

БЪЛГАРСКА АКАДЕМИЯ НА НАУКИТЕ
Институт по океанология „Проф. Фридьоф Нансен“

Екатерина Виталиевна Трифонова

**ЧИСЛЕНО МОДЕЛИРАНЕ НА ДЕФОРМАЦИИТЕ
НА ПОДВОДНИЯ БРЕГОВИ СКЛОН**

АВТОРЕФЕРАТ

на

ДИСЕРТАЦИЯ

за придобиване на образователна и научна степен

„Доктор“

по област на висше образование:

шифър 4. „Природни науки, математика и информатика“
професионално направление: **шифър 4.4** „Науки за земята“
научна специалност (докторска програма): шифър 01.08.07 „Океанология“

Научен консултант:

проф. дфн Димитър Трухчев, ИО-БАН

Варна
2014 г.



БЪЛГАРСКА АКАДЕМИЯ НА НАУКИТЕ
Институт по океанология „Проф. Фритъф Нансен“

Екатерина Виталиевна Трифонова

**ЧИСЛЕНО МОДЕЛИРАНЕ НА ДЕФОРМАЦИИТЕ
НА ПОДВОДНИЯ БРЕГОВИ СКЛОН**

АВТОРЕФЕРАТ

на

ДИСЕРТАЦИЯ

за придобиване на образователна и научна степен

„Доктор“

по област на висше образование:

шифър 4. „Природни науки, математика и информатика“
професионално направление: **шифър 4.4** „Науки за земята“
научна специалност (докторска програма): шифър 01.08.07 „Океанология“

Научен консултант:

проф. дфн Димитър Трухчев, ИО-БАН

Варна
2014 г.



Дисертационният труд е обсъден и насочен за защита на разширен семинар на секция „Динамика на бреговата зона“ към Института по океанология „Проф. Фритьоф Нансен“ на Българска Академия на Науките, състояло се на 6 август 2014 г.

Дисертацията е разработена в рамките на докторантура, самостоятелна форма на обучение в секция „Динамика на бреговата зона“ към Институт по океанология - БАН.

Представеният дисертационен труд е с обем от 135 страници текст, съдържа 4 глави, 42 фигури, и 8 таблици. Списъкът на цитираната литература включва 170 заглавия, от които 44 на кирилица, 126 на латиница.

Защитата на дисертационният труд ще се състои на 02.12.2014 г. от 10.00ч. в заседателната зала на Института по океанология при БАН на ул. „Първи май“ № 40, на открито заседание на петчленно Научно жури в състав:

1. проф. д-р инж. Пенко Николов Градинаров – ТУ-Варна
2. проф. д-р инж. Румен Здравков Кишев – ИМСТЦХА-БАН
3. доц. д-р инж. Валери Стоянов Пенчев – „Корес“ ЕООД
4. проф. д-р инж. Веселин Димитров Пейчев (ИО-БАН)
5. проф. д-р инж. Димитър Иванов Трухчев (ИО-БАН)

Материалите по защитата са на разположение на интересувашите се в библиотеката на Института по океанология „Проф. Фритьоф Нансен“, Варна, ул. „Първи май“ № 40.

Увод

Бреговата зона има изключително важна роля за развитието на всяка морска държава. През последните десетилетия при планирането на устойчивото развитие на тази част от крайбрежието важно място заемат оценките, включително и прогнозните, за състоянието на различните ѝ компоненти, при което приоритетна роля играе използването на числени прогностични модели.

Тясната ивица от бреговата зона, ограничена от страна на сушата от горната граница на плажа, а от страна на морето – от дълбочини 10 – 12 m, изпитва големи изменения. Динамичните процеси в бреговата зона са тясно свързани и с много аспекти на човешката дейност, при което възникват различни обратни връзки, много от които предварително са неизвестни. Сложният характер на подобни взаимодействия (особено в условията на интензивна стопанска активност) предопределя нарастващата необходимост от прогнозиране на резултатите от тези процеси, а математическите модели са подходящ метод за изготвяне на такива оценки. В този смисъл са очевидни, както необходимостта от развитието на самите числени модели, така и **актуалността** на самата задача за числено прогнозиране на хидро- и морфодинамичните процеси в бреговата зона.

Физическите процеси, които протичат в тази зона, са с широка скала на спектъра на пространствена и времева изменчивост и обхващат взаимодействията „атмосфера-море“, „море-дъно“ и „море-суша“. Отделните процеси влияят в различна степен върху морфодинамиката на бреговата зона, т.е. наред с дефинирането на самите процеси, възниква необходимост и от оценка за степента на тяхното въздействие и определяне на най-значимите. Следователно изучаването на крайбрежната динамика е свързано с изследването и доброто познаване на физическите полета с разнообразни пространствени и времеви мащаби.

Предмет на изследванията в дисертационната работа са динамичните процеси в бреговата зона в условията на безприливно море и определящите ги фактори. Използваният **основен подход** е численото моделиране. **Целта** на дисертационната работа е да се създаде, усъвършенства и адаптира за конкретните условия на българския бряг модел, описващ достатъчно пълно съвкупността от хидро- и литодинамични процеси в бреговата зона, предизвикващи транспорт на наносите и определящи характера на измененията на плажа и профила на подводния брегови склон. Тъй като най-съществените промени в изследваната зона се предизвикват от силните вълнения и щормове, априори се налага условието моделът да възпроизвежда удовлетворително динамиката на средата при щормови условия – хидродинамичният фон, на който да се прогнозира протичащите изменения.

За постигане на поставената цел е необходимо да се решат следните задачи:

1. обзор и критичен анализ на съществуващите модели, описващи процесите в бреговата зона;
2. оценка на основните фактори, определящи движението на наносите, включително на специфичните литодинамични особености на българското крайбрежие, отличаващо се с висока разчлененост, сложен релеф и като цяло – с дефицит на плажообразуващ материал;

3. моделиране на деформациите на плажа и подводния брегови склон с отчитане на най-важните хидро- и литодинамични процеси, включително на рефракцията и дисипацията на вълнението, предизвиканите от вълнението течения и хидрогенния транспорт на наносите;

4. верифициране на модела с различни данни от лабораторни експерименти и полеви изследвания от полигона в Шкорпиловци;

5. прилагане на модела за различни участъци на българското крайбрежие с висок рекреационен потенциал, включително и където са изградени големи черноморски курорти;

6. изготвяне въз основа на моделни изследвания на оценка на изменчивостта и стабилитета на плажните ивици по време на екстремални щормови ситуации за изследваните райони от българския бряг.

Автор изказва особена признателност и благодарност на д-р гл. н. с. Игор Олегович Леонтиев от Лаборатория за шелф и морски брегове „Зенкович“ в Института по океанология „Ширшов“ на РАН, Москва за многогодишна подкрепа и помощ през годините в които се подготвяше дисертационния труд. Изказвам специална благодарност на доц. д-р Николай Вълчев за предоставените данни за реанализа на морското вълнение, използвани в дисертацията. Използвам случая да благодаря на всичките колеги от секция „Динамика на бреговата зона“, участвали в измервателни дейности по проект MICORE, чиито данни са използвани за верификация на модела. Искрено съм благодарна на проф. д-р Димитър Трухчев за помощта в цялостното оформяне на настоящата дисертация.

Структура на дисертацията

Дисертационният труд се състои от увод, четири глави и заключение. В Глава 1 са описани динамичните процеси в бреговата зона, пространствените и времевите им мащаби, показани са причинно-следствените връзки между отделните процеси, предизвикващи транспорта на наносите и деформациите на подводния брегови склон, както и характерните за българския бряг профили на склона. В Глава 2 са разгледани подходите към моделиране на бреговата динамика, типовете модели, допусканията и ограниченията им. Направен е извода за перспективността на процесно-модулните модели. В Глава 3 е описана методиката на изследване: представен е съвместен модел на хидро-, лито- и морфодинамични процеси и числената му реализация. В Глава 4 са представени резултатите от числените експерименти с модела, включително верификацията му с лабораторни и натурни данни. Особеното внимание е отделено на приложението на модела за районите на Паша дере и Слънчев бряг. В заключение са представени основните резултати, приносите на автора към проведеното изследване и списък на публикациите по темата на дисертацията.

Глава 1. ОБЩИ ПРЕДСТАВИ ЗА БРЕГОВАТА ДИНАМИКА

Динамичните процеси в бреговата зона са следствие от сложното взаимодействие между атмосферата, хидросферата, литосферата и ноосферата: деформации-

те на подводния брегови склон са резултат от транспорта на изграждащите го наноси, а преместването им зависи от режима на крайбрежната циркулация и характера на трансформацията на вълнението.

Пространствено-времева скала на динамичните процеси

Голяма част от океанските процеси, възникващи в резултат на атмосферните въздействия, водят до нееднородности в разпределението на свойствата на океана (Монин, 1982). В дисертацията е приведена скалата на Монин за характерните мащаби по пространството и времето и е показано приложението ѝ към динамичните процеси в бреговата зона. Морфоложката изменчивост на брега започва от мащаба на движението на отделни твърди частици и завършва с геоложките мащаби, обхващащи значителни участъци от крайбрежието, а във времевата скала – стотици или хиляди години. Според времето и пространството се отделят четири характерни мащаба: *микро-*, *мезо-*; *макро-* и *мега*, като подходът на математическото моделиране е най-развит за морфодинамичните процеси, протичащи на мезо- и макромощаби.

Динамични процеси в бреговата зона

Основната движеща сила в бреговата зона, иницираща бреговата динамика, е морското вълнение. Като резултат се променят посоката на разпространение на вълните, дължината и височината им. Трансформацията на вълнението продължава до момента на последното разрушаване, след което движението на водните частици се определя от потока на записване. Процесът на разпространение на вълнението предизвиква изменения на нивото в бреговата зона: в зоната на вълнова трансформация – понижение, а в прибойната зона – рязко покачване. Възникват крайбрежни течения, които са предизвикани от едновременното действие на радиационните напрежения, градиента на нивото, дънното триене и ролера. Дънните седименти се задвижват под въздействие на вълнението и теченията. При относително малки скорости на потока, посредством хлъзгане, търкаляне и салтации се движат само дънните наноси. Със засилването на хидродинамичните фактори салтациите стават основен начин за придвижване, а част от наносите преминава във водния поток и продължава движението заедно с флуида. Дъното остава непроменено само в началния стадий на движението, като с активизиране на хидродинамичните фактори на повърхността на пясъчното дъно възникват рифели. По-нататъшното засилване на вълнението води до изтриване на рифелите и преминаване към фазата на движение на наносите, при която горният слой се придвижва заедно с няколко по-долулежащи слоя. В зоната на записване водните и седиментните частици извършват колебателни движения заедно с флуида по склона на повърхността на плажа.

Когато вълните подхождат и се разрушават косо спрямо брега, наносите получават импулс, под действието на който започват движението си в надлъжно на брега направление. Резултатът от надлъжнобрегия транспорт в преобладаващата посока се проявява с течение на десетилетия и контролира процесите на размиване и акумулация. Преместването на наносите напречно към брега възниква под действие на нормалния на брега вълнови компонент: при силни щормове –

към морето, а през периодите с по-слаба вълнова активност – към сушата. В резултат се променя дънният релеф, което на свой ред влияе върху трансформацията на вълнението и характера на възникващите брегови течения.

В условията на българското крайбрежие акумулативните брегови форми имат локален произход и се подхранват от реки, дерета и съседни абразионни участъци. В настоящата работа се разглеждат брегови участъци, сформирани от пясъчни наслаги. За подводния акумулативен брегови склон на българския бряг е характерен терасово-валов профил, като пред акумулативните участъци често се среща профил със слабо изразен вал, който изпитва сезонна изменчивост, като в зависимост от вълновите условия преминава в добре изразена тераса. Профил без вал се наблюдава предимно през летния сезон.

Глава 2 МОДЕЛИРАНЕ НА МОРФОДИНАМИЧНИТЕ ПРОЦЕСИ

Процесите в бреговата зона се отличават с голямо разнообразие и широка скала на мащаба на техните пространствени и времеви прояви. Например деформациите на плажа и подводния брегови склон се проявяват във времеви скали на шорм, при това доминиращият процес, управляващ морфодинамичния отговор на вълновото въздействие, е преместване на наносите напречно на брега. Затова модел за морфодинамичните процеси при шорм трябва да има достатъчно подробна стъпка по пространството. В зависимост от доминиращите процеси и техните характерни пространствено-времеви мащаби, се различават и подхождат към моделирането на самата морфодинамика. Де Вриенд (De Vriend et al., 1993) при класификация на морфоложките модели отделя моделите на бреговата линия и моделите на профила на подводния склон в отделни групи. **Моделите на бреговата линия**, отразяващи макромасщабната морфодинамична изменчивост, използват интегрален подход при описанието на процесите. Такива са моделите на Пелнард-Консидер, Лар, Бакер, Ле Меот и Соладт, Перлин и Дийн, Ларсон, Хансон, Краус и др. Тези модели се наричат равновесни, т.к. моделният изход е равновесната форма на бреговата линия. Физическите предположения за този клас модели обикновено ограничават моделния вход до краен брой най-често повтарящи се типични вълнови ситуации. В главата са разгледани моделни пакети, основаващи се на теория на бреговата линия: GENESIS, LITPACK, SAND94, UNIBEST. Едно изключение от тази редица е моделът на Леонтиев (Leont'ev, 1997), предлагащ аналитично решение за изменчивостта на бреговата линия в рамките на шорм.

В **моделите на равновесния профил** е заложена типична за района вълнова ситуация, а равновесната форма на профила се трактува като характерна и най-често срещана за района. Класическата концепция за равновесие на подводния брегови склон се свежда до уравнивяване на силите, предизвикващи движението на наносите по посока към и от брега: асиметрията на вълновите скорости и силата на тежестта. Ако балансът на силите се промени, профилът също се променя. Разгледани са редица модели (на Джонсън, Ректор, Брун, Савили, Сунамура и Хорикава, Дийн, Сунамура и модела на Леонтьев) и приетите в тях допускания.

Съществуват няколко направления при *моделиране на ветровото вълнение*: а) развитие на ветровите вълни в дълбока вода; б) разпространение и трансформация на вълните в плитка вода; в) вероятностни модели на вълнението. В дисертацията са разгледани три модела, широко използвани за целите на инженерната практика *STWAVE*, *SWAN* и *REF/DIF*. Представени са основните предположения на тези модели, както и общите и отличаващите ги черти. На вероятностното описание и спектралната структура на ветровото вълнение и неговия климат за българския сектор на Черно море са посветени изследвания на Белбев, Костичкова, Поляков, Чернева, Гроздев, Вълчев и Андреева.

Гласък в моделирането на *бреговата циркулация* дават изследванията на Лонге-Хиггинс и Стюарт (Longuet-Higgins, Stewart, 1962; 1964). Те развиват теорията за радиационните напрежения, предизвикани от вълновото поле. В зависимост от размерността на пространството се използват едно- (1D), дву- (2D) и тримерни (3D) модели на циркулацията. Боуен, Торнтон и Лонге-Хиггинс, използвайки концепцията за радиационните напрежения, обясняват от физическа гледна точка надлъжното на брега течение. *1D-моделите* на надлъжни на брега течения се получават в резултат на опростявания на уравнението за движение. *2D-моделите* на брегова циркулация описват усреднените по дълбочина течения и изменението на нивото чрез уравненията на движение за плитка вода. В моделите на Нода, Далримпъл и Йу силите, предизвикващи движение, са радиационните напрежения, изменението на нивото, придънното триене и страничния обмен. *Квази-тримерните (Q3D) модели* комбинират усреднените по дълбочина 2D-модела с локалните вертикални 1DV-модела в напречен на брега план. Такива са моделите на Де Вриенд, Стив, и модела на Свендесен Лоренц. Куройва и Камфус представят 3D модел за морфодинамиката, в който бреговата циркулация се определя от Q3D модел.

Проследяването на еволюцията на бряг, изграден от пясъчни наноси, е свързано с прогноза за самия *транспорт на наносите*. В дисертацията са разгледани модели за транспорта на наносите (на Суарт, Дейли и Байлард, Шибаяма и Хорикава, Дийн, Крайбел и Дийн, Ватанабе, Шибаяма, Нишимура и Шибаяма, Стицел и модела на Ларсон и Краус) със съответните предположения и допускания.

От обзора следва, че съществува голямо разнообразие на съществуващите модели за брегова хидро-, лито- и морфодинамика, основаващи се на емпирични и полуемпирични подходи, както и на директно описание на физическите процеси, отговорни за транспорта на наносите (т.н. процесно-модулни модели). Последните в повечето случаи съдържат отделни модули за различните физически процеси: вълнение, брегова циркулация и транспорт на наносите. В заключение може да се обобщи, че на този етап най-перспективни се оказват *процесно-модулните модели*, които и най-адекватно отразяват природата на процесите. Едно тяхно предимство е свързано с възможността да се калибрира всеки модул поотделно.

Глава 3. МЕТОДИКА НА ИЗСЛЕДВАНЕТО: ФИЗИЧЕСКА ПОСТАНОВКА И ЧИСЛЕНА РЕАЛИЗАЦИЯ НА ИЗПОЛЗВАНИЯ МОДЕЛ

Представен е съвместен модел на хидро-, лито- и морфодинамични процеси: вълнение, течения, транспорт на наносите и деформации на подводния склон, показани са основните уравнения и използваните гранични условия в диференциална форма и тяхната числена реализация.

Ветрово вълнение

За вълнови процес с период T и дължина на вълната L се дефинират ъгловата честота $\omega = 2\pi/T$ и вълновото число $k = 2\pi/L$ на вълновия вектор $\vec{k} = k\vec{e}$, \vec{e} – единичен вектор. Фазовата скорост в дълбоководието зависи само от периода $c_{deep} = gT/2\pi$, а за море с крайна дълбочина тя не може да бъде изразена явно чрез периода и дълбочината

$$c = \frac{gT}{2\pi} \tanh kh \text{ или } c^2 = \frac{gL}{2\pi} \tanh \frac{2\pi h}{L}. \quad (1)$$

Груповата скорост на вълната се определя като $c_g = \partial\omega/\partial k$ или

$$c_g = \frac{c}{2} \left(1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)} \right). \quad (2)$$

Дължината на вълната в дълбока вода зависи само от периода $L_{deep} = gT^2/2\pi$, а на плитка вода може да бъде определена по формулата на Екарт:

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \sqrt{\tanh\left(\frac{4\pi^2 h}{T^2 g}\right)}. \quad (3)$$

Вълновата енергия се определя от съотношението

$$E = \frac{1}{8} \rho g H_{rms}^2, \quad (4)$$

където: ρ – плътността на морската вода, g – земното ускорение, H_{rms} – средноквадратичната височина на вълната. Енергията на морското вълнение се пренася с груповата скорост c_g , а потокът на вълновата енергия се определя като $E c_g$. Радиационното напрежение S (Longuet-Higgins, Stewart, 1964) се разглежда като допълнителен поток на импулс, предизвикан от вълновото поле. При разрушаването на вълните, освен радиационните напрежения, възникват и напрежения, свързани с повърхностните ролери R .

При навлизане на вълната от дълбоководието в бреговата зона, вълновите параметри се трансформират: променят се скоростта и посоката на разпространение, формата на профила и височината и дължината ѝ, както и траекторията и скоростта на движението на водните частици.

Въвежда се Декартова координатна система с оси \vec{OX} и \vec{OY} насочени съответно на изток и север. Нека θ е ъгълът между \vec{k} и положителната посока на \vec{OX} . Полето на локалния вълнови вектор се определя от

$$\frac{\partial}{\partial x} \frac{\sin \theta}{c} - \frac{\partial}{\partial y} \frac{\cos \theta}{c} = 0. \quad (5)$$

Решението на (5) с използване на (1) и (3) при известни период на вълната на дълбока вода и поле на дълбочините дава полето на ъглите на разпространение на подхода на вълните θ в плитководна област на изследвания участък.

Височината на вълната се определя от уравнението за запазване на вълновата енергия с отчитане на образуването на ролер:

$$\frac{\partial}{\partial x}(E c_g \cos \theta) + \frac{\partial}{\partial x}(Q_b E_r c \cos \theta) + \frac{\partial}{\partial y}(E c_g \sin \theta) + \frac{\partial}{\partial y}(Q_b E_r c \sin \theta) = -D, \quad (6)$$

където: D е скоростта на дисипация на вълновата енергия, E_r – енергията на ролера, Q_b – частта на разрушените се вълни. В настоящата работа дисипацията на вълновата енергия се пресмята по Баттес и Янсен (Battjes, Janssen, 1978), Q_b – по формулата на Ратанаптитикон и Шибаяма (Rattanapitikon, Shibayama, 1998), а енергията на ролера по (Svendsen, 1984).

Брегова циркулация

Моделите на хоризонталната циркулация в бреговата зона се основават на уравненията за движение с отчитане на силите с вълнови производ. В диференциална форма системата уравнения за движение на несвиваем флуид за брегова динамика има вида:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U h}{\partial t} + \frac{\partial(U^2 h)}{\partial x} + \frac{\partial(U V h)}{\partial y} &= -g h \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho} F_x - \frac{1}{\rho} \tau_{Bx} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_\ell}{\partial y}, \\ \frac{\partial V h}{\partial t} + \frac{\partial(U V h)}{\partial x} + \frac{\partial(V^2 h)}{\partial y} &= -g h \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho} F_y - \frac{1}{\rho} \tau_{By} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_\ell}{\partial x}, \\ \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial U h}{\partial x} + \frac{\partial V h}{\partial y} &= 0, \end{aligned} \quad (7)$$

където: U и V са пълните потоци. Силите, предизвикващи бреговата динамика, са представени от градиента на средното ниво, градиента на радиационните напрежения с отчитане на ролера, (чиито компонентите по осите x и y са F_x и F_y), сръзващото напрежение на придънното триене τ_B и градиентът на турбулентните напрежения на Рейнолдс v_ℓ . Тук F_x и F_y , τ_B и v_ℓ са представят като

$$F_x = \frac{\partial(S_{xx} + Q_b R_{xx})}{\partial x} + \frac{\partial(S_{xy} + Q_b R_{xy})}{\partial y}, \quad F_y = \frac{\partial(S_{yy} + Q_b R_{yy})}{\partial y} + \frac{\partial(S_{yx} + Q_b R_{yx})}{\partial x}, \quad (8)$$

$$\tau_{Bx} = \frac{2}{\pi} c_f \rho u_m [(1 + \cos^2 \theta)U + V \sin \theta \cos \theta], \quad \tau_{By} = \frac{2}{\pi} c_f \rho u_m [U \sin \theta \cos \theta + (1 + \sin^2 \theta)V], \quad (9)$$

$$\tau_\ell = \rho v_\ell \left(\frac{\partial U h}{\partial y} + \frac{\partial V h}{\partial x} \right), \quad (10)$$

където c_f и v_ℓ са съответно коефициенти на дънното триене и на хоризонтален обмен. Коефициентът на дънното триене се определя от

$$c_f = \frac{0,3\kappa^2}{[\ln(h/z_a) - 1]^2}, \quad z_a = e^{-1} \delta_w, \quad \delta_w = a_m \sqrt{f_w/2}, \quad (11)$$

където: κ е константата на Карман, а z_a – ефективна грапавост на дъното, имаща порядък на дебелината на придънния граничен слой δ_w , обусловен от вълнението, f_w е коефициентът на триене, който се определя от съотношението a_m/r , където r е параметър на грапавост. Ако $a_m/r > 0,5$, то f_w може да се пресметне по формулата на Нилсен (Nielsen, 1992)

$$f_w = \exp[5,5(a_m/r)^{-0,2} - 6,3]. \quad (12)$$

Пълната грапавост се определя като:

$$r = 85\sqrt{\Psi_{2,5} - 0,05} d_s + 8\frac{\eta^2}{\lambda}, \quad \Psi_{2,5} = \frac{0,5f_{2,5}u_m^2}{(\rho_s/\rho - 1)gd_s}, \quad (13)$$

където: $\Psi_{2,5}$ и $f_{2,5}$ са съответно параметър на Шилдс и коефициент на триене, отговарящи на условната грапавост $r=2,5d_s$, ρ_s – плътност на твърдите частици. Параметрите на рифелите се пресмятат според (Анцыферов, Ефремов, 1996):

$$\eta = 0,36a_m \exp(-2,2 \cdot 10^{-2} \Pi), \quad \lambda = 2a_m \exp(-7 \cdot 10^{-3} \ln^{3,8} \Pi)$$

$$\Pi = \frac{\rho u_m^2}{(\rho_s - \rho)gd_s} \quad (14)$$

Коефициентът v_ℓ се определя според (Леонтьев, 2001), като за характерен мащаб се приема височината на вълната на дълбока вода

$$v_\ell = N_1 \left(\frac{gH_{deep}T}{\nu} \right)^m H_{deep} \sqrt{gH_{deep}}, \quad (15)$$

където: ν е молекулярен кинематичен вискозитет на водата, $\nu = 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, $N_1 = 0,006$, $m = 0,25$.

При решаването на профилната задача по направление напречно на брега системата (7) приема вида:

$$\begin{aligned} \frac{\partial Uh}{\partial t} + \frac{\partial(U^2h)}{\partial x} &= -gh \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial x} - \frac{1}{\rho} F_x - \frac{1}{\rho} \tau_{Bx}, \\ \frac{\partial Vh}{\partial t} + \frac{\partial(UVh)}{\partial x} &= -\frac{1}{\rho} F_y - \frac{1}{\rho} \tau_{By} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_\ell}{\partial x}, \\ \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} + \frac{\partial Uh}{\partial x} &= 0 \end{aligned} \quad (16)$$

където:

$$F_x = \frac{\partial(S_{xx} + Q_b R_{xx})}{\partial x}, \quad F_x = \frac{\partial(S_{yx} + Q_b R_{yx})}{\partial x},$$

$$\tau_{Bx} = \frac{2}{\pi} c_f \rho u_m [(1 + \cos^2 \theta)U + V \sin \theta \cos \theta], \quad \tau_{By} = \frac{2}{\pi} c_f \rho u_m [U \sin \theta \cos \theta + (1 + \sin^2 \theta)V], \quad (17)$$

$$\tau_\ell = \rho v_\ell \frac{\partial Vh}{\partial x}.$$

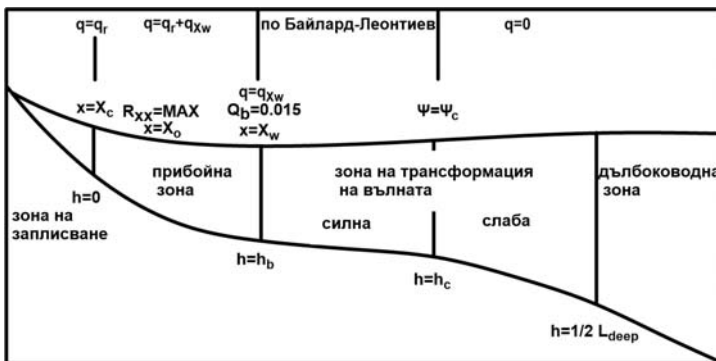
Транспорт на наносите

Профилът на подводния брегови склон е зониран в зависимост от характера и интензивността на протичащите хидро- и литодинамични процеси (фиг. 1) на:

1. дълбоководна зона, в която разпространението на вълнението не се влияе от дънния релеф;

2. зона на слаба трансформация на вълната, в която вълнението започва да се трансформира без да предизвиква деформациите на подводния склон;

3. зона на силна трансформация на вълната, в която литодинамичните процеси предизвикват деформации на подводния брегови склон;



Фигура 1. Зониране на профила на подводния брегови склон

4. прибойна зона, в която трансформацията на морското вълнение води до разрушаване на вълните и се образува прибойният поток;

5. зона на запливане на вълната, в която движението на водата има възвратно-постъпателен характер.

За граница между дълбоководната зона и зоната на слаба трансформация на вълната се приема дълбочина, равна на половината от дължината на вълната на дълбока вода. Границата между втора и трета зона е т.н. „дълбочина на затваряне“ h_c , определяща мястото, след което (по посока към брега) започват деформации на подводния брегови склон; оттук започва и пресмятането на транспорта на наносите. Външната граница на прибойната зона е мястото на разрушаване на вълната. Долната граница на зоната на запливане е мястото, където R_{xx} бележи максимум, а горната – до което достига запливането (границата между „сухия“ и „мокрия“ плаж). В настоящата работа зониранието се провежда за средноквадратични вълни H_{rms} .

В дисертацията за пресмятане на транспорта на наносите се използва концепцията на Багнолд и Байлард, модифицирана от Леонтьев (2001). Уравнението за разхода на наносите за условия на хоризонтално дъно има вида:

$$q^0 = \left[\frac{3}{4} \frac{\varepsilon_B}{\tan \Phi} f_w \rho u_m^2 + \frac{\varepsilon_s}{W_s} \left(\frac{8}{3\pi} f_w \rho u_m^3 + B \right) \right] \bar{u}, \quad (18)$$

където: ε_B и ε_s са съответно коефициенти на ефективността на транспорта на дънните и плаващите наноси; Φ – ъгъл на естествения откос; u_m – орбитална придънна скорост; W_s – хидравлична едрина, \bar{u} – пълна преносна скорост при дъното. Коефициентите ε_B и ε_s се определят с използване на параметъра на Шилдс при условие, че дънната грапавост е равна на $2,5d_s$:

$$\begin{aligned} \varepsilon_B &= 0,1\sqrt{\Psi_{2,5}-0,05}, & \varepsilon_s &= 0,02\sqrt{\Psi_{2,5}-0,05}, & 0,05 < \Psi_{2,5} < 1 \\ \varepsilon_B &= 0,1 & \varepsilon_s &= 0,02, & \Psi_{2,5} \geq 1 \end{aligned} \quad (19)$$

$$\Psi_{2,5} = \frac{f_{w2,5} \rho u_m^2}{2(\rho_s - \rho)gd_s}.$$

Хидравличната едрина зависи от размера на седиментите, специфичното им тегло s и молекулярния кинематичен вискозитет на водата (van Rijn, 1993)

$$W = \frac{(s-1)gd_s}{18\nu} \quad \text{за} \quad d_s \leq 0,1 \text{ mm},$$

$$W = \frac{10\nu}{d_s} \left[\sqrt{1 + \frac{0,01(s-1)gd_s^3}{\nu^2}} - 1 \right] \quad \text{за} \quad 0,1 < d_s < 1 \text{ mm}, \quad (20)$$

$$W = 1,1\sqrt{(s-1)gd_s} \quad \text{за} \quad d_s \geq 1 \text{ mm}.$$

Придънната скорост се представя като сума от скоростта на хоризонталната циркулация и скоростта във вълновия придънен граничен слой:

$$\bar{u} = U + U_B. \quad (21)$$

Допълнителната дисипация на енергия B в придънния слой, дължаща се на проникването на турбулентност от повърхностния слой по време на разрушаването на вълните към дъното, се определя чрез пълната скорост на дисипация D :

$$B = \xi D \exp[-3(1/Q_b - 1)], \quad \xi < 1. \quad (22)$$

Параметърът на Ирибарен ξ зависи от средния наклон на дъното на подводната част на зоната на записване:

$$\xi = \frac{\bar{s}}{\sqrt{|h(X_0) - h(X_C)|/L_{deep}}}, \quad \bar{s} = \frac{|h(X_0) - h(X_C)|}{|X_0 - X_C|}, \quad (23)$$

където: X_0 е съответното положение на долната граница на зоната на записване. Преносната скорост във вълновия граничен придънен слой се задава със съотношението:

$$U_B = \alpha \frac{D^* - D}{D^*} \frac{u_m^2}{c}, \quad D^* = \frac{Ec_g}{X}, \quad (24)$$

коэффициентът α се определя в зависимост от степента на развитието на дънните рифели в съответствие с $\Psi_{2,5}$:

$$\alpha = \begin{cases} 1, & \Psi_{2,5} \geq 0,5 \\ -0,2, & \Psi_{2,5} < 0,5 \end{cases}. \quad (25)$$

Придънната скорост U_B се получава от осредните по дълбочина скорости, като се предполага, че вертикалният профил на скоростта има логаритмична форма:

$$U_B = U / (\ln(h/z_a) - 1), \quad z_a = e^{-1}\delta_w, \quad \delta_w = a_m \sqrt{f_w/2}, \quad (26)$$

където: z_a е условната грапавост за течението, δ_w – височината на придънния граничен слой. Осреднените скорости U се определят от системата уравнения (7), а при профилна задача – от (16). Влиянието на наклона на дъното върху транспорта на наносите се описва по следния начин:

$$q_x = q_x^0 - 2|q^0|s_x, \quad q_y = q_y^0 - 2|q^0|s_y, \quad |q^0| = \sqrt{q_x^{0^2} + q_y^{0^2}}, \quad (27)$$

където: $s_x = -\partial h/\partial x$, $s_y = -\partial h/\partial y$ са локалните наклони на дъното.

Предложените формули се прилагат до долната граница на прибойната зона X_W (фиг. 1). В прибойната зона в участъка от X_W до X_C значенията на потока q_{Wx} , q_{Wy} затихват до нулата:

$$(q_{Wx}, q_{Wy}) = (q_x(X_W), q_y(X_W)) \left(\frac{X_W - x}{X_W - X_C} \right)^{m_1}, \quad X_C \leq x \leq X_W, \quad (28)$$

където: $m_1 = 1,5$. Аналогично се определят максималните значения \hat{q}_{Rx} и \hat{q}_{Ry} на потока на наносите в зоната на записване:

$$\hat{q}_{Rx} = K_R \rho u_R^2 U_R, \quad \hat{q}_{Ry} = K_R \rho u_R^2 V_R, \quad (29)$$

а U_R и V_R са преносните скорости в тази зона:

$$U_R = u_R (\beta_{eq} - \beta), \quad V_R = c^* \frac{R \operatorname{tg} \Theta_w}{T \beta}, \quad (30)$$

$u_R = \sqrt{2gR}$ е мащабът на скоростта. Височината на зоната R се определя по формулата на Хънт:

$$R = \beta \sqrt{H_{Sdeep} L_{deep}}, \quad (31)$$

H_{Sdeep} е височината на значителната вълна на дълбока вода. Средният наклон на плажа β се определя като $\beta = (h(X_0) + R)/(X_R - X_0)$, където X_R е горната граница на зоната на записване (фиг. 1). Равновесният наклон на плажа β_{eq} може да бъде оценен по формулата, предложена от Крайбел:

$$\beta_{eq} = 0,10 \sqrt{\frac{W_s T}{H_{deep}}}. \quad (32)$$

Коефициентът K_R зависи, както от параметрите на вълната, така и от размера на седиментните частици:

$$K_R = 0,5 \cdot 10^{-7} \frac{T \sqrt{g H_{deep}}}{d_s}. \quad (33)$$

Предложените формули за транспорта на наносите в зоната на записване се отнасят за точката X_C , където транспортът е максимален. На долната и горната граници на зоната ($x = X_0$ и $x = X_R$) потоците q_{Rx} , q_{Ry} затихват и са равни на нула, затова измененията им се апроксимират със степенни функции от вида

$$(q_{Rx}, q_{Ry}) = (\hat{q}_{Rx}, \hat{q}_{Ry}) \left(\frac{X_0 - x}{X_0 - X_C} \right)^{m_2}, \quad X_C \leq x \leq X_0, \quad (34)$$

$$(q_{Rx}, q_{Ry}) = (\hat{q}_{Rx}, \hat{q}_{Ry}) \left(\frac{x - X_R}{X_C - X_R} \right)^{m_3}, \quad X_R \leq x \leq X_C,$$

където: $m_2 = 0.5$ и $m_3 = 1$. В долната част на зоната на записване $X_C \leq x \leq X_0$ стойностите на q_W и q_R се сумират:

$$q_x, q_y = \begin{cases} q_x, q_y, & x > X_W \\ q_{Wx} + q_{Rx}, q_{Wy} + q_{Ry}, & X_C \leq x \leq X_W \\ q_{Rx}, q_{Ry}, & X_R \leq x \leq X_C \end{cases}. \quad (35)$$

Деформации на плажа и подводния брегови склон

Морфодинамичните изменения на профила под въздействието на вълните и вълновите течения се определят от уравнението за непрекъснатост на потока на наносите, което при профилната задача има вида:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial q_x}{\partial x}. \quad (36)$$

Разходът на наносите в уравнение (36) е обмен, докато в (35) той е представен в единици на потопеното тегло – преминаването към обмен разход става с разделяне на $[g(\rho_s - \rho)(1 - \sigma)]$.

Числена реализация на предложението модел

Численото решаване на уравненията, описващи бреговата динамика, се провежда чрез последователно изпълнение на отделните модули за рефракцията, трансформацията на вълнението и крайбрежните течения, транспорта на наносите и деформациите на плажа и подводния брегови склон.

Модул за рефракция

Численото пресмятане на полето на вълновите вектори по (5) изисква допълнителни условия, свързани с посоката на вълновия лъч, за да се определи еднозначно търсеният ъгъл. В зависимост от квадранта са възможни четири различни случая за $\theta_{i,k}$, които дефинират кои точно съседни точки се отчитат при самото решение. При североизточно вълнение в избраната координатна система числената апроксимация на (5) е:

$$\begin{aligned} \sin \theta_{i,k} - \cos \theta_{i,k} = & -\frac{c_{i,k}}{c_{i,k+1}} (\sin \theta_{i,k+1} + \cos \theta_{i,k+1}) + \frac{c_{i,k}}{c_{i+1,k+1}} (\sin \theta_{i+1,k+1} - \cos \theta_{i+1,k+1}) + \\ & + \frac{c_{i,k}}{c_{i+1,k}} (\sin \theta_{i+1,k} + \cos \theta_{i+1,k}), \end{aligned} \quad (37)$$

като решението се получава във вида $\sin \theta \pm \cos \theta$. Директното определяне на търсеният ъгъл чрез обратни тригонометрични функции е затруднено, т.к. функцията $\sin \theta + \cos \theta$ не е еднозначна в I квадрант. За намиране на действителната стойност на θ чрез подходяща ротация случаят се свежда към $\sin \theta - \cos \theta$. На външната граница на областта (на дълбока вода, $h > h_{tr}$) за θ се задава гранично условие на Дирихле $\theta|_e = \theta_{deep}$. На отворените странични граници се приема, че изобатите, пресичащи страничната граница, са праволинейни и перпендикулярни към самата граница.

Модул за трансформация на височината на вълната

Численото решаване на уравнение за запазване на вълновата енергия относно височината на вълната H с използването на (4) се извършва итеративно докато се изпълни условието $|H - H_{Qb}| < \varepsilon$, $\varepsilon = 0.01$, където H_{Qb} е зададена при определянето на Q_b . Граничните условия се определят, както при изчисляването на θ : на външната граница $H = H_{deep}$, на страничните граници се предполага, че градиентът на H по нормалата е равен на нула. Изводът на числения израз на (8) е аналогичен на този за (37). На пример при посока на вълновия лъч от североизток разчетната формула има вида:

$$H_i^2 = \frac{\frac{2 \Delta x}{T_p} \cdot Q_{bi} H_{mi}^2 + H_{i+1}^2 \cos \theta_{i+1} \left(c_{gi+1} + \frac{4 \cdot 0.9}{gT} Q_{bi+1} c_{i+1}^2 \right)}{\cos \theta_i \left(c_{gi} + \frac{4 \cdot 0.9}{gT} Q_{bi} c_i^2 \right)}. \quad (38)$$

Началното състояние е зададено без отчитане на Q_b

$$H_i^2 = \frac{H_{i+1}^2 c_{gi+1} \cos \theta_{i+1}}{c_{gi} \cos \theta_i}. \quad (39)$$

Това значение се използва като първо приближение при определяне на Q_b . С полученото Q_b от (38) се определя H_i и процедурата се повтаря итеративно до достигане на желаната точност.

Модул за хоризонтална циркулация

В основата на числената апроксимация на системата уравнения (7) в диференциален вид стои схемата на Маа (Маа, 1990). Обръщането на матрицата на линеаризираната с неявна числена схема система (7) става по метода на прогонката. На отворените странични граници се приема условие за изолация, а на бреговата линия е поставено условие за прилепване $U=V=0$. В началния момент от време системата се намира в покой: $\zeta^0=0$, $U^0=V^0=0$. В резултат на численото интегриране се получават дискретните стойности на пълните потоци $Uh_{i,k}$ и $Vh_{i,k}$ и средното ниво $\zeta_{i,k}$. На откритата граница се предполага, че $\zeta=0$, $U=V=0$. При решаването на профилната задача (16) крайно-разликовото уравнение за непрекъснатост има вида:

$$\bar{\zeta}_i^{n+1/2} = \bar{\zeta}_i^n - \frac{\Delta t}{2\Delta x} (Uh_{i+1}^{n+1} - Uh_i^{n+1}), \quad \bar{\zeta}_i^{n+1} = \bar{\zeta}_i^{n+1/2} - \frac{\Delta t}{2\Delta x} (Uh_{i+1}^n - Uh_i^n). \quad (40)$$

Първото от тези две уравнения се представя както

$$A^* Uh_{i+1,k}^{n+1} + B^* \bar{\zeta}_{i,k}^{n+1/2} + C^* Uh_{i,k}^{n+1} = D^*, \quad (41)$$

където: $A^* = -C^* = \Delta t/2\Delta x$, $B^* = 1$, $D^* = \bar{\zeta}_i^n$, а крайно-разликовият вид на първото уравнение за движение има вида:

$$\frac{Uh_i^{n+1} - Uh_i^n}{\Delta t} + NX + gh_i \frac{\bar{\zeta}_i^{n+1/2} - \bar{\zeta}_{i-1}^{n+1/2}}{\Delta x} + FX + F1Uh_i^{n+1} + F2Vh_i^n = 0, \\ NX = \frac{(U^2 h)_{i+1}^n - (U^2 h)_i^n}{\Delta x}, \quad FX = \frac{S_{xxi} + (Q_b R_{xx})_i - S_{xxi-1} - (Q_b R_{xx})_{i-1}}{\rho \Delta x}, \quad (42)$$

$$F1 = \frac{2}{\pi} \left(C_f \frac{u_m}{h} \right)_i (1 + \cos^2 \theta_i), \quad F2 = \frac{2}{\pi} \left(C_f \frac{u_m}{h} \right)_i \sin \theta_i \cos \theta_i.$$

Първото уравнение за движение се довежда до вида:

$$A \bar{\zeta}_{i,k}^{n+1/2} + BUh_{i,k}^{n+1} + C \bar{\zeta}_{i-1,k}^{n+1/2} = D, \quad (43)$$

където: $A = -C = gh_{i,k}/\Delta x$, $B = 1/\Delta t + F1$, $D = Uh_i^n/\Delta t - NX - FX - F2Vh_i^n$. Незвестните $\bar{\zeta}_i^{n+1/2}$ и Uh_i^{n+1} се намират по метода на прогонката. Отклонението на нивото $\bar{\zeta}_i^{n+1}$ се получава от второто уравнение (40), а второто уравнение за движение приема вида:

$$\frac{Vh_i^{n+1} - Vh_i^n}{\Delta t} + NY + FY + F3Vh_i^{n+1} + F2Uh_i^n - LY = 0, \quad (44)$$

$$NY = \frac{(UVh)_i^n - (UVh)_{i-1}^n}{\Delta x}, \quad LY = \frac{v_i(Vh_{i+1}^n - 2Vh_i^n + Vh_{i-1}^n)}{\Delta x^2},$$

$$FY = \frac{S_{xyi} + (Q_b R_{xy})_i - S_{xyi-1} - (Q_b R_{xy})_{i-1}}{\rho \Delta x},$$

$$F3 = \frac{2}{\pi} \left(C_f \frac{u_m}{h} \right)_i (1 + \sin^2 \theta_i), \quad F2 = \frac{2}{\pi} \left(C_f \frac{u_m}{h} \right)_i \sin \theta_i \cos \theta_i.$$

Разпределението на надлъжните да брега потоци по профила се получават от зависимостта

$$Vh_i^{n+1} = \frac{\frac{1}{\Delta t} Vh_i^n - NY - FY - F2Uh_i^n + LY}{\frac{1}{\Delta t} + F3}. \quad (45)$$

Модул за деформации на подводния брегови склон

Пресмятането на деформациите на подводния брегови склон става чрез числено интегриране на уравнението (36). Съставящите на потока на наносите q_x и q_y се изчисляват в съответствие със зониранието на подводния брегови склон съгласно (35). Уравнението (36) се интегрира с помощта на схемата на Лакс-Вендроф, осигуряваща устойчивост на численото решение. На междинна стъпка по време $n+1/2$ се изчисляват дълбочините:

$$h_i^{n+1/2} = \frac{1}{2} h_i^n + \frac{1}{4} (h_{i+1}^n + h_i^n) + \frac{1}{2} \frac{\Delta t}{\Delta x} (q_{xi+1}^n - q_{xi-1}^n), \quad (46)$$

на втората итерация се пресмятат съответните потоци на наносите за момента $n+1/2$, отговарящи на дълбочините $h_{i,k}^{n+1/2}$, след което се пресмятат дълбочините за момента $n+1$:

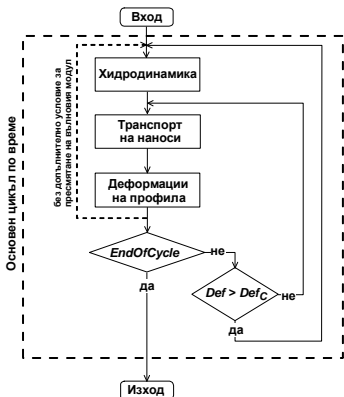
$$h_{i+1}^{n+1} = h_{i+1}^n + \frac{\Delta t}{\Delta x} (q_{xi+1}^{n+1/2} - q_{xi}^{n+1/2}). \quad (47)$$

Когато локалният наклон на дъното между две съседни точки $|h_i - h_{i+1}|/\Delta x$ надхвърля критичната стойност за устойчив склон β' , възникват условия за свличане, след което наклонът намалява до β'' . Според (Larson, Kraus, 1989) $\beta' \approx 1/2$, $\beta'' \approx 2/3$. Числената процедура за свличането се провежда итеративно с обхождането на предната и следващата точки около участъка, където възникна условието за свличане до достигане ($|h_{i-1} - h_{i+2}|/3\Delta x$) $< \beta''$. Новите дълбочини се изчисляват чрез интерполация между значенията h_{i-1} и h_{i+2} .

Оптимизация на числения процес

За ускоряване на процеса на пресмятане с описания числен модел са въведени редица процедури за оптимизация: обявяване на глобални константи и променливи, въвеждане на неравномерна стъпка по пространството, разпаралелване на изчислителния процес и въвеждане на допълнително условие за пресмятане на вълновия модул. Използването на неравномерна стъпка по пространството позволява значително да се намали броя на изчислителните операции. С използването на среда Dot.NET Framework и прилагането на техниката MultiThreading, се

постига разпаралелване на изчислителния процес, по-високо натоварване на изчислителните ресурси и в крайна сметка – намаляване на времето за получаване на решението. Спецификата на представения модел не позволява автоматично прилагане на MultiThreading за всички изчислителни процедури (например при решаването на рефракционната задача или пресмятането на дисипацията на вълновата енергия), но може да бъде използвана при изчисляване на транспорта на наносите – реализираният алгоритъм автоматично осигурява прилагането ѝ във всички случаи, където това е възможно.



Фигура 2. Окръпена блок-схема на предлагания модел

Друго едно ускорение на времето за изпълнение на модела се постига с въведеното допълнително условие за пресмятане на вълновия модул: ако пресметнатите деформации не надвишават зададеното критично значение Def_c , на следващата времева стъпка се използват параметрите на вълнението от предишната стъпка по време (фиг. 2). В резултат на числени експерименти е установено, че оптималното значение за Def_c е 0,1 m. Използването на описаните по-горе процедури за оптимизиране и ускоряване на изчислителния процес стават особено актуални при бъдещи приложения на модела в дву- и тримерни варианти на числената мрежа по пространството.

Глава 4. ЧИСЛЕНИ ЕКСПЕРИМЕНТИ И АНАЛИЗ НА ПОЛУЧЕНИТЕ РЕЗУЛТАТИ

В тази глава са представени резултатите от числените експерименти за верификация на модела. За целта са използвани данни от физическо моделиране в лабораторни условия и природни експерименти. Във втората част на главата с разработения модел са проведени изследвания в два района от българското крайбрежие с различни хидро- и литодинамични условия. Единият е в откритата акватория на плажа пред Паша дере, а другият обхваща плажа на Слънчев бряг във вътрешната северозападна част на Бургаския залив. За числените експерименти са избрани три характерни щорма от февруари 1979 г., март 2010 г. и февруари 2012 г., оказали силно въздействие и нанесли значителни щети по крайбрежието.

Използвани данни

Изследванията във вълнови канал с дължина 233 m, дълбочина 7 m и широчина 5 m, изпълнени в Delft Hydraulics през 1984 г. и описани от Стицел (Steezel, 1993). В хода на моделните изследвания са измервани височините на вълните и деформациите на профила. В дисертацията за верификация на вълновия модул са използвани данните от теста T2/M1263-III, проведен при постоянни хидродинамични условия при $H_s=1,5$ m, $T_p=5,4$ s и наклон на профила на дъното 1:90.

Изследванията във вълнови басейн, представени от (Broker et al., 1992), са получени в Хановер през 1986 г. и 1987 г. Първоначалният профил е едносклонен с наклон 1:20. Разглежданият тест е проведен с нерегулярни вълни със спектър Jonsvar, при $H_{rms} = 1,5$ m и $T_p = 6$ s, определени на дълбочина 5 m срещу вълнопродуктора. Профилът е изграден от естествен, добре сортиран пясък със среден диаметър 0,22 mm.

Изследвания на Научно-изследователска база „Шкорпиловци“

Научно-изследователска база (НИБ) „Шкорпиловци“ на Института по океанология, БАН е разположена в средната част на най-дългата плажна ивица на България – Камчийско-Шкорпиловската. Към НИБ има изградена научно-изследователска естакада с дължина 250 m, достигаща до 4,5 m дълбочина, разположена перпендикулярно към брега. Прилежащият подводен брегови склон се характеризира със слабо изразен подводен вал на разстояние 70 – 100 m от брега. Подводният склон около естакадата е изграден от разнозърнести пясъци: едрозърнестите и среднозърнестите до дълбочини 2,5 m, постепенно преминаващи в дребнозърнести на дълбочини по-големи от 8 – 10 m.

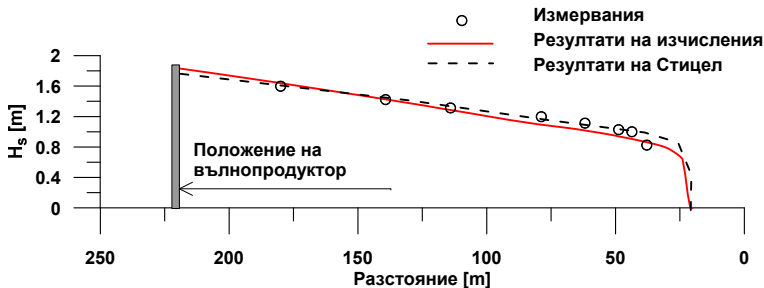
За верификация на вълновия модул и модула за деформацията на подводния склон са използвани резултатите от експеримента *Камчия*'77 (Сводни таблици..., 1980), когато са провеждани измервания на параметрите на ветровото вълнение и измененията на профила на подводния брегови склон.

Други използвани данни са получени в рамките на европейския проект MICORE (Morphological Impacts and COastal Risks induced by Extreme storm events – GA 202798), когато през периода 2008 – 2010 г. е проведен интензивен мониторинг на бреговия участък около естакадата с инструментални измервания на вълнението, колебанията на морското ниво, морфология на профила на подводния склон и надводния плаж. В дисертацията са разгледани два щорма – от февруари 2009 и март 2010 г., тук е представена само верификацията с данните от 2010 г.

Верификация на вълновия модул

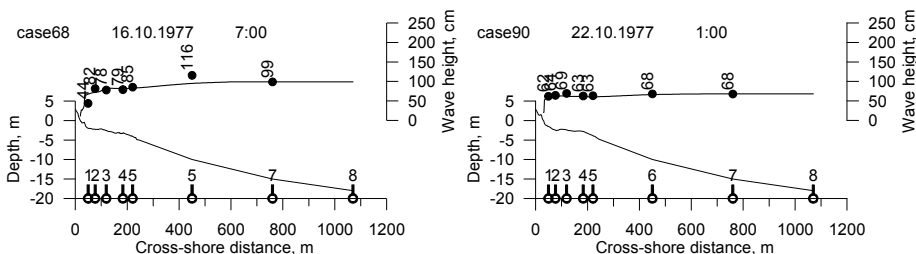
Модулът за пресмятане на височините на вълните е проверен с посочените данни от вълнови канал и НИБ „Шкорпиловци“. При верификацията с данните от вълновия канал трансформацията на ветровото вълнение трябва да започне от дълбочини 22,8 m. Затова на външната граница моделният профил има тази дълбочина при спазване на наклона 1:90. Резултатите на моделното пресмятане от фигура 3 показват добро съвпадение и с измерените, и с пресметнатите по модела на Стицел (Steezel, 1993)

Вълновият модул е верифициран и с данни от експеримента *Камчия*'77. По протежение на естакадата са монтирани пет вълнографа, а други три са разположени на три платформи навътре в морето. Обработени са 93 записа на вълнението в точките на измерване и съответните им по времето наблюдения на профила на подводния брегови склон. За граничните условия на модела са приети



Фигура 3. Съпоставяне на измерените данни за височината на вълната (кръгчета) с пресметнати с предложения модел (пътна линия) и модела на Ститзел (Steetzel, 1993) (пунктир)

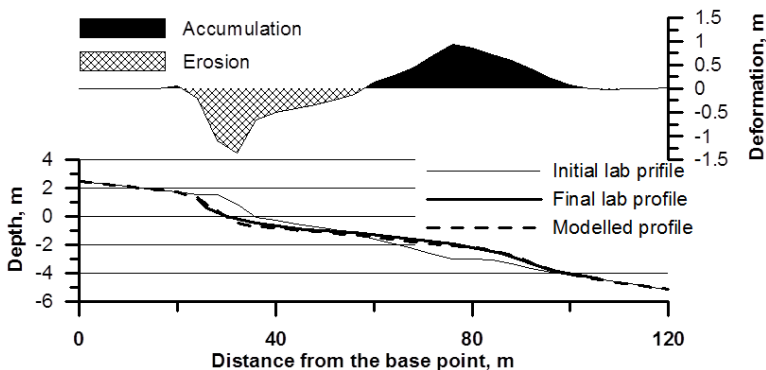
значенията, измерени на външната платформа, разположена на дълбочина 18 m. На фигура 4 са показани моделният профил на височината на вълната и резултатите за точките, в които са проведени измервания – налице е добро съвпадение между изчислените и наблюдаваните (черни кръгчета) височини по целия профил.



Фигура 4. Резултати на измерените височини на вълната [cm] по данни на експеримент **Камчия**'77 и пресметнатите с предложения модел (непрекъсната линия)

Верификация на модула за транспорта на наносите и деформациите на подводния брегови склон

При верификацията на модула за деформациите на плажа и подводния брегови склон също са използвани данни от лабораторно моделиране във вълнови басейн и от НИБ „Шкорпиловци“. Главна особеност на резултата от експеримента в ХанOVER е оформянето на добре изразен вал, а относително стръмният в началото на наблюденията профил постепенно става по-полегат (Broker et al., 1992). Продължителността на вълновото въздействие върху профила е 6,3 часа, характеристиките на вълнението са $H_{rms}=1,1$ m, $T_p=6$ s, дължината на моделния профил е около 80 m. На фигура 5 са представени началният профил преди вълновото въздействие, крайният (след 6,3 часа), както и пресметнатия с предлагания модел и съответстващ на 6,3 часа моделно време.



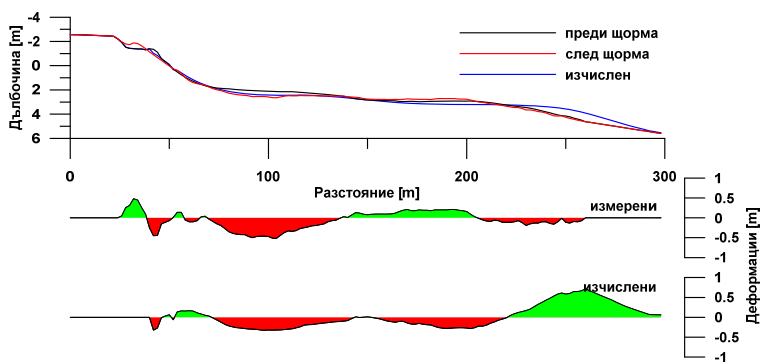
Фигура 5. Изменения на профила (непрекъснатата линия) при експеримента в Хановер и съответстващи моделни пресмятания (пунктир)

Началният профил се характеризира със слабо изразено стъпало на дълбочини около 3 m и среден наклон на склона 7/100. В резултат на вълновото въздействие водната линия отстъпва със 7 m, като се размиват фронталната част на плажа и подводният брегови склон до дълбочини около 1 m. Средната мощност на ерозията е около 0.36 m, а максималната – до 0.50 m при водната линия. Размитият материал се преотлага на дълбочини от 1,5 до 4 m, формирайки при това ясно изразен двусклонен изпъкнал профил със средна мощност на акумулативния слой около 0,49 m. Моделният профил на качествено ниво описва задоволително деформациите на подводния брегови склон: отстъпването на водната линия е 6 m, средната мощност на размиване – 0,38 m, а максималната – 0,67 m; средната мощност на акумулация е 0,45 m.

По време на експеримента *Камчия* '77 едновременно с характеристиките на вълнението на всеки 5 – 6 часа са измервани и дълбочините на профила по протежение на естакадата – регистрираните параметрите на ветровото вълнение за всеки период са използвани при моделирането. На плажа и по продължението на подводния склон до дълбочина 2 m пространствената стъпка на промерните точки е 1,5 m, а на по-големи дълбочини – 3 m. По време на щормовото събитие средната височина на вълната достигна 1,23 m, а средният период – до 6,59 s. Наблюдаваните деформации по профила на склона се колебаят в умерени граници: ± 0.5 m. Измерените стойности и моделираният профил са представени за сравнение на Фиг. 6. Характерното за щормови условия разделяне на зоните на ерозия и акумулация се наблюдава на 50 – 180 m от брега: зоната на ерозия е между 50-ия и 125-ия, а зоната на акумулация – между 125-ия и 180-ия метър. Моделът качествено възпроизвежда посочената картина, като зоните на ерозия и натрупване са изместени в източна посока.

Изследвания на НИБ „Шкорпиловци“ от 2010 г.

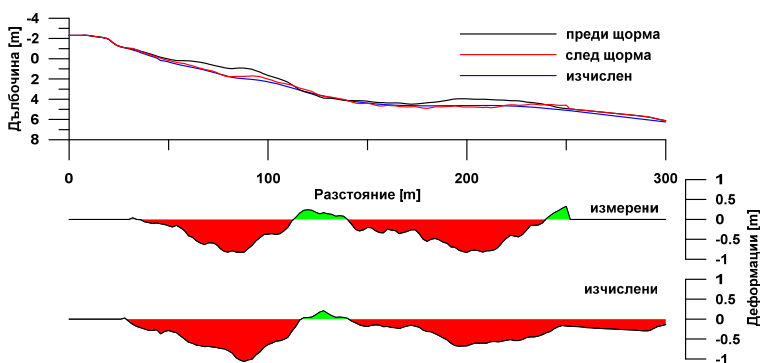
В началото на март 2010 г. интензивен щорм преминава над западната част на Черно море. В периода на максималното му развитие скоростта на вятъра



Фигура 6. Профили на подводния брегови склон измерени преди и след щорма на 10.10.1977 – 12.10.1977 г. и моделно пресметнат

достигна 20 m/s, а височината на вълната – до 4,17 m. Посоката на разпространение на вълните е от източната четвърт; в хода на щорма се отбелязва известна промяна в посоката от ESE до ENE.

В резултат на вълновото въздействие стъпалото, разположено до дълбочина 1,2 m, се изравнява, като средната мощност на слоя на ерозия е 0,42 m, а максималната – 0,92 m (фиг. 7). Пясъчният вал, разположен на 140 – 170 m от бреговата линия, се развива със средна и максимална мощност съответно 0,45 и 0,91 m. Моделът добре отразява изглаждането на стъпалото в горната част на профила, но числените резултати са завишени и показват средна мощност на развиване 0,62 m, а максимална – 1,1 m. В процеса на изравняването на стъпалото част от размития пясъчен материал се преотлага в предваловото понижение, където моделът показва максимално натрупване 0,23 m, от същия порядък е и измерената акумулация – 0,24 m. Мощността на ерозията на вала също е добре отразена от модела: пресметнатата дебелина 0,63 m е близо до измереното развиване (0,83 m).



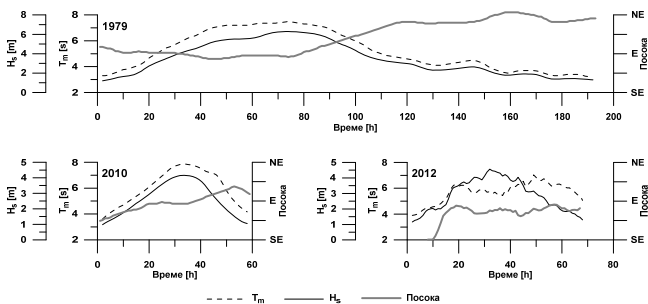
Фигура 7. Профили на подводния брегови склон измерени преди и след щорма на 04.02.2010 и 12.03.2010 г. и моделно пресметнат

На качествено ниво моделът добре описва основните особености на деформациите на плажа и подводния склон при щормово въздействие. Ерозията в горната част на профила и в областта на подводния вал се проследява надеждно и при измерванията от естакадата. Вертикалните мащаби на деформациите на подводния склон при измерените и моделираните профили показват добро съвпадение в горната част на профила, където действа потокът на запливане. Размиването на вала е отразено задоволително при щорма от март 2010 г., докато при два други по-слаби щорма моделът дава завишена ерозия в сравнение с наблюдаваната в природата.

Приложение на модела за други райони от българското крайбрежие **Информация за моделираните процеси**

Три щормови събития от февруари 1979 г., март 2010 г. и февруари 2012 г. са избрани за осигуряване на необходимата информация за граничните условия и началното състояние при приложение на модела за числена реконструкция на деформациите на плажа и подводния брегови склон. За плажа пред Паша дере като начални условия са привлечени данните за профила на подводния склон, измерени през 2011 г. от секция „Динамика на бреговата зона“ в ИО-БАН при изпълнението на договор с ООО „Питер Газ“, Русия за комплексно геолого-геофизично проучване на трасето на газопровода “Южен поток” в Черно море. За района на Слънчев бряг са използвани базови данни от архива на секцията, измерени през 1982 г. и проверени, уточнени и допълнени през 2001 г.

Щормът от февруари 1979 г. е добре изследван, основно поради големия размер на щетите, нанесени на крайбрежна зона (Trifonova et al., 2010; Андреева и др., 2011). Силното вълнение продължава повече от 6 денонощия, като в продължение на 4 от тях скоростта на вятъра не пада под 15 m/s. Около четири денонощия височината на значителните вълни е равна и по-голяма от 3 m, а максималното ѝ развитие достига 6,3 m (фиг. 8). За колебанията на морското ниво по време на щорма може да се съди по данните от мареографната станция в Иракли (Белберов и др., 1982).

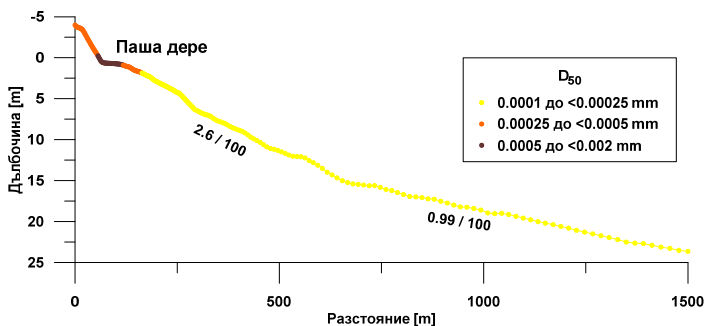


Фигура 8. Изменение на средния период T_m [s], значителната височина на вълната H_s [m] и посоката на разпространението на вълните по време на щормовете: 16.02.1979 – 22.02.1979 г. (горе), 08.03.2010 – 10.03.2010 г. (долу вляво) и 06.02.2012 – 09.02.2012 г. (долу вдясно)

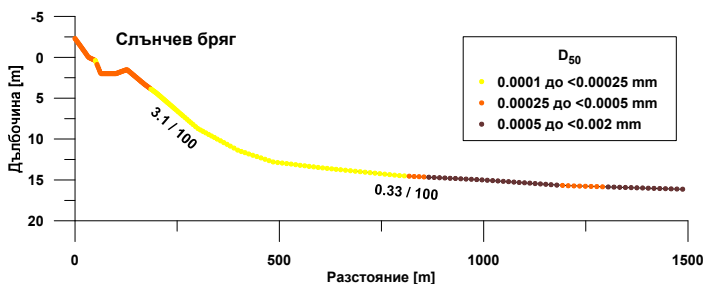
Характеристиките на щорма през март 2010 г. бяха вече представени по-горе. В периода на максималното развитие на щорма от февруари 2012 г скоростта на вятъра достига 22 m/s, височината на вълната – до 4,77 m, посоката на разпространение на вълните е от източната четвърт (фиг. 8).

Плажът пред Паша дере е разположен на 7,5 km южно от нос Галата в участък, ограничен от безименни носове. Произходът му е свързан с абрадиращи материали, постъпващи от стръмния абразионно-свлачищен бряг и от самото дере. Прилежащият подводен брегови склон е покрит предимно с дребнозърнест пясък. В горната част на профила на дълбочини до 0,8 – 1,0 m има сформирано стъпало с ширина около 40 m и наклон 0,4/100. След стъпалото профилят е двусклонен: по-стръмен (2,6/100) до дълбочини около 15 m и по-полегат (0,99/100) – на по-големи дълбочини (фиг. 9).

Плажът и дюнният комплекс до Слънчев бряг са разположени в приустиевата част на река Хаджийска, в дъното на Несебърския залив. Произходът на плажа е свързан с акумулиране на пясъчен материал от съседните абразионни участъци и от р. Хаджийска. Прилежащият подводен брегови склон е покрит с разнотърнести пясъци. На около 100 m от водната линия има пясъчен вал, чийто връх е на дълбочина около 1,3 m, а предваловото понижение е на дълбочина около 2,0 m. След вала профилят е двусклонен: по-стръмен (3,1/100) до дълбочини около 11 m и по-полегат (0,33/100) на по-големи дълбочини (фиг. 10).

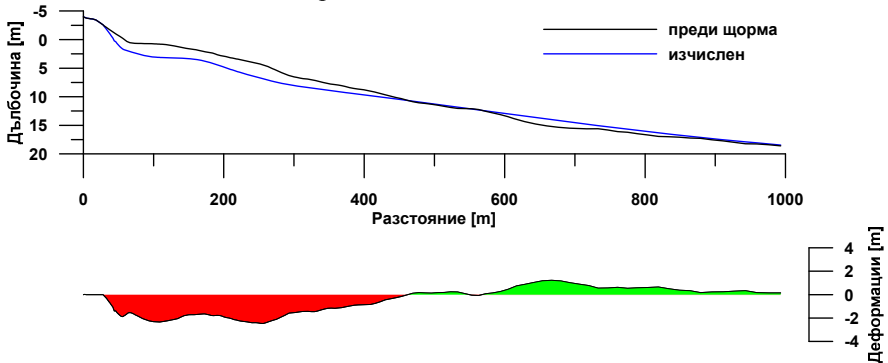


Фигура 9. Профил на подводния брегови склон на плаж Паша дере

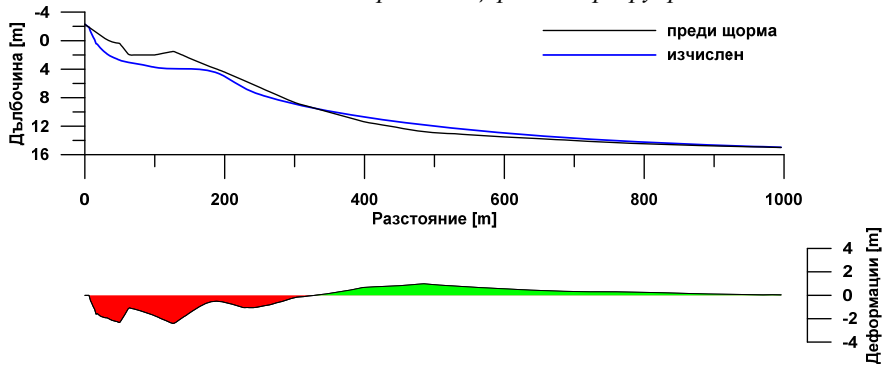


Фигура 10. Профил на подводния брегови склон на плаж Слънчев бряг

За проследяване на морфоложката реакция на плажа и подводния склон към щормови въздействия са избрани четири индикатора: широчината на зоната на ерозия, средната и максималната мощност на размиване и отместването на водната линия. Те са представени в Таблицы 1 и 2 за всеки един от трите щорма. Като цяло и за двата плажа зоната на размиване при щорма от февруари 1979 г. достига до дълбочини около 10 m (фиг. 11 и фиг. 12). По-големите наклони на профила на Слънчев бряг определят по-тясната зона на ерозия (Таблица 1). Въпреки почти двойно по-голямата мощност на максималната ерозия на плажа пред Слънчев бряг, обемът на размития материал от плажа и подводния склон (за един линеен метър от дължината на плажа) е значително по-малък: 370 m³/m (срещу 670 m³/m плажа пред Паша дере). Процесът на загуба на пясъчен материал от подводния брегови склон е преобладаващ: обемът на пясъчното тяло на надводния плаж на Слънчев бряг е намалял с 62 m³/m, а на Паша дере – с 38 m³/m. По-големите наклони в горната част на профила пред Слънчев бряг определят и по-тясната зона на дисипация, като последната е по-интензивна. Като краен резултат загубите на пясък от надводния плаж на Слънчев бряг са по-големи от тези на Паша дере.



Фигура 11. Моделна реконструкция на деформациите на подводния склон на плаж Паша дере след щорма от февруари 1979 г.

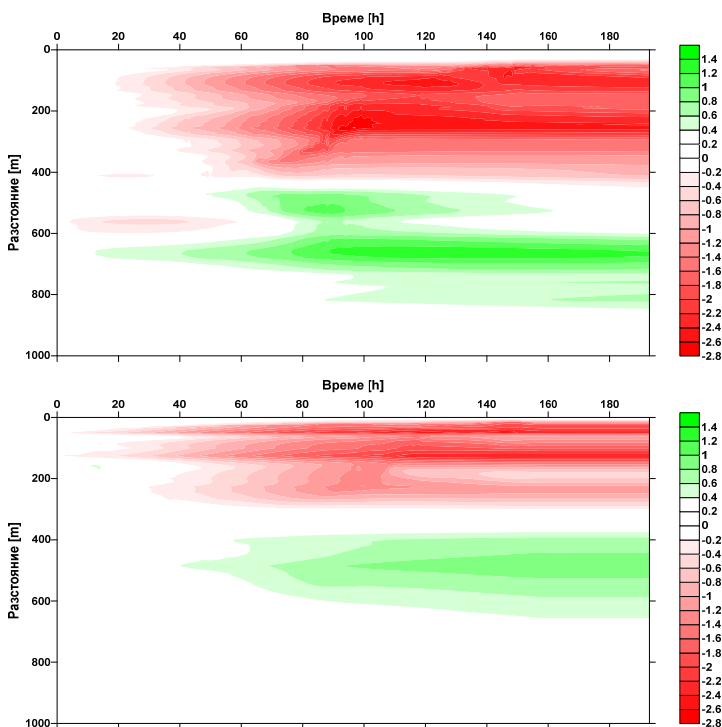


Фигура 12. Моделна реконструкция на деформациите на подводния склон на плаж Слънчев бряг след щорма от февруари 1979 г.

Таблица 1. Индикатори на морфоложката реакция на щормово въздействие през февруари 1979 г.

Плаж	Зоната на размиване [m]	Мощност на размиване [m]		Отместване на водната линия [m]
		средна	максимална	
Паша дере	431	1,55	2,46	18
Слънчев бряг	319	1,15	4,81	20

Деформациите на склона за двата плажа по време на щорма са представени с пространствено-времеви диаграми (фиг. 13). Размиването профила пред Паша дере достига максимум след 90 часа, а пред Слънчев бряг – след около 120 часа от началото на щорма. Широчината на зоната на размиване се променя най-сигурно през първите 60 часа. В периода между 70-ия до 90-ия час височината на вълната е максимална, източната посока на вълнението се запазва, при което вълновото въздействие върху подводния склон е най-силно изразено. В периода на затихване на щорма (след 100-110-ия час), зоната на размиване и стойностите на отрицателните деформации остават практически постоянни.



Фигура 13. Пространствено-времева изменчивост на деформацията на подводния склон на плаж Паша дере (горе) и на плаж Слънчев бряг (долу) по време на щорма от февруари 1979 г.

При другите два щорма се наблюдават аналогични на описаните при щорма през февруари 1979 г. тенденции, свързани с морфологията на профилите на двата плажа – по-тясна зона на размиване и по-голяма мощност на максималното размиване за Слънчев бряг (табл. 2). След щорма от 2010 г. обемът на размития материал от плажа и подводния склон пред Слънчев бряг е $170 \text{ m}^3/\text{m}$, а пред Паша дере – $220 \text{ m}^3/\text{m}$; загубата на пясъчен материал от надводния плаж на Слънчев бряг е $22 \text{ m}^3/\text{m}$, а на Паша дере – $6 \text{ m}^3/\text{m}$. Сходни са и значенията през февруари 2012 г.: обемът на размития материал от плажа и подводния склон на Слънчев бряг е $154 \text{ m}^3/\text{m}$, а на Паша дере – $200 \text{ m}^3/\text{m}$; загубата на пясъчен материал от надводния плаж на Слънчев бряг е $19 \text{ m}^3/\text{m}$, а на Паша дере – $5 \text{ m}^3/\text{m}$.

Таблица 2. Индикатори на морфоложката реакция на щормово въздействие през март 2010 г. и февруари 2012 г.

Плаж	Зоната на размиване [m]	Мощност на размиване [m]		Отместване на водната линия [m]
		средна	максимална	
март 2010 г.				
Паша дере	329	0,67	2,25	8
Слънчев бряг	272	0,64	2,96	10
февруари 2012 г.				
Паша дере	246	0,81	2,43	6
Слънчев бряг	260	0,59	2,81	8

Размиването на двата плажа достига максимума си на 40-ия час от началото на щорма, широчината на зоната на размиване остава почти непроменена след 30-ия час за щорма през 2010 г. и след 20-ия час – през 2012 г., когато посоката на разпространението на вълнението се е установила от източната четвърт и вълновото въздействие върху склона е максимално. В периода на затихването на щорма (след 40-ия час през 2010 г. и след 50-ия час – през 2012 г.) интензивността на изследваните процеси рязко намалява: и зоната на размиване, и стойностите на отрицателните деформации претърпяват незначителни промени. Числените експерименти показват, че съществена ерозия в горната част на профила и в областта на подводния вал за условията на Слънчев бряг и подводното стъпало пред Паша дере протичат през първата фаза на щорма; широчината на зоната на размиване остава практически непроменена през фазата на затихване на щорма. Мощността на размиване на подводния склон зависи не само от силата на вълнението, но и от морфоложките особености на профила, влияещи на скоростта на дисипация на вълновата енергия. Моделът възпроизвежда известния от директни наблюдения факт, че наклонът на профила на подводния склон е определящ за широчината на зоната на размиване, като при по-стръмни профили зоната на ерозия се стеснява, а максималната мощност на размития слой се увеличава.

Заклучение

Основната цел, поставена пред настоящето изследване, е да се построи и адаптира за условията на българското крайбрежие модел на деформацията на плажа и подводния брегови склон, отчитащ хидро- и литодинамичните процеси, включително рефракцията и дисипацията на вълнението, предизвиканите от вълнението течения и хидрогения транспорт на наносите. **Основният използван метод** се основава на синтеза между разнообразни данни от наблюдения в крайбрежната зона и числени модели. В дисертацията е показан физическият механизъм на различните процеси в бреговата зона, а след проведенния критичен обзор на съществуващи модели е избрана йерархия от модели, описващи тези процеси. На тази основа се предлага концепция за изучаване на деформациите на подводния брегови склон със създадения базов процесно-модулен модел, който е приложен за условията на българското крайбрежие – това е и **основния резултат** от проведеното изследване. Моделът включва три основни модула, описващи съответно хидродинамичните (вълнението и теченията), литодинамичните (транспорта на наносите) и морфодинамичните (деформациите на плажа и подводния склон) процеси в изследвания регион. В хидродинамичния блок чрез интегриране на уравнението за запазване на вълновия вектор се изчислява рефракцията на ветровото вълнение; трансформацията на височината на вълната се получава след интегриране на уравнението за запазване на вълновата енергия. Системата уравнения на бреговата динамика е трансформирана за профилна задача. В литодинамичния блок на модела е въведено предварително зонироване на профила на бреговия склон в зависимост от преобладаващите хидродинамични процеси, като транспортът на наносите в зоните на трансформацията и записване на вълната се изчислява от различни зависимости. В морфодинамичния модул деформациите на подводния брегови склон се определят чрез интегриране на уравнението за непрекъснатост на потока на наносите. Извършена е числена апроксимация на основните уравнения и зависимости, при което е предложена ефективна схема за оптимизация на числените процедури, позволяваща ускоряване на разчетите.

В хода на изложението съзнателно са пропуснати редица подробности, касаещи числената реализация на модела: например изследванията за влиянието и избора на стъпката на дискретизация по пространството и по времето или за устойчивостта на използваните числени схеми. Те имат важно методично значение, но излизат извън рамките на научната специалност на дисертацията – „океанология”. За да се избегне излишното разширяване на обема в дисертацията не са показани и резултатите, показващи деформациите на подводния склон в района на Варна или в приустиевата част на р. Вая, където е изследвано въздействието на две екстремни събития: щорм и повишен речен приток с разливане на речните води – подробното описание е дадено в (Trifonova, 2007).

Разработеният в дисертационния труд метод е насочен преди всичко към решаването на практически задачи – моделът е адаптиран за условията на участък от централната част на българския бряг с характерни експозиция, морфоложки особености и развити хидродинамични процеси. Степента на достоверност на

резултатите от числено моделиране на природни процеси обикновено се определя от степента на съответствието им на данните от наблюдение. Затова за настройка на вътрешните параметри на модулите е използвана разнообразна архивна хидро- и литодинамична информация от експерименти в НИБ „Шкорпиловци“. При проверката на адекватността на пресметнатите резултати са привлечени:

- данни от лабораторно моделиране на трансформацията на параметрите на вълнението и изменението на подводния склон, публикувани от други автори;
- информация за три щорма над Западно Черно море, съответно през октомври 1977 г., ноември 2009 г. и март 2010 г., чието проявление в района на НИБ „Шкорпиловци“ е сравнително добре документирано.

Проведените прогностични числени експерименти са с продължителност около 3 денонощия, съответстваща на времевия мащаб на наблюдаваните вълнови събития.

Получени са оригинални резултати, най-съществените от които могат да бъдат да обобщени така:

- моделната прогноза качествено възпроизвежда резултатите от измервания на щормовия профил, за някои негови характерни участъци пресметнатите резултати и количествено се доближават до измерените. Решението се намира най-близко до наблюденията в зоните на записването и на разрушаването на вълната. Извън прибойната зона оценките на адекватността на числените пресмятания на наблюденията в природата се затрудняват поради отсъствието на данни от преки измервания извън обсега на естакадата. Най-големи затруднения моделът изпитва при описание на процесите на отлагане на наноси извън зоната на разрушаване. Като правило моделните резултати за акумулиране в зоната на записване са занижени; това важи и за участъка извън прибойната зона. Резултатите от проведените разчети показват, че ефективността на модела за практически цели е в рамките на няколко денонощия моделно време, което съвпада със средната продължителност на щормово събитие;

- моделът е с изразена практическата насоченост – приложимостта му е демонстрирана за различни участъци на българското крайбрежие, отличаващи се по своята морфология и характера на протичащите хидродинамични процеси: разположения в откритата акватория плаж пред Паша дере и този на Слънчев бряг във вътрешната част на Бургаския залив. Числените експерименти са проведени с данни от три щорма от февруари 1979 г., март 2010 г. и февруари 2012 г., оказали силно въздействие и нанесли значителни щети по крайбрежието.

На защита се изнасят моделния апарат, постановката на моделните експерименти и резултатите от анализа на числените изследвания за реални щормови въздействия през различни години в няколко участъка от българското крайбрежие, отличаващи се с разнообразни природни дадености. **Приносителите на автора** към проведеното изследване могат да се формулират по следния начин:

1. проведен е критичен обзор на съществуващи модели за описание на хидро-, лито- и морфодинамичните процеси в бреговата зона. Анализирани са широк набор от литературни данни и от архива на ИО-БАН, позволяващи настрой-

ка на числените модели, задаване на начални състояния и гранични условия, необходими за числени пресмятания и проверка на получаваните резултати;

2. съвместени в един общ комплексен, еволюционен модел на бреговата зона са модели за различни хидро- лито- и морфодинамични процеси. Моделът включва необходимите допълнителни „вътрешни“ параметризации и отделни параметри, както и крайно-разликовата апроксимация на входните уравнения, необходима за получаване на числени решения. Създадено е програмното осигуряване на модела на ниво кодове, разработен е входно-изходния интерфейс, използван при задаване на началните и граничните условия и за графичното изобразяване на резултатите;

3. разработеният модел и алгоритмите за неговото използване в реални условия представляват по същество нова за ИО-БАН методика за оценка на деформациите на плажа и подводния брегови склон, предизвикани от вълновото въздействие. С нея съществено се разширява обхвата на прилаганите в практиката методи за хидро-, лито- и морфодинамичен анализ на българското крайбрежие. Важно предимство на разработения модел е възможността за изготвяне на прогностични оценки.

В дисертацията се обобщават резултатите от изследванията, изпълнени от автора и под негово ръководство в ИО-БАН, гр. Варна. Основните резултати от дисертационното изследване са представени в специализираното научно издание „Трудове на Института по океанология – БАН“ и са докладвани пред международните научни конференции „Black Sea Ecosystem 2005 and Beyond“ (Истанбул, 2005 г.), „Maritime Industry, Ocean Engineering and Coastal Resources“ и „4th International Conference Port Development and Coastal Environment“, (Варна, 2007 г.), като са публикувани с пълния си текст – вж. списъка по-долу. На различни етапи от разработката на дисертационния труд основният метод на изследването, неговата числена реализация и получените резултати са докладвани и обсъждани пред научни семинари на секция „Динамика на бреговата зона“ в ИО-БАН, в Лабораторията за шелф и морски брегове „Зенкович“ в Института по океанология „Ширшов“ на РАН, Москва и в Отдела по брегово инженерство и динамика в Института по водно строителство на ПАН, Гданск (Полша).

Развитата в дисертацията методология е използвана при решаването на важни научни и практически задачи: аprobацията на модела е осъществена при пресмятане на деформациите на подводния склон в района на НИБ „Шкорпиловци“ при комплексните крайбрежни изследвания в рамките на европейския проект GA 202798 „Morphological Impacts and Coastal Risks induced by Extreme storm events“ (MICORE). Моделът е използван и при оценката на уязвимостта на брега в района на Варна при шормово заливане в рамките на европейски проект GA 244104 „Innovative coastal technologies for safer European coasts in a changing climate“ (THESEUS). Специални изследвания са извършени и по задача на ИО-БАН с възложител „Питер Газ“, където резултатите от проведените моделни експерименти са използвани при проектирането на газопровода „Южен поток“.

Списък на публикациите на докторанта по темата на дисертацията

1. **Трифенова, Е. В. 2005.** Модел за рефракция на вълновия вектор на плитка вода. // Трудове на Института по океанология. Т. 5. Варна, с. 91 – 101.
2. **Trifonova, E. 2006.** Model for wave propagation over the shallow water areas of the Bulgarian Black Sea part. // The 1st Biannual Scientific Conference „Black Sea Ecosystem 2005 and Beyond“. 8 – 10 May 2006, Istanbul, Turkey, p. 1245 – 1259.
3. **Trifonova, E. V. 2007.** Modelling of bottom profile evolution due to extreme coastal events. // Maritime Industry, Ocean Engineering and Coastal Resources. C. Guedes Soares, P. Kolev (Eds.) Taylor & Francis Group, London. p. 833 – 838.
4. **Trifonova, E. 2007.** Modelling of Cross Shore Profile Changes under Combination of Extreme Storm Events. // Proceedings of the 4th International Conference Port Development and Coastal Environment PDCE 2007. 25 – 27 September 2007. Varna, Bulgaria, p. 301 – 311.

Цитирана литература

- Анциферов, С. М., Ефремов, А. С. Прогноз условий существования и параметров песчаных рифелей, образованных волнением. // Геоморфология, №4, 1996, с. 87–97.
- Леонтьев, И. О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. // М. ГЕОС. 2001. 272 с.
- Монин, А. С. Введение в теорию климата. // Л. Гидрометеиздат. 1982. 246 с.
- Сводные таблицы данных измерений международной экспедиции стран-членов СЭВ „Камчия-77“. 1980. Ж. Чернева – ред., Фонд ИО-БАН, Варна. 179 с.
- Battjes, J. A., Janssen, J. P. F. M. Energy loss and set-up due to breaking of random waves. // Proc. 16th ICCE, ASCE, 1978, p. 569–587.
- Broker Hedegaard, I., Roelvink, J. A., Southgate, H. N., Pechon, P., Nicholson, J., Hamm, L. Intercomparison of coastal profile models. // Proc. of 23rd ICCE, ASCE, 1992, p. 2108–2121.
- De Vriend, H. J., Zyserman, J. A., Nicholson, J., Roelvink, J. A., Pechon, P., Southgate, H. N. Medium term 2DH coastal area modelling. // Coast. Eng., Vol. 21, 1993, p. 193–224.
- Larson, M., Kraus, N. C. SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. // Report 1. Empirical foundation and model development (No. CERC-TR-89-9). Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, MS. 1989.
- Leont'ev, I. O. Short-term shoreline changes due to cross-shore structures: a one-line numerical model. // Coast. Eng., Vol. 31, 1997, p. 59–75.
- Longuet-Higgins, M. S., Stewart, R. Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to 'surf beats'. // Journal of Fluid Mechanics, 13(04), 1962, p. 481–504.
- Longuet-Higgins, M. S., Stewart, R. W. Radiation stress in water waves; a physical discussion, with application. // Deep-Sea Research. Vol. 11, 1964, p. 529–562.
- Maa, J. P.-Y. An efficient horizontal two-dimensional hydrodynamic model. // Coast. Eng., Vol. 14, 1990, p. 1–18.
- Nielsen, P. Coastal bottom boundary layers and sediment transport (Vol. 4). // World scientific. Singapore, 1992, 324 p.
- Rattanapitikon, W., Shibayama, T. Energy dissipation model for irregular breaking waves. // Proc. 26th ICCE, ASCE, 1998, p. 112–125.
- Stetzel, H. J. Cross-shore Transport during Storm Surges. // Technical Advisory Committee for the Flood Defences, TAW report No. C1-93.05, Delft, The Netherlands, 1993, 291 p.
- Svendsen, I. A. Wave height and set-up in the surf zone. // Coast. Eng., Vol. 8, 1984, p. 303–329.
- van Rijn, L. C. 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas (Vol. 1006). Amsterdam: Aqua publications. 690 p.

Summary

The thesis presents a process-based model for beach and bottom slope deformations, taking into consideration coastal processes responsible for beach and bottom slope changes during the storm: waves, currents and sediment transport. The thesis contains the Introduction, four chapters and a conclusion.

The first chapter describes the dynamic processes in the coastal zone, and their spatial and temporal scales, showing the causal relationships between the processes initiating sediment transport and bottom deformations. Typical cross-shore profiles for the Bulgarian coast conditions are shown as well.

The second chapter addresses the approaches for modeling of coastal dynamics, types of models and their assumptions and limitations. The conclusion about the prospects of the process-based models is based on their relevance and ability for better reproducing the individual processes.

The third chapter describes the methodology of the study: the basic equations, boundary conditions and their numerical implementation. The model includes three main modules for hydrodynamics, sediment transport and morphodynamics. In the hydrodynamic module wave refraction is calculated by the wave vector conservation equation, and the wave height transformation is obtained after the wave energy conservation equation. Momentum equations for coastal dynamics are presented as 1D current model. In the sediment transport module firstly the profile zoning depending on the prevailing hydrodynamic processes is carried out and then the sediment transport in different zones calculates from the different relations. In the morphodynamical module the bottom changes are calculated from the continuity equation for sediment fluxes. Numerical approximation of the momentum equations is implemented using the tridiagonal matrix algorithm, and the Lax-Wendroff approach is used for bottom changes calculations. The efficient optimization scheme is applied to speed up the calculations.

Fourth chapter presents model verification with laboratory and field data and numerical experiments. Special attention is given to field data collected Shkorpilovtsi coastal station near Varna, Bulgaria. The model is applied at two Bulgarian beaches: near Pasha Dere and Slantchev Briag. Three heavy storms that of February 1979, March 2010 and February 2012 are selected for numerical experiments.

The presented model is aimed at both scientific research and solving practical problems: it is adapted to the conditions of the Bulgarian coast with typical exposure morphological features. Its applicability is demonstrated for various section of Bulgarian coast.

Резюме

В диссертации представлена процессно-модульная модель деформаций пляжа и подводного склона берега, описывающая гидро- и литодинамические процессы в береговой зоне моря и транспорт наносов. Диссертация содержит введение, четыре главы и заключение. В первой главе описаны динамические процессы в береговой зоне, их пространственно-временные масштабы, показаны причинно-следственные связи между отдельными процессами, вызывающими транспорт наносов и деформации подводного склона, а также характерные для болгарского побережья профили склона. Во второй главе рассмотрены подходы к моделированию береговой динамики, типы моделей, их допущения и ограничения. Вывод о перспективности процессно-модульных моделей основан на их актуальности и способности к более качественному воспроизведению отдельных процессов. В третьей главе описана методика исследования: показаны основные уравнения, граничные условия и их численная реализация. Модель содержит три основных модуля, описывающих гидродинамические, литодинамические и морфодинамические процессы. Гидродинамический модуль рассчитывает рефракцию на основе решения уравнения сохранения волнового вектора, а высоту волн – на основе уравнения сохранения волновой энергии. Система уравнений береговой динамики трансформирована в профильную задачу. В модуле литодинамики для определения транспорта наносов проведено зонирование профиля берегового склона в зависимости от преобладающих гидродинамических процессов, а сам транспорт в различных зонах рассчитывается из различных соотношений. В модуле морфодинамики деформация подводного склона берега определяется из уравнения сохранения потока наносов. Численная аппроксимация основных уравнений и зависимостей реализована с использованием метода прогонки (гидродинамика), а для морфодинамики использована схема Лакса-Вендроффа. Предложена эффективная схема оптимизации численных процедур, позволяющая значительно ускорить расчеты. В четвертой главе представлены результаты численных экспериментов, включительно верификация модели по лабораторным и натурным данным. Особое внимание уделено экспериментам, проведенным на НИБ „Шкорпиловци“. Приложение модели показано для районов Паша дере и Солнечный берег. Численные эксперименты проведены в условиях трех характерных для болгарского побережья штормов: февраля 1979 г., марта 2010 г. и февраля 2012 г., оказавших сильное воздействие на берег и нанесящих значительный ущерб по всему болгарскому побережью. Представленная модель предназначена как для исследовательских целей, так и для решения практических задач: она адаптирована для условий центральной части болгарского побережья с характерной экспозицией, морфологическими и гидродинамическими особенностями, а ее адекватность продемонстрирована на различных участках побережья Болгарии.