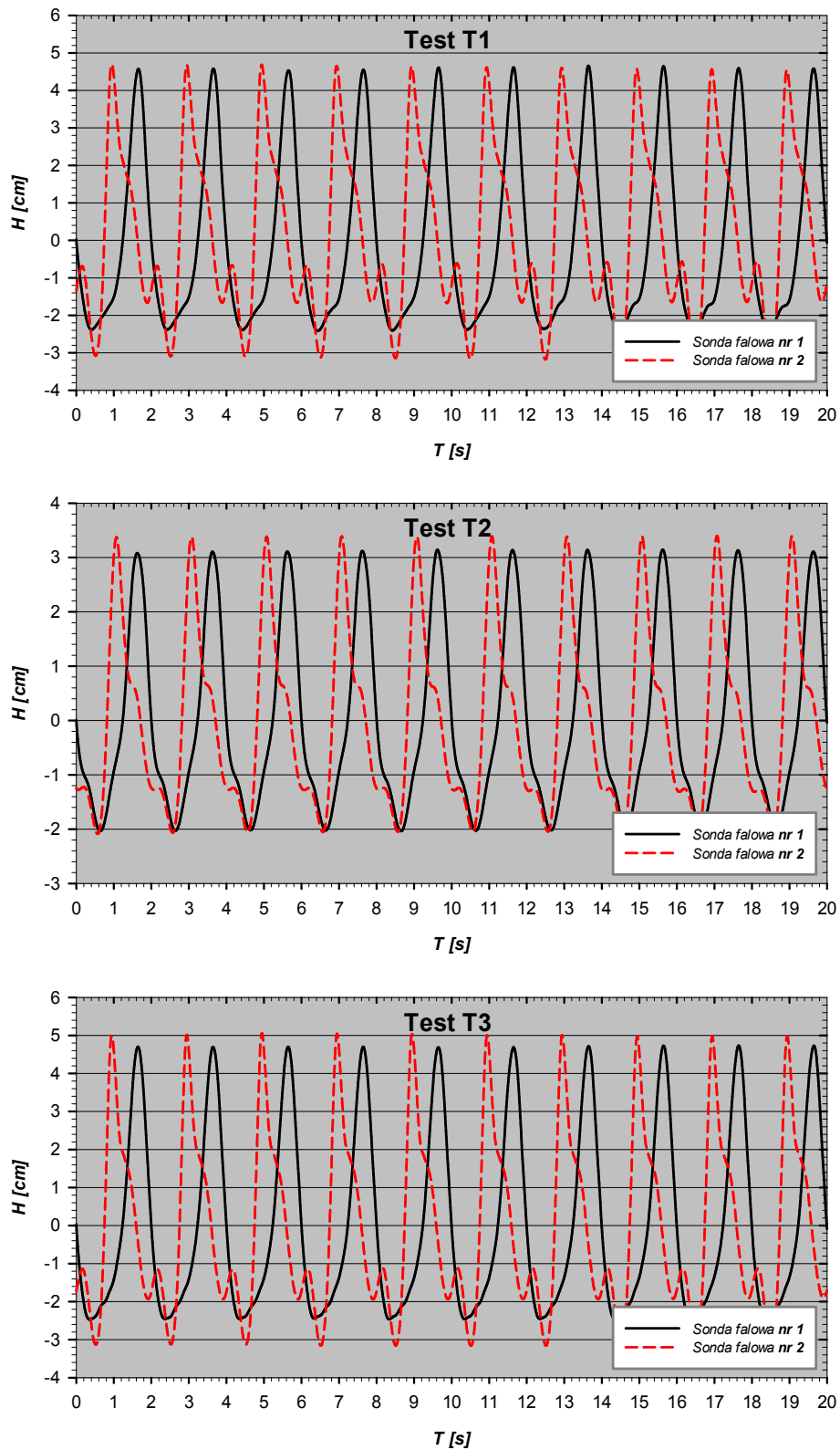
Pomiaru parametrów fali dokonywano przy użyciu dwóch sond falowych typu oporowego (zob. Rozdział 6.1.1.1) rozmieszczonych wzdłuż kanału, przed i za modelem toru podejściowego. Rozmieszczenie przyrządów pomiarowych pokazano na Rysunku 6.5. W trakcie trwania testów generowano regularne falowanie swobodnej powierzchni wody, co spowodowało, że w kanale (w przekrojach pomiarowych) panowały stałe w czasie warunki falowe, co zostało udokumentowane poprzez rejestrowany w czasie rzeczywistym obraz ciągu falowego pochodzący z sond falowych. Wobec tego, możliwe było dokonywanie okresowego (w dowolnie wybranym przedziale czasowym) zapisu parametrów hydrodynamicznych. Częstotliwość próbkowania (zapisu) wynosiła 100 Hz. Wybrany, dwudziestosekundowy zapis parametrów zarejestrowanych przez sondy falowe dla testów T1, T2 i T3 pokazano na Rysunku C.1, natomiast zarejestrowane wysokości fali w Tablicy C.1.

Na podstawie analizy Rysunku C.1 oraz Tablicy C.1 można wywnioskować, że fala regularna symetryczna (sinusoidalna) generowana przez wywoływacz falowania, w każdym z przeprowadzonych testów ulegała transformacji, w wyniku której powstawał regularny, asymetryczny ciąg falowy. Okres fali $T = 2.0$ s pozostawał niezmienny przez cały czas trwania falowania, jednakże czasy trwania grzbietu i doliny fali nie były jednakowe. Czas trwania grzbietu fali był znacznie krótszy niż doliny, przy czym grzbiety ulegały wystromieniu, doliny zaś spłaszczeniu. Amplitudy grzbietów fali były zdecydowanie większe niż amplitudy dolin, w niektórych przypadkach nawet dwukrotnie.

Do dodatkowej transformacji fali dochodziło na skutek przejścia fali przez model toru podejściowego. W sytuacji intensywniejszych wymuszeń hydrodynamicznych (test T1 i T3), na rejestratorze sondy falowej nr 2 usytuowanej za modelem (Rysunek 6.5), obserwowano wzrost amplitudy doliny fali, a także wzrost, choć nieco mniejszy, amplitudy grzbietu fali, w porównaniu z zapisem pochodzącym z sondy nr 1. Dodatkowo dochodziło do „podbicia” doliny fali i powstawania drugiego jej „piku”.

W przypadku testu pomiarowego T2, w którym wysokość fali była najmniejsza, w zapisie pochodzącym z sondy falowej nr 2 obserwowano niewielki wzrost amplitudy grzbietu fali w porównaniu z zapisem pochodzącym z sondy nr 1, bez zmian amplitudy doliny. Ponadto nie obserwowano drugiego piku w dolinie fali charakterystycznego dla zapisów uzyskanych dla testów T1 i T3.

W konsekwencji otrzymano skomplikowane obrazy kształtu regularnego falowania swobodnej powierzchni wody.



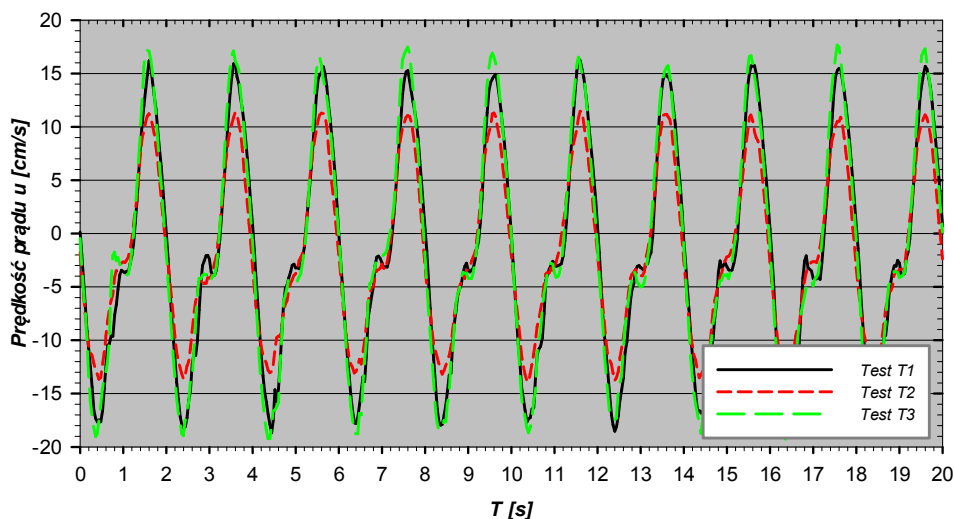
Rysunek C.1. Zapis parametrów fali dla testów T1, T2 i T3 — IBW PAN 2010

Tablica C.1. Zarejestrowane wysokości fali dla testów T1, T2 i T3 — IBW PAN 2010

NUMER TESTU	WYSOKOŚĆ FALI H_w [cm]		
	SONDA NR 1	SONDA NR 2	ŚREDNIA
T1	6.90	7.70	7.30
T2	5.10	5.30	5.20
T3	7.20	8.15	7.67

D Pomiar prędkości prądu – test T1, T2 i T3 IBW PAN (2010)

Wraz z pomiarem parametrów falowych dokonywano jednoczesnej rejestracji prędkości prądu z wykorzystaniem ultradźwiękowego przepływomierza (Rozdział 6.1.1.1). Wobec panujących w kanale falowym ustalonych w czasie warunków falowo-prądowych, prędkości prądu zapisywano w sposób „wyrywkowy”, podobnie jak miało to miejsce w przypadku zapisu parametrów falowania. Na Rysunku D.1 przedstawiono dwudziestosekundowy zapis prędkości prądu zarejestrowany przez prądomierz dla kierunku zgodnego z kierunkiem najdłuższej osi kanału, w innym przedziale czasu niż odbywał się zapis parametrów falowych. Częstotliwość próbkowania (zapisu) wynosiła 25 Hz. Wartości dodatnie prędkości prądu oznaczają kierunek przepływu zgodny z kierunkiem propagacji fali.



Rysunek D.1. Zapis prędkości prądu dla testów T1, T2 i T3 — IBW PAN 2010

Prędkości prądu w kierunku wygaszacza fal (wartości dodatnie na wykresie) – związane z fazą grzbietu fali, miały łagodny, regularny przebieg (Rysunek D.1), niewielkie zaś wahania wartości prędkości obserwowano w dolinach. Warto w tym miejscu przypomnieć, że przepływomierz usytuowany był za modelem toru podejściowego (Rysunek 6.5), więc rejestrował prędkości prądu związanego z falą, która uległa transformacji w wyniku przejścia przez model toru. Stąd też pojawiały się te nieznaczne fluktuacje prędkości powiązane prawdopodobnie z „podbiciem” w dolinach fali (Rysunek C.1).

Ponadto zwraca uwagę podobieństwo przebiegu szeregów czasowych prędkości prądu i kształtu fali. Czas, w którym prędkość prądu skierowana była w stronę wygaszacza fal (podobnie czas trwania fazy grzbietu fali) był krótszy niż czas, w którym prędkość prądu skierowana była w stronę generatora, przy czym suma obu czasów równała się okresowi fali $T = 2.0$ s. Amplitudy prędkości przepływu związane z grzbietem fali były we wszystkich przeprowadzonych testach nieco mniejsze niż amplitudy w dolinach fali. W konsekwencji

powodowało to powstanie uśrednionego w czasie wypadkowego prądu powrotnego, charakterystycznego dla strefy brzegowej morza. Średnie prędkości prądu powrotnego dla trzech przeprowadzonych testów pomiarowych podano w Tablicy 6.3. Dokonując analizy średnich prędkości wypadkowego przepływu oraz zapisu parametrów falowych przedstawionych na Rysunku C.1, można zauważyć, że im słabsze było wymuszenie hydrodynamiczne w postaci falowania, tym prędkość prądu powrotnego była większa. Uśrednione prędkości okazały się być odwrotnie proporcjonalne do amplitudy doliny fali. Jednakże uogólniając, można z pełnym przekonaniem stwierdzić, iż średnie wartości prędkości prądu zarejestrowane dla trzech testów pomiarowych były praktycznie jednakowe.

E Kryterium doboru amplitud składowych harmoniczych – IBW PAN 2010

Kryterium doboru amplitud składowych harmoniczych w opisie II przybliżenia Stokes'a (a zarazem stopnia asymetrii fali) zostało tak przyjęte, aby transport rumowiska wywołany fazą grzbietu fali asymetrycznej (opisanej II przybliżeniem Stokes'a) równy był transportowi osadów w fazie grzbietu fali symetrycznej. Powodem przyjęcia takiego kryterium był fakt, iż w warunkach eksperymentu *IBW PAN 2010* kształt fali propagującej w kanale był silnie asymetryczny z wystromionym grzbietem i spłaszczoną doliną (zob. Rysunek B.1 i C.1) oraz z uwagi na fakt, że transport rumowiska w fazie grzbietu fali był dominujący i znacząco większy niż w fazie doliny.

Innymi słowy, założono, że krócej trwający, lecz intensywniejszy transport rumowiska w fazie grzbietu fali asymetrycznej propagującej w kanale jest równy dłużej trwającemu, ale mniej intensywnemu (tj. z mniejszą amplitudą) transportowi dla fali symetrycznej generowanej na wywoływaczu fal. W stosunkowo słabych warunkach falowych, a w takich były przeprowadzone eksperymenty, transport osadów w fazie doliny fali asymetrycznej jest znikomy.

Zgodnie z teorią, prędkość falową $U(\omega t)$ na granicy warstwy przyściennej można opisać następująco:

$$U(\omega t) = U_1 \cos(\omega t) + U_2 \cos(2\omega t) \quad (\text{E.1})$$

gdzie w opisie II przybliżenia Stokes'a:

$$U_1 = \frac{(H_w)^l g T}{2L \cosh\left(\frac{2\pi h}{L}\right)} \quad (\text{E.2})$$

$$U_2 = \frac{3}{4} \left(\frac{\pi(H_w)^l}{L}\right)^2 \frac{L}{T} \frac{1}{\sinh^4\left(\frac{2\pi h}{L}\right)} \quad (\text{E.3})$$

przy czym, L oznacza długość fali,

natomiast stopień asymetrii prędkości fali określa się ze wzoru:

$$R = \frac{U_1 + U_2}{2U_2} \quad (\text{E.4})$$

Zgodnie z przyjętym kryterium ustalono, że zastępcza wysokość fali (pierwsza składowa harmoniczna):

$$(H_w)^l = \frac{H_w}{1.3} \quad (\text{E.5})$$

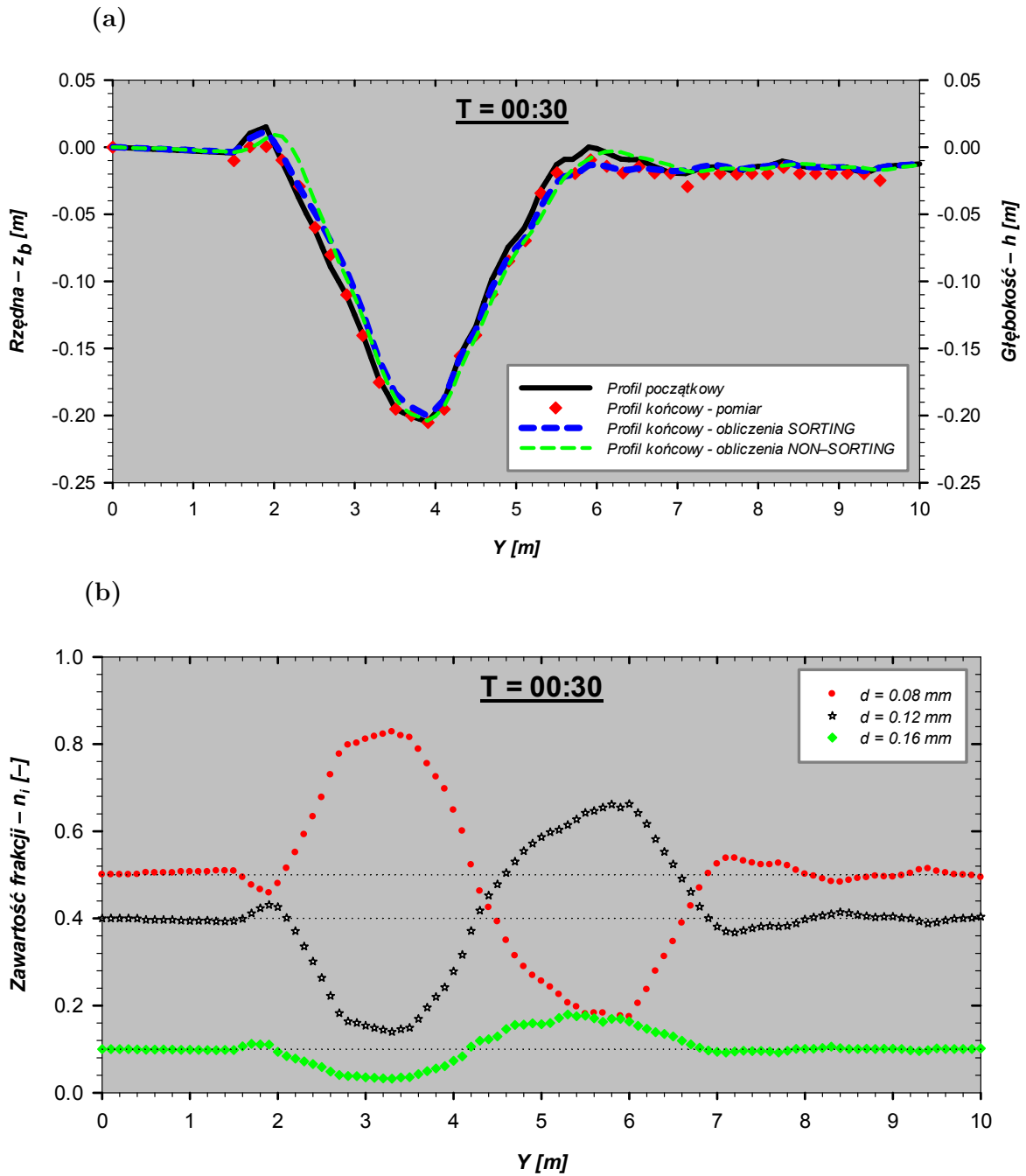
gdzie H_w jest wysokością generowanej fali symetrycznej.

Przyjęcie $(H_w)^I = H_w$ oznaczałoby, iż z punktu widzenia transportu rumowiska oddziaływanie na dno fali asymetrycznej propagującej w kanale jest znacznie większe niż w przypadku wywoływanej fali symetrycznej generowanej przez wywoływacz fal.

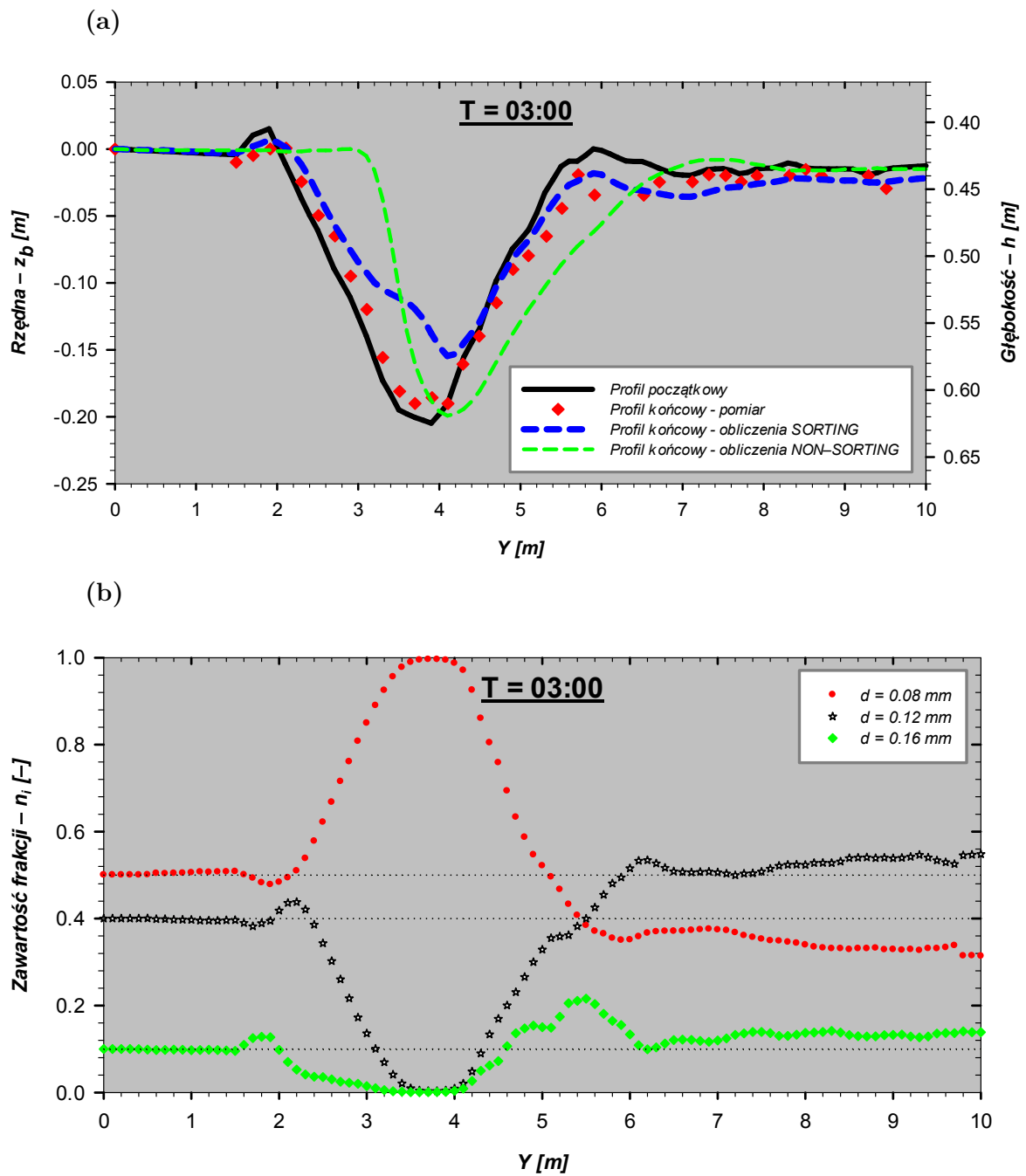
Kryterium to zostało zweryfikowane w warunkach testu T4 i T5, w których $(q_x^+ + |q_x^-|)_{pom.}$ porównano z wynikami obliczeń (zob. Rysunek 7.2), gdzie uzyskano wręcz idealną zgodność rezultatów.

Zależność (E.5) obowiązuje dla wszystkich testów pomiarowych przeprowadzonych w ramach eksperymentu *IBW PAN 2010*. W przypadku testów T4 oraz T5 wartości natężenia transportu rumowiska wyznaczono dla głębokości $h = 0.35$ m, odpowiadającej początkowemu poziomowi dna środkowej skrzynki „łapaczki” wypełnionej osadem (zob. Rysunek 6.1), zaś dla testów T1 i T3 wartości natężenia transportu rumowiska wyznaczono dla głębokości $h = 0.275$ m, odpowiadającej średniej głębokości na skrajnych skłonach modelu toru podejściowego (zob. Rysunek 6.5).

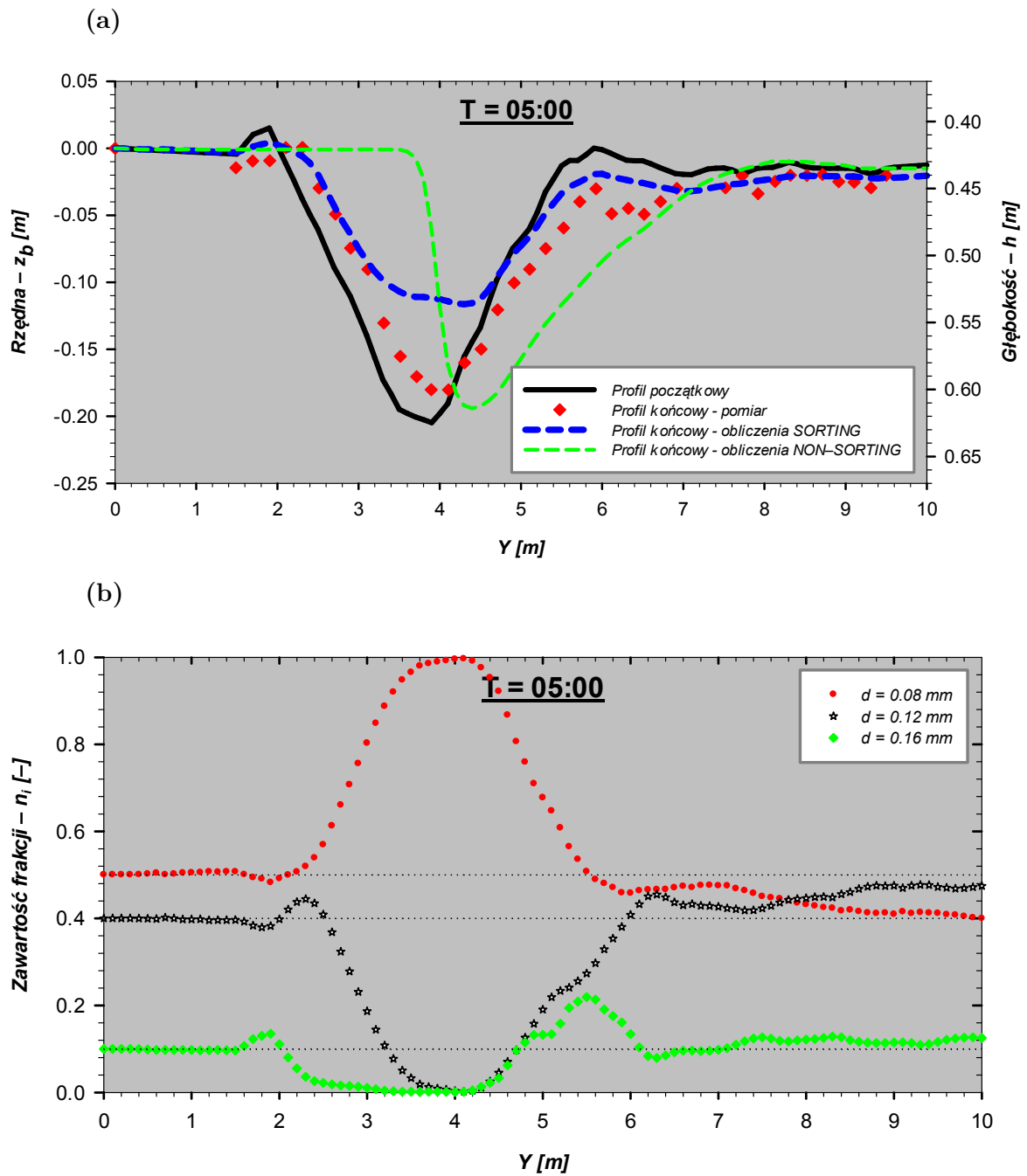
F Wyniki analizy zmian batymetrii i rozkładów uziarnienia rumowiska dennego – DELFT HYDRAULICS (1992) – „Test 1”



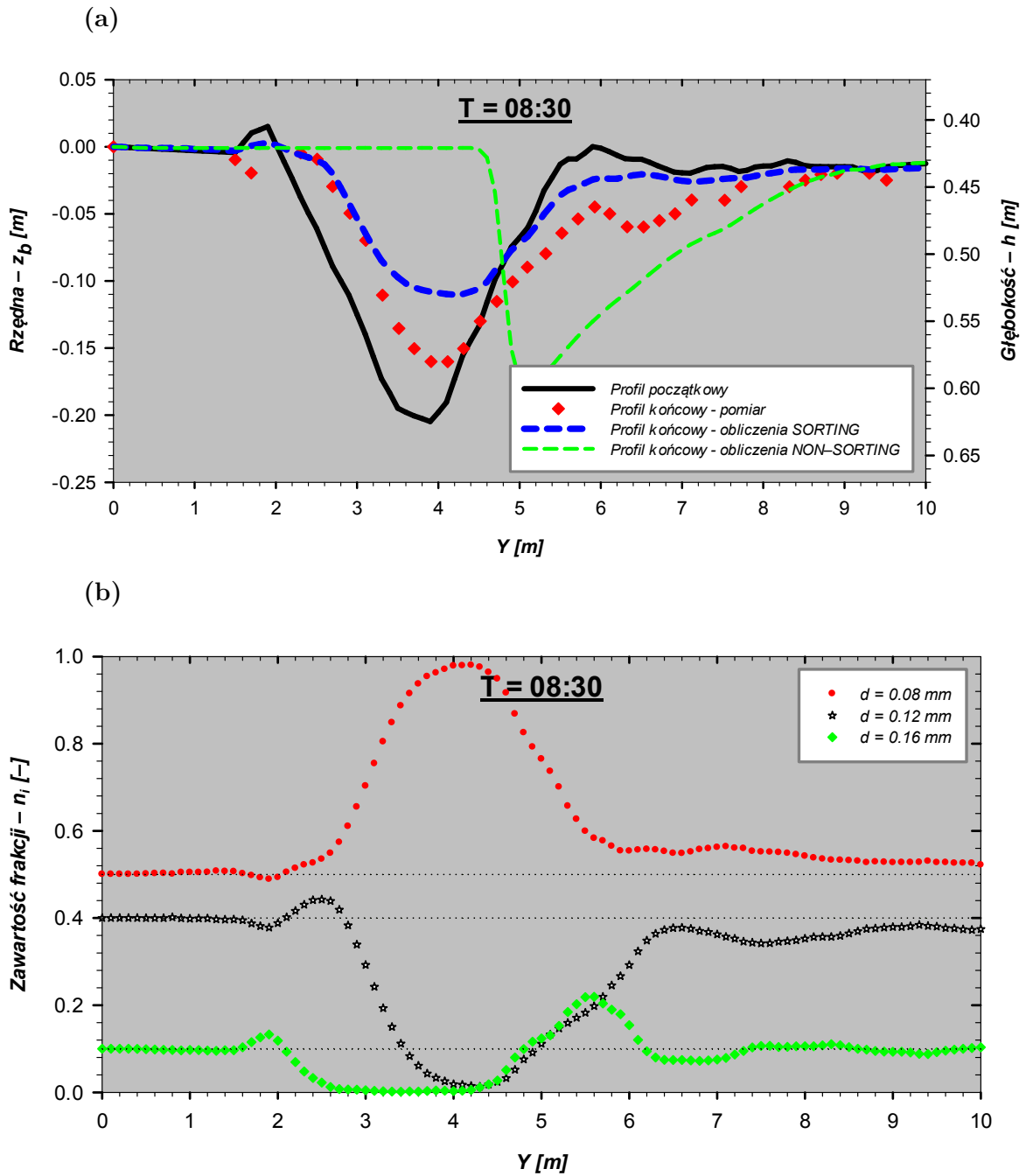
Rysunek F.1. Porównanie wyników modelowania zmian poziomu dna z pomiarami – (a) z jednoczesnymi zmianami granulometrii rumowiska – (b), po czasie $T = 00:30$ h – eksperyment „Test 1”



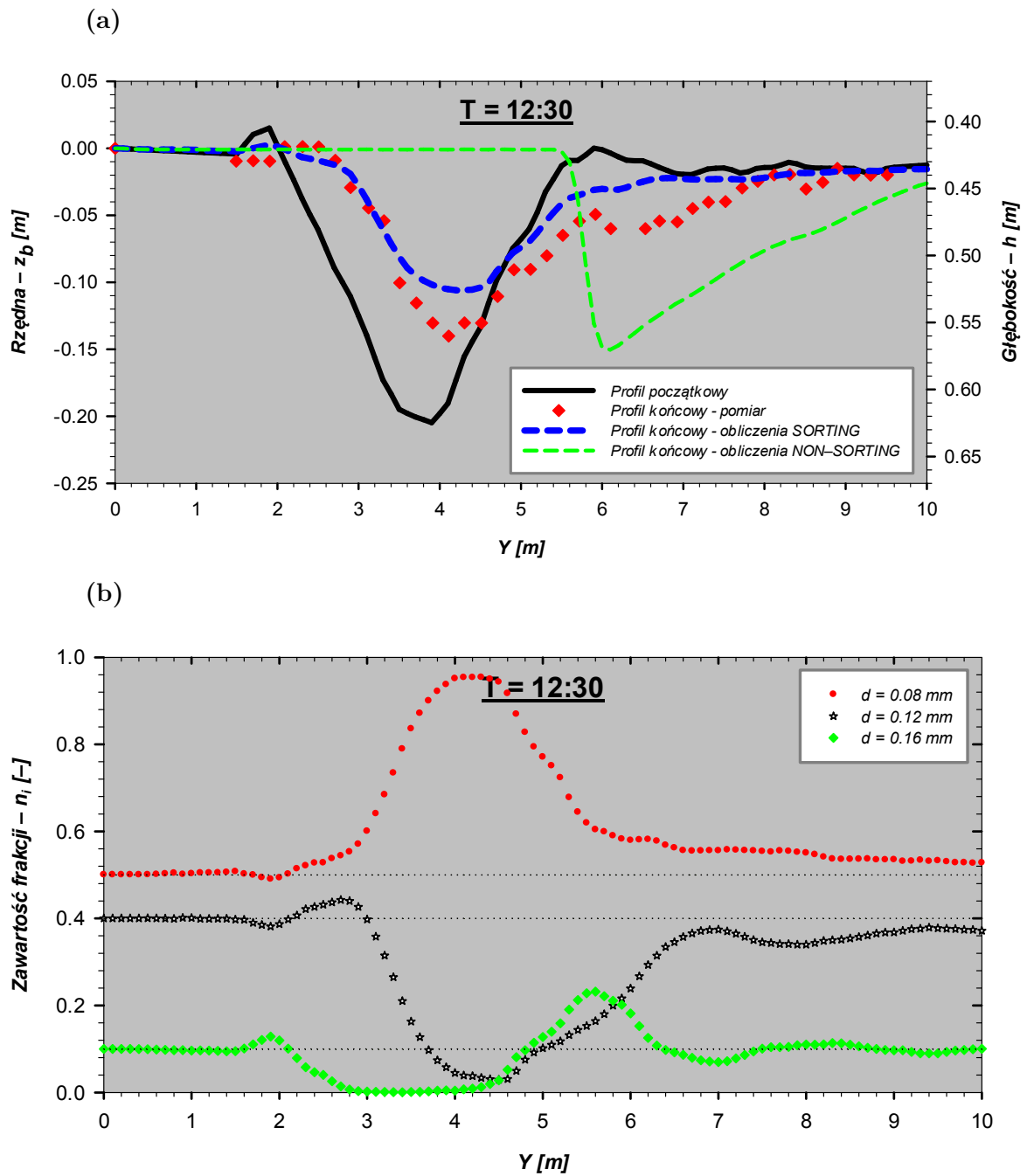
Rysunek F.2. Porównanie wyników modelowania zmian poziomu dna z pomiarami – (a) z jednoczesnymi zmianami granulometrii rumowiska – (b), po czasie $T = 03:00$ h – eksperyment „Test 1”



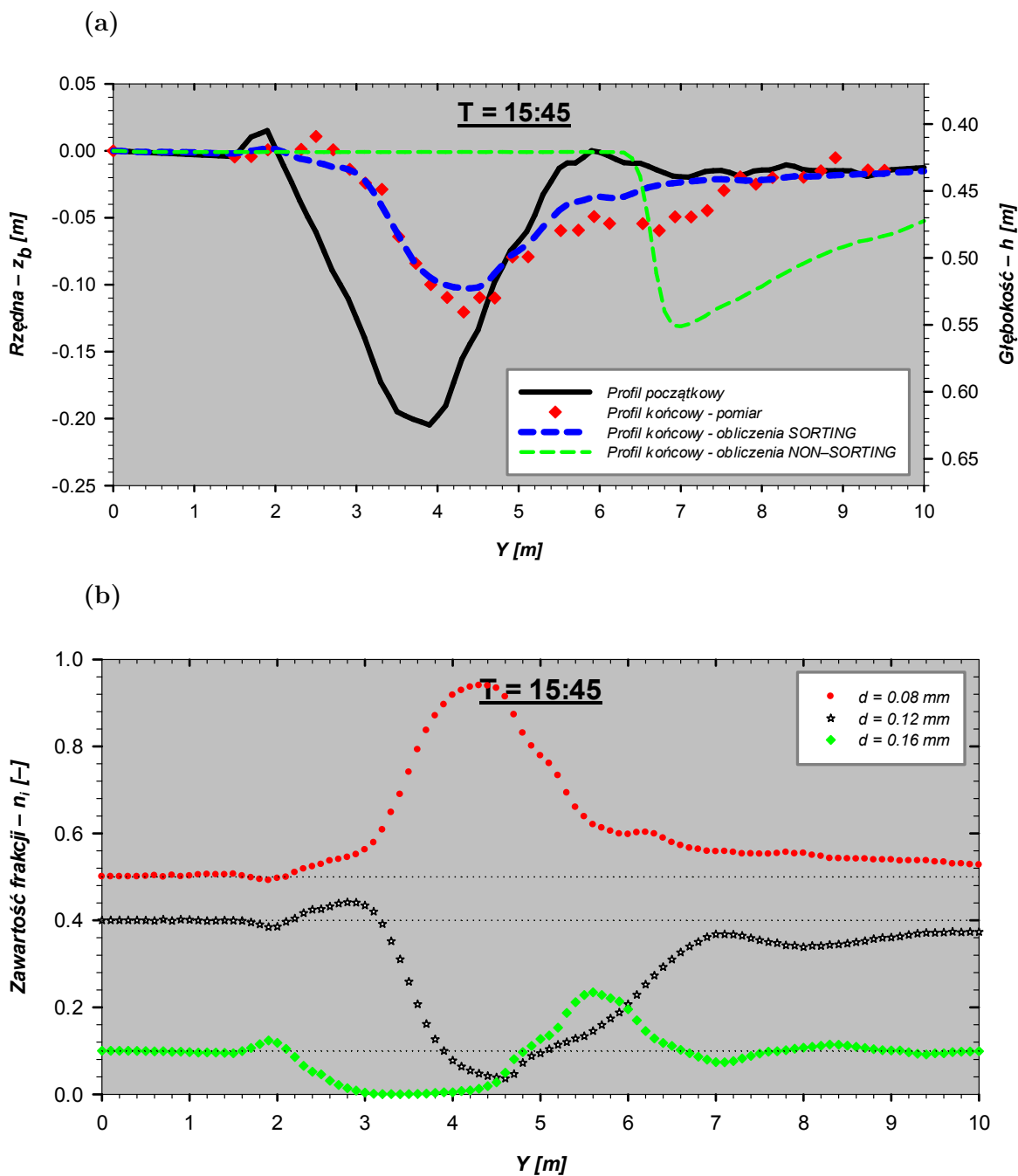
Rysunek F.3. Porównanie wyników modelowania zmian poziomu dna z pomiarami – (a) z jednoczesnymi zmianami granulometrii rumowiska – (b), po czasie $T = 05:00$ h — eksperyment „Test 1”



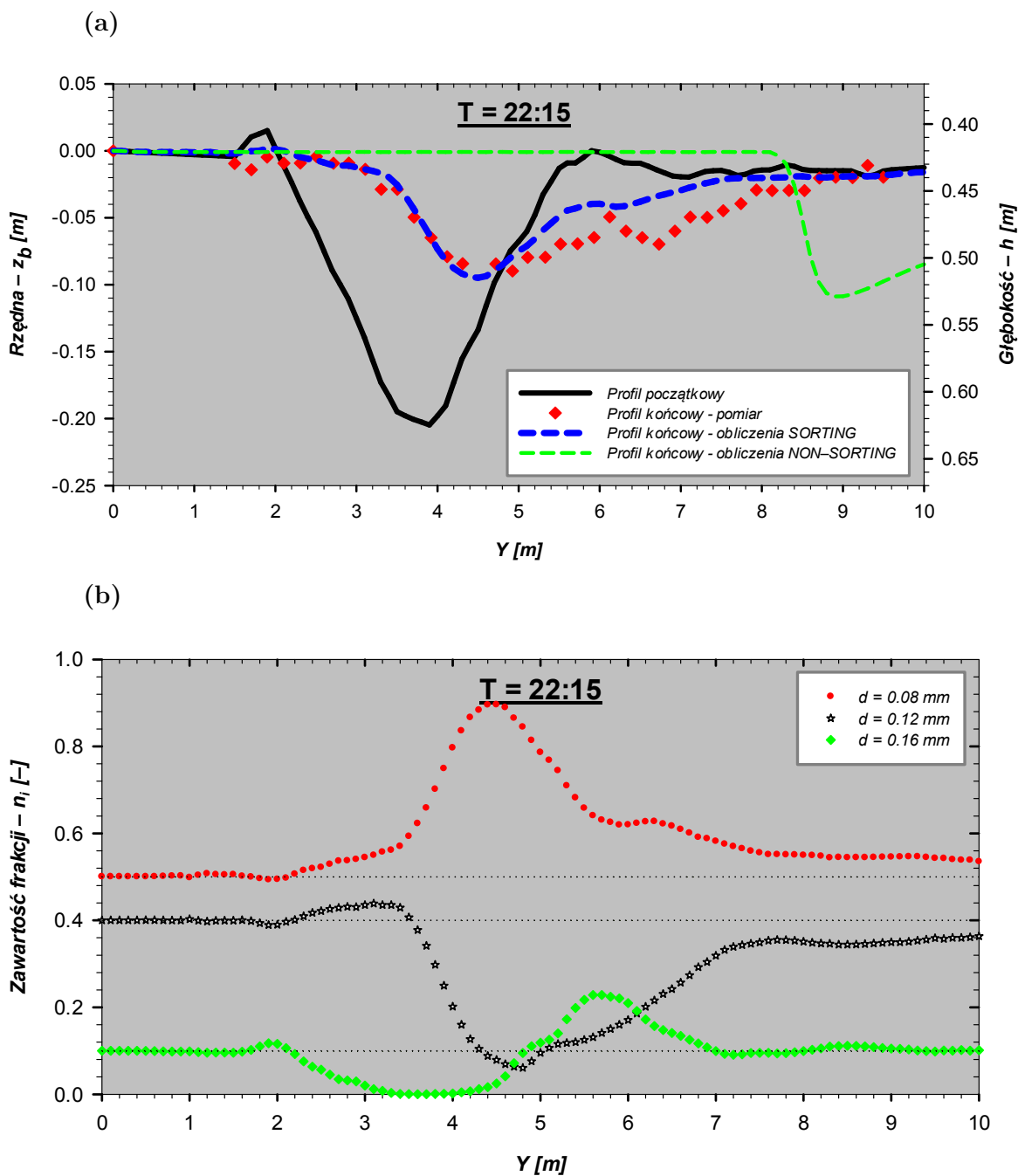
Rysunek F.4. Porównanie wyników modelowania zmian poziomu dna z pomiarami – (a) z jednoczesnymi zmianami granulometrii rumowiska – (b), po czasie $T = 08:30$ h — eksperyment „Test 1”



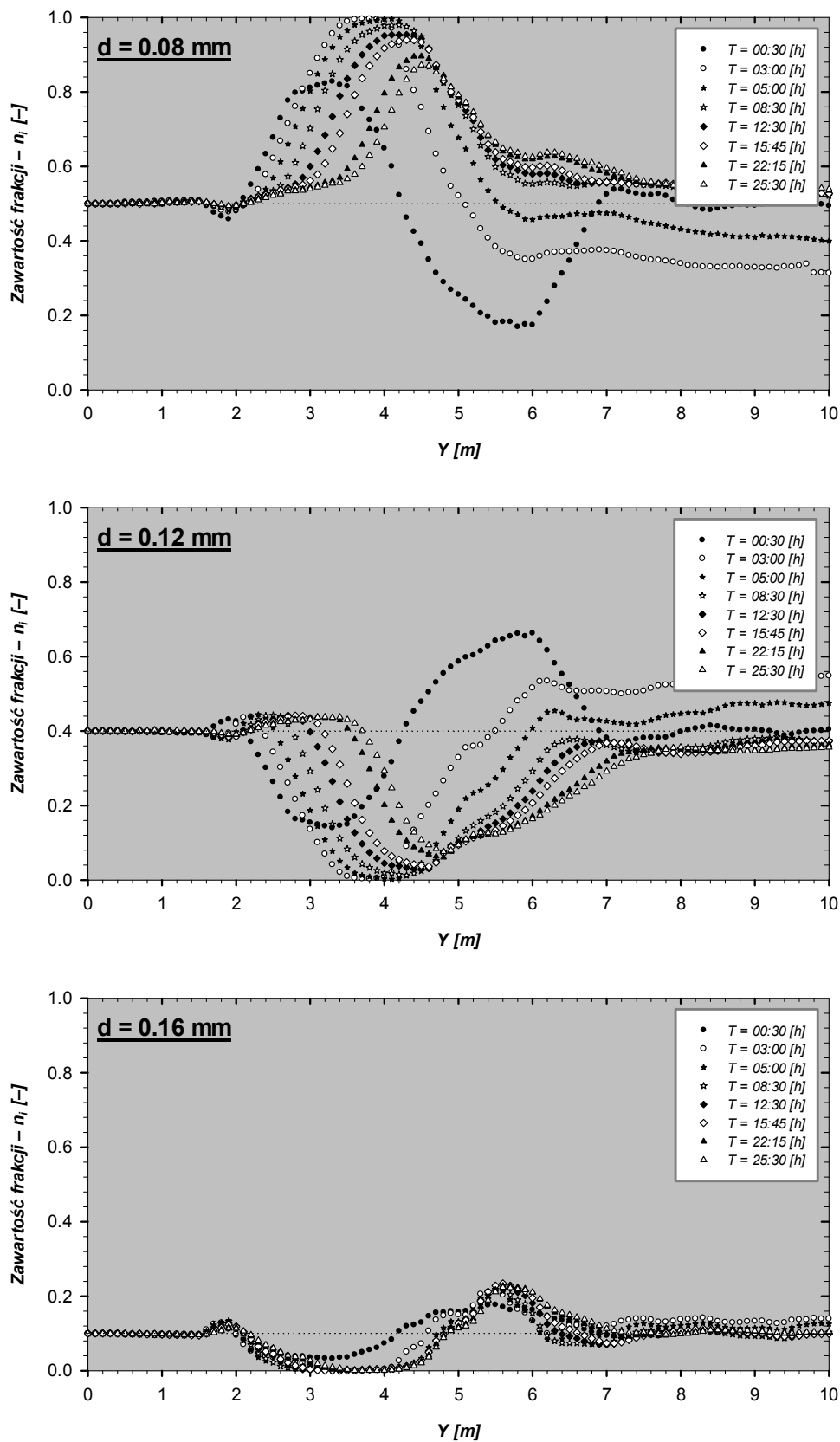
Rysunek F.5. Porównanie wyników modelowania zmian poziomu dna z pomiarami – (a) z jednoczesnymi zmianami granulometrii rumowiska – (b), po czasie $T = 12:30$ h — eksperyment „Test 1”



Rysunek F.6. Porównanie wyników modelowania zmian poziomu dna z pomiarami – (a) z jednoczesnymi zmianami granulometrii rumowiska – (b), po czasie $T = 15:45$ h — eksperyment „Test 1”



Rysunek F.7. Porównanie wyników modelowania zmian poziomu dna z pomiarami – (a) z jednoczesnymi zmianami granulometrii rumowiska – (b), po czasie $T = 22:15$ h — eksperyment „Test 1”



Rysunek F.8. Porównanie wyników modelowania zmian udziału procentowego frakcji rumowiska dennego: $d = 0.08$ mm, $d = 0.12$ mm, $d = 0.16$ mm w czasie i przestrzeni—eksperyment „Test 1”

G Głębokowodne parametry falowania w rejonie Mierzei Wiślanej

Pomiary falowania na Bałtyku wykonywane są nieregularnie i w niewielu miejscach. Dla akwenu położonego na Zatoce Gdańskiej w rejonie Mierzei Wiślanej brak jest dostępnych danych pomiarowych z przeszłości. Dlatego też do odtworzenia warunków falowania, niezbędnych do obliczeń natężenia transportu rumowiska, autorzy pracy Kaczmarek i inni (2008a) wykorzystali model prognostyczny, który na podstawie danych o prędkościach, kierunkach i rozciągłościach działania wiatru wyznacza parametry falowania, tj. wysokość, okres fali i azymut jego promienia.

W celu wyznaczenia parametrów falowania na przedpolu Mierzei Wiślanej w sąsiedztwie 27.0 km Mierzei, przeanalizowali otrzymane z rekonstrukcji falowania na Bałtyku zbiory falowe punktów prognostycznych położonych we wschodniej części Zatoki Gdańskiej. Najbliżej rozpatrywanego rejonu znajdował się punkt o współrzędnych:

- $54^{\circ}25' N$ $19^{\circ}18' E$ i głębokości $h \approx 45$ m.

Punkt ten usytuowany jest w odległości około 6 km od brzegu Mierzei Wiślanej na km 27.0. Dla tego punktu odmorskimi kierunkami wiatrów są kierunki: W, WNW, NW, NNW, N, NNE, NE i ENE.

Następnie na podstawie danych falowych z 44 lat, autorzy pracy Kaczmarek i inni (2008a) wyznaczyli w tym punkcie parametry falowania w średnim roku statystycznym. W celu wyznaczenia czasów trwania określonych wysokości falowania dla poszczególnych kierunków przyjęli przedziały wysokości fali co 0.5 m i dla każdego z nich obliczyli średnie wysokości fal znacznych H_s , średnie okresy piku T_p , średnie azymuty promieni fali A_z oraz czasy trwania. Wyniki tych obliczeń zaczerpnięto z pracy Kaczmarek i inni (2008a) i zamieszczono w Tablicach G.1 ÷ G.8.

Z danych zamieszczonych w Tablicach G.1 ÷ G.8 wynika, iż łączny czas trwania falowania generowanego wiatrami z kierunków odmorskich w średnim roku statystycznym wynosi 7480.1 godzin. Z powyższych danych wynika także, że falowanie docierające do strefy brzegowej z sektora północno – zachodniego (W ÷ NNW) występuje przez 43.2% czasu w roku, natomiast z sektora północno – wschodniego (N ÷ ENE) przez 42.1% czasu.

Tablica G.1. Parametry falowania dla kierunku W w średnim roku statystycznym na podstawie danych falowych z 44 lat

Przedziały falowania	W				Suma czasów trwania [godz.]
	Wys. fali znacznej H_s [m]	Okres piku T_p [s]	Azymut kąta podchodzenia fali A_z [°]	Czas trwania [godz.]	
0.0 ÷ 0.5	0.34	3.99	270	121.2	121.2
0.5 ÷ 1.0	0.66	5.17	272	80.1	201.3
1.0 ÷ 1.5	1.16	6.06	273	10.5	211.8
1.5 ÷ 2.0	1.64	7.06	274	0.8	212.6
2.0 ÷ 2.5	2.09	9.87	269	0.2	212.8

Tablica G.2. Parametry falowania dla kierunku WNW w średnim roku statystycznym na podstawie danych falowych z 44 lat

Przedziały falowania	WNW				Suma czasów trwania [godz.]
	Wys. fali znacznej H_s [m]	Okres piku T_p [s]	Azymut kąta podchodzenia fali A_z [°]	Czas trwania [godz.]	
0.0 ÷ 0.5	0.24	4.71	296	265.8	265.8
0.5 ÷ 1.0	0.69	6.17	295	253.3	519.1
1.0 ÷ 1.5	1.20	7.38	296	72.5	591.6
1.5 ÷ 2.0	1.69	8.22	297	18.3	609.9
2.0 ÷ 2.5	2.16	8.86	298	3.5	613.4
2.5 ÷ 3.0	2.67	10.15	300	0.9	614.3

Tablica G.3. Parametry falowania dla kierunku NW w średnim roku statystycznym na podstawie danych falowych z 44 lat

Przedziały falowania	NW				Suma czasów trwania [godz.]
	Wys. fali znacznej H_s [m]	Okres piku T_p [s]	Azymut kąta podchodzenia fali A_z [°]	Czas trwania [godz.]	
0.0 ÷ 0.5	0.20	4.55	315	1148.0	1148.0
0.5 ÷ 1.0	0.70	5.76	314	501.2	1649.2
1.0 ÷ 1.5	1.20	7.02	314	161.9	1811.1
1.5 ÷ 2.0	1.70	7.95	314	58.9	1870.0
2.0 ÷ 2.5	2.21	8.66	315	20.7	1890.7
2.5 ÷ 3.0	2.68	9.20	315	5.2	1895.9
3.0 ÷ 3.5	3.19	9.61	317	1.5	1897.4
3.5 ÷ 4.0	3.68	10.22	320	0.4	1897.8

Tablica G.4. Parametry falowania dla kierunku NNW w średnim roku statystycznym na podstawie danych falowych z 44 lat

Przedziały falowania	NNW				Suma czasów trwania [godz.]
	Wys. fali znacznej H_s [m]	Okres piku T_p [s]	Azymut kąta podchodzenia fali A_z [°]	Czas trwania [godz.]	
0.0 ÷ 0.5	0.23	4.36	337	630.5	630.5
0.5 ÷ 1.0	0.71	5.72	338	256.9	887.4
1.0 ÷ 1.5	1.20	7.04	338	100.5	987.9
1.5 ÷ 2.0	1.71	7.78	338	41.0	1028.9
2.0 ÷ 2.5	2.21	8.37	340	17.3	1046.2
2.5 ÷ 3.0	2.72	8.95	341	9.0	1055.2
3.0 ÷ 3.5	3.21	9.57	341	5.1	1060.3
3.5 ÷ 4.0	3.72	9.99	343	2.1	1062.4
4.0 ÷ 4.5	4.21	10.33	341	1.0	1063.4
4.5 ÷ 5.0	4.70	11.01	344	0.3	1063.7

Tablica G.5. Parametry falowania dla kierunku N w średnim roku statystycznym na podstawie danych falowych z 44 lat

Przedziały falowania	N				Suma czasów trwania [godz.]
	Wys. fali znacznej H_s [m]	Okres piku T_p [s]	Azymut kąta podchodzenia fali A_z [°]	Czas trwania [godz.]	
0.0 ÷ 0.5	0.25	4.84	1	1146.4	1146.4
0.5 ÷ 1.0	0.71	6.01	2	724.5	1870.9
1.0 ÷ 1.5	1.21	7.21	1	329.7	2200.6
1.5 ÷ 2.0	1.72	8.01	0	145.6	2346.2
2.0 ÷ 2.5	2.22	8.67	359	71.7	2417.9
2.5 ÷ 3.0	2.72	9.33	358	39.2	2457.1
3.0 ÷ 3.5	3.22	9.80	357	18.2	2475.3
3.5 ÷ 4.0	3.73	10.24	357	11.4	2486.7
4.0 ÷ 4.5	4.19	10.83	357	5.3	2492.0
4.5 ÷ 5.0	4.72	11.20	356	2.8	2494.8

Tablica G.6. Parametry falowania dla kierunku NNE w średnim roku statystycznym na podstawie danych falowych z 44 lat

Przedziały falowania	NNE				Suma czasów trwania [godz.]
	Wys. fali znacznej H_s [m]	Okres piku T_p [s]	Azymut kąta podchodzenia fali A_z [°]	Czas trwania [godz.]	
0.0 ÷ 0.5	0.24	4.30	20	482.9	482.9
0.5 ÷ 1.0	0.69	5.44	19	227.8	710.7
1.0 ÷ 1.5	1.19	6.79	19	51.5	762.2
1.5 ÷ 2.0	1.69	7.74	17	16.1	778.3
2.0 ÷ 2.5	2.18	8.58	19	5.0	783.3
2.5 ÷ 3.0	2.73	9.48	15	1.1	784.4
3.0 ÷ 3.5	3.07	8.76	13	0.1	784.5

Tablica G.7. Parametry falowania dla kierunku NE w średnim roku statystycznym na podstawie danych falowych z 44 lat

Przedziały falowania	NE				Suma czasów trwania [godz.]
	Wys. fali znacznej H_s [m]	Okres piku T_p [s]	Azymut kąta podchodzenia fali A_z [°]	Czas trwania [godz.]	
0.0 ÷ 0.5	0.19	4.21	45	209.7	209.7
0.5 ÷ 1.0	0.65	5.65	43	61.8	271.5
1.0 ÷ 1.5	1.21	7.21	41	8.1	279.6
1.5 ÷ 2.0	1.58	7.80	41	1.0	280.6

Tablica G.8. Parametry falowania dla kierunku ENE w średnim roku statystycznym na podstawie danych falowych z 44 lat

Przedziały Falowania	ENE				Suma czasów trwania [godz.]
	Wys. fali znacznej H_s [m]	Okres piku T_p [s]	Azymut kąta podchodzenia fali A_z [°]	Czas trwania [godz.]	
0.0 ÷ 0.5	0.20	3.69	66	113.6	113.6
0.5 ÷ 1.0	0.62	5.36	66	17.5	131.1
1.0 ÷ 1.5	1.09	6.26	65	0.5	131.6

SPIS RYSUNKÓW I TABLIC W ZAŁĄCZNIKACH

SPIS RYSUNKÓW

A.1. Kierunki wektorów prędkości nad pochyłym dnem	A-1
B.1. Zapis parametrów fali dla testów T4 i T5 — IBW PAN 2010	B-1
C.1. Zapis parametrów fali dla testów T1, T2 i T3 — IBW PAN 2010	C-2
D.1. Zapis prędkości prądu dla testów T1, T2 i T3 — IBW PAN 2010	D-1
F.1. Porównanie wyników modelowania zmian poziomu dna z pomiarami – (a) z jednoczesnymi zmianami granulometrii rumowiska – (b), po czasie T = 00:30 h — eksperyment „Test 1”	F-1
F.2. Porównanie wyników modelowania zmian poziomu dna z pomiarami – (a) z jednoczesnymi zmianami granulometrii rumowiska – (b), po czasie T = 03:00 h — eksperyment „Test 1”	F-2
F.3. Porównanie wyników modelowania zmian poziomu dna z pomiarami – (a) z jednoczesnymi zmianami granulometrii rumowiska – (b), po czasie T = 05:00 h — eksperyment „Test 1”	F-3
F.4. Porównanie wyników modelowania zmian poziomu dna z pomiarami – (a) z jednoczesnymi zmianami granulometrii rumowiska – (b), po czasie T = 08:30 h — eksperyment „Test 1”	F-4
F.5. Porównanie wyników modelowania zmian poziomu dna z pomiarami – (a) z jednoczesnymi zmianami granulometrii rumowiska – (b), po czasie T = 12:30 h — eksperyment „Test 1”	F-5
F.6. Porównanie wyników modelowania zmian poziomu dna z pomiarami – (a) z jednoczesnymi zmianami granulometrii rumowiska – (b), po czasie T = 15:45 h — eksperyment „Test 1”	F-6
F.7. Porównanie wyników modelowania zmian poziomu dna z pomiarami – (a) z jednoczesnymi zmianami granulometrii rumowiska – (b), po czasie T = 22:15 h — eksperyment „Test 1”	F-7
F.8. Porównanie wyników modelowania zmian udziału procentowego frakcji rumowiska dennego: d = 0.08 mm, d = 0.12 mm, d = 0.16 mm w czasie i przestrzeni— eksperyment „Test 1”	F-8

SPIS TABLIC

B.1. Zarejestrowane wysokości fali dla testów T4 i T5 — IBW PAN 2010	B-1
C.1. Zarejestrowane wysokości fali dla testów T1, T2 i T3 — IBW PAN 2010	C-2
G.1. Parametry falowania dla kierunku W w średnim roku statystycznym na podstawie danych falowych z 44 lat	G-2
G.2. Parametry falowania dla kierunku WNW w średnim roku statystycznym na podstawie danych falowych z 44 lat	G-2
G.3. Parametry falowania dla kierunku NW w średnim roku statystycznym na podstawie danych falowych z 44 lat	G-2
G.4. Parametry falowania dla kierunku NNW w średnim roku statystycznym na podstawie danych falowych z 44 lat	G-3
G.5. Parametry falowania dla kierunku N w średnim roku statystycznym na podstawie danych falowych z 44 lat	G-3
G.6. Parametry falowania dla kierunku NNE w średnim roku statystycznym na podstawie danych falowych z 44 lat	G-4
G.7. Parametry falowania dla kierunku NE w średnim roku statystycznym na podstawie danych falowych z 44 lat	G-4
G.8. Parametry falowania dla kierunku ENE w średnim roku statystycznym na podstawie danych falowych z 44 lat	G-4

