

***Università degli Studi di Napoli “Federico II”***

*in consorzio con*

***Seconda Università di Napoli  
Università “Parthenope” Napoli***

*in convenzione con*

***Istituto per l’Ambiente Marino Costiero - C.N.R.  
Stazione Zoologica “Anton Dohrn”***

*Dottorato di Ricerca in Scienze e Ingegneria del Mare*

*XVII Ciclo*

***Tesi di Dottorato***

**Modellazione numerica dei fenomeni di  
trasporto solido in aree costiere**

***Candidata:*** Dott.ssa Laura Giordano

***Relatore:*** Dott. Ennio Marsella

***Co-Relatore:*** Ing. Diego Vicinanza

***Il Coordinatore del Dottorato:*** Prof. Bruno D’Argenio

***Anno 2005***



# INDICE

---

INTRODUZIONE .....	- 5 -
INTRODUCTION .....	- 9 -
<b>CAPITOLO I - LE COSTE: EVOLUZIONE E MORFOLOGIA</b>	
1.1 Evoluzione delle coste.....	- 13 -
1.2 La zona costiera .....	- 15 -
1.3 La costa .....	- 16 -
1.4 La spiaggia.....	- 17 -
1.4.1 Caratteristiche fisiche dei sedimenti di spiaggia.....	- 18 -
1.5 La piattaforma continentale .....	- 26 -
1.6 Il modellamento della costa .....	- 27 -
1.7 I fenomeni di erosione costiera .....	- 34 -
<b>CAPITOLO II - INTRODUZIONE ALLA TEORIA DELL'IDRODINAMICA COSTIERA</b>	
2.1 Concetti di base sulla teoria delle onde .....	- 40 -
2.2 Il moto delle particelle.....	- 52 -
2.3 Energia d'onda e sua propagazione.....	- 55 -
2.4 Teorie di ordine superiore.....	- 58 -
2.5 Trasformazione delle onde .....	- 60 -
2.5.1 Riflessione.....	- 61 -
2.5.2 Rifrazione e Shoaling.....	- 61 -
2.5.3 Diffrazione.....	- 66 -
2.5.4 Frangimento .....	- 67 -
2.6 La circolazione costiera e litoranea.....	- 73 -
2.7 Interazione tra moto ondoso e correnti.....	- 82 -
<b>CAPITOLO III - IL TRASPORTO DI SEDIMENTI IN AREE COSTIERE</b>	
3.1 Influenza del campo di moto sulla dinamica del trasporto .....	- 84 -
3.2 Le correnti.....	- 86 -
3.3 Il moto ondoso .....	- 88 -
3.4 Interazioni tra onde e correnti.....	- 92 -
3.5 Il moto dei sedimenti.....	- 96 -
3.5.1 Caratteristiche del fondale .....	- 99 -
3.5.2 Carico di fondo.....	- 102 -
3.5.3 Carico sospeso .....	- 104 -
3.5.4 Carico totale .....	- 108 -
3.6 Il trasporto in ambito costiero.....	- 109 -
3.6.1 Stima del trasporto long-shore .....	- 109 -
<b>CAPITOLO IV - IMPLEMENTAZIONE DI UN MODELLO NUMERICO DI TRASFORMAZIONE DELLE ONDE</b>	
4.1 Modellazione numerica della propagazione di onde regolari.....	- 119 -
4.2 Un modello parabolico per la trasformazione del moto ondoso.....	- 124 -
4.3 Descrizione dell'architettura generale del modello .....	- 128 -
4.3.1 Implementazione di moduli aggiuntivi di ottimizzazione.....	- 130 -

## **CAPITOLO V - IMPLEMENTAZIONE DI UN MODELLO NUMERICO DI CIRCOLAZIONE LITORANEA**

5.1	Introduzione.....	- 138 -
5.2	Un modello numerico per la simulazione dellacircolazione litoranea.....	- 138 -
5.3	Generazione dei profili di corrente .....	- 142 -
5.4	Componenti d'onda generate dal wave driver.....	- 142 -
5.5	Calcolo dei radiation stress e del flusso volumetrico d'onda .....	- 143 -
5.6	Termini dissipativi.....	- 144 -
	5.6.1 Condizioni sul fondo turbolente .....	- 145 -
	5.6.2 Condizione di fondo poroso .....	- 146 -
	5.6.3 Condizioni di frangimento.....	- 146 -
5.7	Condizioni al contorno.....	- 147 -
5.8	Descrizione della struttura del codice.....	- 149 -
5.9	Stabilita' numerica ed implementazione di routine di ottimizzazione.....	- 149 -

## **CAPITOLO VI - IMPLEMENTAZIONE DI UN MODELLO NUMERICO PER IL TRASPORTO DEI SEDIMENTI NON-COESIVI**

6.1	La simulazione del trasporto di sedimenti non coesivi in aree costiere.....	- 153 -
6.2	Architettura del modello numerico SEDBATH.....	- 156 -
6.3	Parametrizzazione del trasporto cross-shore e longshore al fondo e in sospensione.....	- 160 -
6.4	Aggiornamento in tempo reale delle variazioni batimetriche indotte dal trasporto.....	- 161 -
6.5	Feed-back tra morfodinamica ed idrodinamica .....	- 167 -
6.6	Condizioni al contorno.....	- 168 -
6.7	Limiti e approssimazioni del modello numerico SEDBATH.....	- 170 -

## **CAPITOLO VII - TEST DEI MODELLI NUMERICI DI CIRCOLAZIONE E TRASPORTO**

7.1	Introduzione.....	- 174 -
7.2	Test su batimetria regolare.....	- 174 -
7.3	Test su batimetria con doppia fossa .....	- 179 -
7.4	Test su batimetria regolare in presenza di barra con angolo di attacco del moto ondoso di 20° .....	- 185 -
7.5	Test su batimetria regolare in presenza di barra con attacco frontale del moto ondoso.....	- 190 -
7.6	Test isola sommersa con angolo d'attacco del moto ondoso pari a 20° .....	- 194 -
7.7	Test del modello di trasporto .....	- 200 -

## **CAPITOLO VIII - UN' APPLICAZIONE DEL COASTAL AREA MODEL: LA BAIA DEI MARONTI**

8.1	Introduzione.....	- 203 -
8.2	Descrizione morfologica e fisiografica della Baia dei Maronti.....	- 205 -
8.3	I fenomeni erosivi alla Baia dei Maronti.....	- 207 -
8.4	Costruzione del dataset di input per le simulazioni .....	- 211 -
8.5	Analisi dei dati di output.....	- 218 -
8.6	Conclusioni e sviluppi futuri .....	- 240 -

## **CAPITOLO IX - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE**

	Considerazioni conclusive.....	- 244 -
	Concluding remarks.....	- 246 -

	<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	- 248 -
--	---------------------------	---------

	<b>RINGRAZIAMENTI</b> .....	- 251 -
--	-----------------------------	---------



## **Introduzione**

*Molti sono i motivi per cui, nel corso dei secoli, gli uomini hanno scelto di vivere lungo la fascia costiera piuttosto che nell'entroterra, ignorando più o meno coscientemente i rischi di tale scelta.*

*I popoli più evoluti hanno tenuto conto del rischio connesso al fatto che il confine tra terra e mare non è mai stabile ed hanno conservato a tergo della costa, ove possibile, una zona di rispetto tra il mare e i loro insediamenti. Molte popolazioni hanno pagato e pagano tuttora la scarsa e superficiale conoscenza dei fenomeni naturali che governano l'ambiente marino costiero. L'ecosistema costiero è, infatti, caratterizzato da un peculiare equilibrio tra le varie componenti ambientali (acqua, terra, flora e fauna) che è stato definito dalla natura nel corso dei secoli e che continuamente viene perturbato dall'uomo. La caratteristica più straordinaria di questo ecosistema è legata appunto all'enorme complessità degli equilibri in gioco.*

*Tale complessità è associata principalmente alla componente ambientale "mare", sede di continui spostamenti di masse d'acqua essenzialmente dovuti al moto ondoso, alle correnti e alle maree. A questi spostamenti sono frequentemente associati fenomeni di trasporto solido, al fondo ed in sospensione, di notevole entità. L'insieme dei fattori che determinano lo spostamento dei sedimenti nella cosiddetta parte "attiva" della fascia costiera (spiaggia emersa e sommersa) rappresenta l'aspetto predominante della fase evolutiva dei processi di dinamica di un litorale. Tali movimenti sono ascrivibili alle azioni del moto ondoso prima e dopo il frangimento e alle correnti generate dalla trasformazione del moto da oscillatorio a traslativo. In sintesi, il moto ondoso determina l'inizio del movimento e la messa in sospensione delle particelle di sedimento, mentre le correnti ne provocano il trasporto.*

*L'approccio classico allo studio dei fenomeni di trasporto solido in aree costiere prevede l'utilizzo di strumenti numerici estremamente semplificati che sono in grado di fornire informazioni circa l'evoluzione di un tratto di litorale, con maggiore accuratezza per le scale temporali più lunghe, ad esempio attraverso equazioni semi-empiriche.*

*In particolare, l'approccio modellistico classico si basa sull'utilizzo dei modelli cosiddetti 'ad una linea' che permettono di simulare l'evoluzione sia longitudinale (Pèlnard-Considère, 1969) che trasversale (Dean, 1977) di un determinato tratto di litorale cercando di riprodurre il comportamento morfodinamico attraverso la calibrazione di coefficienti che includono sia le caratteristiche del fondale (es. diametro dei sedimenti, caratteristiche geomorfologiche e batimetriche) sia parametri che contraddistinguono il clima meteomarinario del paraggio.*

*Ovviamente tali modelli numerici sono estremamente semplificati, proprio perché si limitano a riprodurre un fenomeno morfodinamico mediante una serie di approssimazioni scorporandolo totalmente dalla fisica del sistema costiero che invece sembra avere un peso notevole sull'evoluzione morfobatimetrica.*

*In questo lavoro di tesi il problema del trasporto dei sedimenti non coesivi è stato affrontato con un approccio, cosiddetto 'process based', opposto rispetto all'approccio classico, ovvero si è scomposta la dinamica costiera dando un ruolo centrale sia alla simulazione di processi fisici (onde e correnti) sia alla contemporanea riproduzione della risposta dinamica del sistema costiero che, nel caso del trasporto delle particelle sedimentarie, si traduce talvolta attraverso vistose variazioni morfobatimetriche.*

*L'obiettivo principale è stato la realizzazione di uno strumento tipo 'Coastal Area Model' in grado di fornire, attraverso simulazioni numeriche, dati relativi al trasporto di sedimenti con particolare attenzione alla modellazione dei cambiamenti morfologici del fondale dovuti alla contemporanea presenza di correnti litoranee e del moto ondoso.*

*Per tale motivo, si è ritenuto necessario sviluppare due diversi modelli numerici, il primo di tipo idrodinamico ed il secondo dedicato alla simulazione del trasporto di sedimenti non coesivi, interfacciandoli in modo da poter modellare la trasformazione del moto ondoso e la generazione di correnti longshore e cross-shore, che nella realtà risultano le principali forzanti per la movimentazione di sedimenti non coesivi, e per i conseguenti fenomeni di trasporto.*

*A tal scopo, sono stati analizzati i più recenti strumenti modellistici disponibili in letteratura, dedicati sia alla simulazione del campo di moto e sia al trasporto di sedimenti affrontando contemporaneamente le tematiche classiche legate alla*

*generazione delle correnti litoranee unitamente a quelle legate al trasporto di sedimenti in ambiente marino costiero.*

*I modelli numerici dedicati alla simulazione dei fenomeni idrodinamici (trasformazione del moto ondoso e generazione delle correnti litoranee) sono stati implementati a partire da codici open source in linguaggio FORTRAN 90, disponibili in rete con licenza GPL, ai quali sono state aggiunte delle parametrizzazioni che hanno permesso non solo di migliorarne l'accuratezza numerica, ma di introdurre anche un processo di feed-back tra l'idrodinamica a bassi fondali e le conseguenti variazioni morfobatimetriche.*

*Invece, il modello dedicato alla simulazione del trasporto di sedimenti non coesivi in due dimensioni è stato realizzato 'ad hoc' al fine di essere interfacciato efficientemente con il modello idrodinamico che produce le forzanti dei fenomeni di trasporto.*

*Il codice di base del modello idrodinamico utilizzato per la simulazione della trasformazione del moto ondoso e della circolazione litoranea, accreditato presso la comunità scientifica internazionale e riportato nello Shore Protection Manual, è stato sviluppato per la prima volta presso il Center for Applied Coastal Research dell'Università del Delaware (Svendsen, 1992). Il modello idrodinamico è a sua volta costituito da due moduli, uno dedicato alla trasformazione del moto ondoso dal largo a sotto costa basato sulla risoluzione della Mild Slope Equation (Radder, 1979) e un altro dedicato alla simulazione in quasi-3D della circolazione litoranea ottenuta attraverso la stima dei 'radiation stress' (Longuetta-Higgins, 1964; Svendsen, 1992)*

*Il modello numerico di trasporto, opportunamente interfacciato con il modello di circolazione litoranea, consente di ottenere informazioni su una griglia bidimensionale. Mediante le simulazioni è possibile prevedere la movimentazione di sedimenti nella colonna d'acqua ed il modellamento della costa legato all'azione del moto ondoso.*

*Il modello di trasporto è stato sviluppato utilizzando un approccio di tipo 'process based' (Haas & Hanes, 2004) per la simulazione della movimentazione di sedimenti sia all'interno che all'esterno della surf-zone, riproducendo in modo efficiente anche le variazioni morfobatimetriche che intervengono a causa dell'interazione onda-corrente.*

*Il trasporto di sedimenti complessivo viene stimato considerando il carico di fondo, il carico in sospensione, che permette di riprodurre i profili di concentrazione di sedimenti nella colonna d'acqua, nonché il carico totale responsabile delle variazioni morfobatimetriche che si traducono in erosione o accrescimento del fondale. Inoltre, la stima delle variazioni morfo-batimetriche consente di aggiornare periodicamente il dataset batimetrico utilizzato dal modello idrodinamico riproducendo il naturale processo di 'feedback' che esiste tra l'altezza d'onda e la profondità locale.*

*I modelli numerici sviluppati possono favorire l'individuazione delle aree maggiormente esposte a rischio di erosione costiera; inoltre, se utilizzati in condizioni di emergenza ed integrati in una opportuna rete di monitoraggio possono rappresentare un valido strumento di analisi e valutazione dei fenomeni di trasporto in ambiente marino costiero.*

*La stesura del lavoro è stata organizzata in modo da affrontare inizialmente le problematiche di evoluzione e classificazione morfologica delle coste (Capitolo I), per poi illustrare i concetti generali alla base dei processi di propagazione del moto ondoso da largo a sotto costa fino alla generazione della circolazione litoranea (Capitolo II).*

*Dopo aver introdotto i concetti teorici di base, l'attenzione è stata focalizzata sulla parametrizzazione dei fenomeni di trasporto in ambiente marino costiero facendo riferimento principalmente allo stato dell'arte (Capitolo III).*

*Successivamente, sono state descritte in modo dettagliato le caratteristiche dei modelli numerici, sviluppati durante il lavoro di tesi, e dedicati alla simulazione della trasformazione del moto ondoso (Capitolo IV), alla generazione delle correnti litoranee (Capitolo V) e al trasporto di sedimenti non coesivi (Capitolo VI).*

*Infine, è stata descritta la fase di test degli algoritmi (Capitolo VII) in cui le prestazioni del Coastal Area Model sono state valutate riproducendo dei test classici di letteratura, una fase successiva in cui si è scelto un caso studio al quale è stato applicato l'insieme dei modelli (Capitolo VIII) ed una parte conclusiva in cui sono stati discussi i risultati complessivi ottenuti ed il contributo alla ricerca nel settore (Capitolo IX).*

## **Introduction**

*Many are the reasons for which, in the course of the centuries, people have chosen to live in the coastal region rather than in the country, ignoring more or less the risks of such choice.*

*The more informed populations have held account of the risk connected to the fact that the border between earth and sea is not never stable and so they settled further from the coast, when possible, giving a wide respect zone between the sea and their takeovers.*

*Actually, many populations have paid and still pay for an inadequate and superficial understanding of natural phenomena that govern the delicate equilibrium of the coastal marine environment.*

*The coastal ecosystem, in fact, is characterized by a delicate equilibrium between several components (water, earth, flora and fauna), which has been defined by nature in the course of the centuries and which is continuously disturbed by human activities.*

*The more extraordinary characteristic of this ecosystem is tied exactly to the enormous complexity of the equilibrium.*

*This complexity is due essentially to the dynamics created by the continuous movement of water through wave motion, currents and the tides. Sediment transport phenomena of normal entity, at the bottom and in suspension are frequently associated with these movements.*

*Phenomena that determine sediment movement in the so-called nearshore of the coast (emerged and submerged beach) represent the predominant aspect of the evolutionary phase of a shoreline dynamics processes. Such movements are due to the wave action before and after breaking and by current generated by both the waves and winds. This combined movements determine the beginning of sediment particles movement and suspension and deposition.*

*The classic approach to shoreline evolution phenomena study in coastal areas is based on the application of extremely simple numerical instruments that allow one to supply information about shoreline feature evolution, with greater accuracy for the longer temporal scales (i.e. through semi-empirical equations). In particular, the classical numerical approach is based on the so-called 'one-line' models that allow*

to simulate both longitudinal (Pèlnard-Considère, 1969) and cross-sectional evolution (Dean, 1977) of shoreline translating the morph-dynamic behaviour through the calibration of specific coefficients as they include the beach characteristics (ie. diameter of sediments, morphologic characteristics) and also marine weather parameters of the coastal area studied.

Obviously such numerical models are extremely simple, just because they are limited to reproduce only morph-dynamic phenomena by means of some approximations and so not consider physical parameters of the coastal system, which have a strong remarkable influence on the morph-bathymetric evolution.

In this thesis the sediment (non-cohesive) transport problem is treated with a so-called 'process based' approach, in contrast to the classic one.

In such way, the coastal dynamic has been decomposed giving a central role to the simulation of physical processes (waves and currents) together with the simulation of morph-dynamic behaviour and bathymetric variations.

The main objective is the development of a 'Coastal Area Model' for reproducing, through numerical simulations, the simulation of sediment transport in the presence of morphologic changes which are caused by the contemporary presence of near shore currents and wave motion.

The Coastal Area Model' consists of three numerical models integration, the first one to simulate wave transformation from offshore to the coast, the second one dedicated to the generation of longshore and cross-shore currents that are the main forcing to sediment movements, and the last interfaced with the previous one to simulate the consequent sediment (non-cohesive) transport.

To such scope, principal features of the most recent numerical models dedicated to the contemporary simulation of hydrodynamic processes and sediment transport in coastal marine environment have been analyzed.

The hydrodynamic model implemented in the present work is based on open source codes, available with GPL licence, in FORTRAN 90 language to which have been added some parameterizations that allow not only an improvement of numerical accuracy, but also to introduce a new feedback process between hydrodynamics and the consequent local morph-bathymetric variations.

The numerical module dedicated to the simulation of non-cohesive sediment transport in two dimensions has been built 'ad hoc' with the aim to be interfaced

*efficiently with the nearshore circulation model that produces the forcing of transport phenomena.*

*The basic code of the hydrodynamic model, dedicated to the simulation of wave motion transformation and the near shore circulation, cited in the Shore Protection Manual, has been developed for the first time at the Center for Applied Coastal Research - University of the Delaware (USA) (Svendsen, 1992). The hydrodynamic model is composed by two modules, the first one based on the resolution of the Mild Slope Equation (Radder, 1979) dedicated to wave motion transformation and the second one dedicated to the simulation of the nearshore circulation in quasi-3D through the assessment of the 'radiation stresses' tensor (Longuetta-Higgins, 1964) .*

*The sediment transport model, opportunely interfaced to the nearshore circulation model, concurs to obtain information on a 2D grid, the simulations allow one to forecast sediment movements in the water column and also the cross-sectional changes in bathymetry due to wave action.*

*The transport model is based on a so called 'process based' approach (Haas & Hanes, 2004) which reproduces sediment transport both inside and outside the surfzone simulating in an efficient way also the bathymetric and morphological variations that take place because of the wave-current interaction.*

*The total sediment transport can be estimated considering the bottom load and suspended load to reproduce profiles of sediment concentration in the water column and morph-bathymetric variations that induce erosion or sedimentation.*

*Moreover, the bathymetric dataset is periodically updated to reproduce the natural feedback process between wave parameters and local depth.*

*In this study, numerical models are used to locate the mainly exposed coastal erosion risk areas; moreover, the Coastal area Model could be used in emergency conditions and it could be integrated in a monitoring net to represent a valid instrument of analysis and monitoring of sediment transport phenomena in coastal marine areas. This work has been organized such as to discuss the problem of shoreline classification and evolution (Chapter I), in order to illustrate the general theoretical concepts about the wave propagation and transformation from the offshore to the coast until the generation of near shore circulation (Chapter II).*

*After this introduction the state-of-the-art of sediment transport parameterizations are discussed (Chapter III). Subsequently, main features of*

*Coastal Area Model components are discussed, the section dedicated to wave motion transformation (Chapter IV), the section dedicated to the simulation of near shore currents generation (Chapter V) and the last section dedicated to sediment transport model (Chapter VI).*

*Finally, the algorithms test is described (Chapter VII), that is numerical models have been applied to reproduce some classic literature tests and also a case study application and results of the Coastal Area Model are discussed (Chapter VIII), and moreover a final discussion of thesis results and scientific research contribution are presented (Chapter IX).*



# *Capitolo I*

*Le coste: evoluzione e morfologia*

## **PREMESSA**

In questo capitolo saranno trattati gli aspetti morfologici delle coste con lo scopo di introdurre le principali problematiche di studio relative all'evoluzione della fascia costiera. Gli aspetti morfologici ed evolutivi saranno illustrati sia da un punto di vista descrittivo facendo riferimento ai principali aspetti geologici e sedimentologici, sia introducendo delle formulazioni matematiche che consentono di descrivere il modellamento longitudinale e trasversale di una costa da un punto di vista prettamente ingegneristico.

### **1.1 EVOLUZIONE DELLE COSTE**

Le coste sono tra gli ambienti più diversificati e variabili del Pianeta, proprio perché rappresentano una zona di congiunzione attiva tra il dominio continentale e quello marino. Tale variabilità è legata alla presenza di molteplici fattori come quali quelli antropici, geologici, biologici e fisici che insistono sulla costa e che la modificano attivamente.

Gli eventi geologici più remoti hanno creato e modellato le rocce che oggi noi classifichiamo come zona costiera, successivamente i fattori fisici e biologici hanno agito sulla costa modificandone l'aspetto attraverso i processi erosivi e di trasporto del materiale sedimentario. I fattori fisici che hanno agito e che tuttora agiscono sulla costa possono essere classificati in due categorie: le forze attive, come onde e maree, che si presentano regolarmente con una certa frequenza e le forze a lungo termine o anche di lungo periodo come i cambiamenti globali che interessano la costa su scale temporali molto lunghe dell'ordine degli anni.

L'assetto geologico di una costa rappresenta uno dei fattori fondamentali per la sua evoluzione poiché è in grado di influenzarne la geomorfologia superficiale, la tipologia di sedimenti ed il movimento. Invece, le caratteristiche litologiche delle rocce e degli accumuli sedimentari sono i principali parametri che influenzano la forma attuale di una costa. Ad esempio, il grado di consolidamento della roccia e le sue caratteristiche mineralogiche accentuano o riducono il manifestarsi di processi

erosivi e di disgregazione. Ovviamente i processi di modellamento della costa da parte del moto

ondoso si esplicheranno al massimo sui sedimenti incoerenti che saranno modellati progressivamente fino al raggiungimento di una forma di equilibrio dinamico in funzione dell'energia incidente. Infatti, sulle coste non consolidate i processi di deposizione ed erosione sono fondamentali e spesso determinano dei cambiamenti anche molto repentini alterando le forme geologiche relitte. Invece, le coste rocciose consolidate sono tipicamente interessate da processi erosivi piuttosto che di accrescimento. Il grado di consolidamento della roccia influenza in modo determinante l'abilità di una costa a resistere alla disgregazione degli agenti meteomarinari ed erosivi. La resistenza della roccia dipende dal grado di suscettibilità meccanica e chimica, nonché dalla durezza e solubilità dei minerali costituenti, dalla natura e densità ed infine dalle condizioni climatiche. Una categoria di processi che interessano la dinamica costiera è rappresentata da tutti i fenomeni che si manifestano ad alta frequenza e che scaricano sulla costa una grossa quantità di energia in modo ripetitivo come avviene nel caso del moto ondos.

## 1.2 LA ZONA COSTIERA

La zona costiera è definita convenzionalmente come la fascia di transizione in cui la terra ferma incontra il mare e dove le caratteristiche ambientali sono strettamente influenzate dai processi di idrodinamica marina. Tale zona si estende verso mare fino al limite della piattaforma continentale e verso terra fino alla massima quota raggiunta dalle onde di tempesta.

La zona costiera può essere suddivisa, da terra verso mare, in quattro aree (Fig. 1.1):

- la costa;
- la spiaggia emersa;
- la spiaggia sommersa;
- la piattaforma continentale.

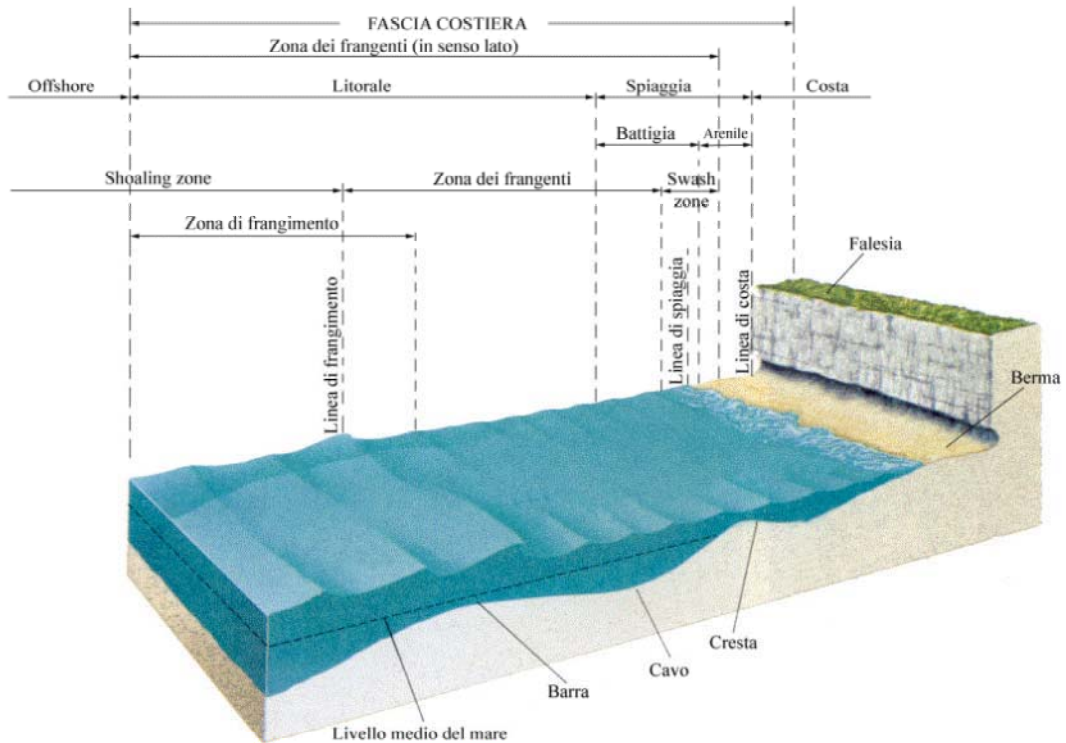


Figura 1.1: Schematizzazione 3D della costa.

### **1.3 LA COSTA**

Convenzionalmente il limite tra terra ferma e mare è indicato dalla linea di costa intesa come regione di separazione tra area emersa e area sommersa la cui posizione muta a causa dell'azione del moto ondoso e delle maree. In realtà, la grande varietà di coste esistenti in natura indica che si tratta di zone molto complesse la cui genesi dipende da molti fattori come il tipo di roccia, la dimensione e direzione prevalente delle onde, il numero delle tempeste, l'ampiezza della marea, il profilo della parte di costa sommersa, ma ve ne sono altri a lungo termine, di cui è necessario tener conto, come i fenomeni tettonici e il cambiamento del livello del mare. Le caratteristiche morfologiche della costa sono molto variabili nello spazio e nel tempo e possono dipendere da processi endogeni ed esogeni, è possibile però classificare le tipologie di costa in base ad alcuni parametri predominanti (ad es. la pendenza).

Le coste possono essere perciò suddivise in coste alte in cui incontriamo un massimo verticale di pendenza e in coste basse in cui osserviamo una pendenza minima orizzontale. Ovviamente tale suddivisione è piuttosto generica perché in natura possiamo incontrare una grande varietà di coste il cui profilo e le cui caratteristiche planimetriche sono molto variabili in funzione della tipologia di roccia che le costituisce. Un criterio generale adottato da molti per classificare le coste si basa sui cambiamenti avvenuti nel livello del mare e divide le coste in due categorie: le coste in emersione che si sviluppano sia per un innalzamento tettonico della costa, sia per un abbassamento del livello marino, e le coste di sommersione che si originano quando il livello marino aumenta o la costa subisce un fenomeno di subsidenza.

Esistono diversi punti di vista da cui poter partire per effettuare una classificazione delle coste, ad esempio l'oceanografo americano Shepard suddivise le coste in primarie e secondarie. Secondo Shepard (1976), le coste primarie sono quelle in cui il mare si trova a contatto con una superficie modellata da fenomeni erosivi avvenuti in ambiente continentale e non, mentre le coste secondarie sono quelle in cui la morfologia è stata influenzata completamente dall'azione del mare.

Nell'ambito delle coste primarie possiamo individuare:

- coste in via di sommersione soggette a fenomeni erosivi;
- coste legate a fenomeni deposizionali avvenuti in ambiente sub-aereo;
- coste di origine vulcanica;
- coste di origine tettonica.

Mentre, le coste secondarie generate dall'azione diretta del mare e modellate da processi erosivi e /o deposizionali possono essere suddivise in:

- coste dovute all'azione erosiva delle onde, generalmente derivanti da altri tipi di coste;
- coste a falesia che si presentano spesso come scarpate prive di vegetazione caratterizzate da una forte pendenza verticale che termina direttamente sul mare. Tali coste vengono classificate in vive o morte in base alla loro esposizione al moto ondoso. La falesia morta in genere è protetta da una zona di accumulo di detriti dove il moto ondoso può dissipare l'energia. Al contrario, la falesia si definisce viva quando si presenta come parete quasi verticale per cui l'incidenza delle onde su di essa è diretta;
- coste di deposizione marina generate da fenomeni di accumulo di sedimenti trasportati dalle onde e dai corsi d'acqua che si presentano comunemente come cordoni litorali sabbiosi;
- coste organogene il cui tipo prevalente è dato dalla scogliera corallina formata dagli organismi biocostruttori.

#### **1.4 LA SPIAGGIA**

La spiaggia è un'entità dinamica e a sua volta può essere suddivisa in due regioni una emersa e una sommersa. La spiaggia emersa è definita come la zona che si estende tra il più basso livello di bassa marea ed il limite superiore in corrispondenza del quale si risentono gli effetti dinamici del moto ondoso. Le spiagge sono il risultato del complesso equilibrio che si stabilisce lungo il litorale in conseguenza della immissione degli apporti solidi dei corsi d'acqua, dei sedimenti prodotti dall'erosione delle coste alte e del meccanismo di trasporto e rielaborazione dei

materiali detritici dovuto all'azione combinata del moto ondoso, delle correnti marine e di altri fattori secondari.

La parte di spiaggia sommersa si estende in una fascia compresa tra il minimo livello di bassa marea fino all'inizio della piattaforma continentale individuato da un graduale cambiamento della pendenza del fondo che tenderà ad essere via via più appiattito. Quest'ultimo margine non può essere individuato in modo univoco e definitivo perché la sua posizione è legata direttamente alla variazione locale della pendenza del fondale.

Le categorie principali di spiaggia, in base alle caratteristiche granulometriche dei sedimenti che le costituiscono, sono :

- spiagge pefitiche;
- spiagge psammitiche;
- spiagge pelitiche.

Le spiagge pefitiche sono formate sedimenti non coesivi di grandi dimensioni (da 2 mm a 25 mm) come ciottoli e ghiaia, quelle di tipo psammitico sono formate prevalentemente da sabbie (dimensionalmente comprese tra 2,0 mm e 0.062 mm) mentre, le spiagge pelitiche sono costituite prevalentemente da limo e argilla (sedimenti coesivi di dimensioni minori di 0.062 mm).

#### **1.4.1 CARATTERISTICHE FISICHE DEI SEDIMENTI DI SPIAGGIA**

La maggior parte delle spiagge e degli arenili sono costituiti da sedimenti non coesivi le cui proprietà fondamentali dipendono sia dalle origini del materiale che li compone che dal processo di trasporto e deposizione. I sedimenti che pervengono nelle aree costiere vengono successivamente modificati dalla continua azione di onde, correnti e vento. Tra le proprietà fondamentali vi sono la forma, la composizione ed il peso specifico, ma in realtà anche la velocità di sedimentazione rappresenta un parametro fondamentale per la caratterizzazione del comportamento del sedimento sotto l'azione del campo di moto di un fluido.

La composizione dei sedimenti non ha un ruolo centrale nei processi costieri, poiché la frazione predominante è costituita generalmente da sabbia quarzosa chimicamente inerte ed estremamente resistente alle azioni meccaniche. Non bisogna dimenticare che talvolta il sedimento può essere anche costituito da carbonati provenienti dalla disgregazione di strutture organogene (coralli e conchiglie), da calcite, metalli pesanti, materia organica, limo ed argilla che ovviamente ne condizioneranno il peso specifico. Nell'analisi dei processi di trasporto solido spesso si fa riferimento alla cosiddetta densità relativa data dal rapporto tra la densità del sedimento e quella del fluido in cui esso è immerso alla temperatura di 4°C, per i sedimenti più comuni sulle nostre spiagge, costituiti prevalentemente da quarzo la densità è prossima a 2650 Kg/m<sup>3</sup>.

Nello studio dei processi di trasporto è importante andare a considerare anche la forma del sedimento naturale che può essere approssimata come un ellissoide triassiale identificabile attraverso tre dimensioni principali  $d_a$ ,  $d_b$  e  $d_c$ , ovvero rispettivamente un diametro maggiore, intermedio e minore da cui è possibile ricavare un fattore di forma detto anche fattore di forma di Corey (Corey, 1949):

$$S = \frac{d_b}{\sqrt{d_a d_c}} \quad (1.1)$$

ovviamente, il parametro S sarà pari ad 1 nel caso di una sfera.

La forma di un granulo può essere anche definita attraverso la stima della sfericità data dalla radice cubica del volume della particella diviso il volume della più piccola sfera che contiene la particella stessa e tramite la valutazione della spigolosità data dal rapporto tra il suo raggio medio e il raggio della sfera che la contiene.

Un altro fattore importante è la porosità del sedimento che rappresenta una misura significativa delle modalità attraverso cui il sedimento si è depositato nel tempo. La porosità, data dal rapporto tra il volume occupato dal sedimento ed il volume totale, influenza anche la stabilità dei sedimenti superficiali rispetto al moto del fluido.

La dimensione del sedimento o granulometria rappresenta una delle proprietà più importanti che caratterizzano le particelle di origine sedimentaria. Come evidenziato in precedenza, la forma dei granuli naturali spesso si allontana da quella ideale di



una sfera, su un fondale sabbioso frequentemente troveremo forme arrotondate e appiattite o addirittura estremamente appuntite. Questo induce una serie di difficoltà oggettive nella determinazione delle caratteristiche dimensionali del sedimento che costituisce una spiaggia. Infatti, è stato necessario stabilire delle convenzioni per ottenere una corretta classificazione in base al diametro.

In tabella 1 sono indicati i valori tipici della porosità per i sedimenti costieri.

<b>Dimensione</b>	<b>Porosità (%)</b>
Sabbia grossolana	39÷41
Sabbia media	41÷48
Sabbia fine	44÷49
Limo e argille	50÷54

**Tabella 1.1: Valori della porosità.**

La modalità più frequentemente utilizzata per quantificare il diametro di una particella è basata sulla scala dimensionale di Udden-Weintworth (tabella 2 - Udden 1898, Weintworth 1922), che utilizza come unità di misura il millimetro e le classi dimensionali vengono ottenute mediante progressive divisioni e moltiplicazioni per due. La successiva evoluzione della scala di Udden-Weintworth è quella di Krumbein (1934) (Tab. 1.2) che risulta molto più pratica essendo basata sul logaritmo in base 2 del diametro  $d$  espresso in millimetri  $\phi = -\log_2(d)$ .

La scala di Krumbein anche nota con il nome di scala  $\phi$ , di tipo logaritmico, è sicuramente più pratica perché consente di esprimere le dimensioni del sedimento superando il problema dell'approssimazione delle cifre decimali, inoltre i granuli di dimensione inferiore al millimetro vengono espressi con un valore del parametro  $\phi$  positivo. Inoltre, la scala  $\phi$  presenta un ulteriore vantaggio, di ordine pratico quando è necessario rappresentare graficamente i risultati di un'analisi granulometrica effettuata con il metodo dei setacci.

DIMENSIONI		$\phi =$ $-\log_2(d)$	d [mm]	d ( $\mu$ )
<b>Massi</b>				
		-8	256	
		-7	128	
<b>Ciottoli</b>				
		-6	64	
		-5	32	
		-4	16	
<b>Ghiaia ciottolosa</b>				
		-3	8	
		-2	4	
<b>Ghiaia</b>				
		-1	2	
	Molto grossa			
		0	1	1000
	Grossolana			
		+1	1/2	500
<b>Sabbia</b>	Media			
		+2	1/4	250
	Fine			
		+3	1/8	125
	Molto fine			
		+4	1/16	62.5
	Grossolano			
		+5	1/32	31.3
	Medio			
<b>Limo</b>		+6	1/64	15.6
	Fine			
		+7	1/128	7.8
	Molto fine			
		+8	1/256	3.9
	Grossolana			
		+9	1/512	1.95
	Media			
		+10	1/1024	0.98
<b>Argilla</b>	Fine			
		+11	1/2048	0.49
	Molto fine			
		+12	1/4096	0.24
	Colloidale			

Tabella 1.2: Scala dimensionale per definire la granulometria di un sedimento.

Infatti, utilizzando una scala di tipo semi-logaritmico in cui le ordinate rappresentano le percentuali in peso e le ascisse i logaritmi del diametro  $d$  si otterrà una curva gaussiana e sarà pertanto possibile semplificare notevolmente le successive elaborazioni statistiche del campione. Tali elaborazioni sono infatti di fondamentale importanza per la caratterizzazione del grado di assortimento del sedimento di spiaggia.

Ad esempio, la deviazione standard consente di classificare le miscele sabbiose in base al loro assortimento granulometrico. Un piccolo valore della deviazione standard indica che la miscela sabbiosa è caratterizzata da alcune classi granulometriche predominanti e pertanto potrà essere considerata piuttosto uniforme o ben classata, il contrario si dirà per valori grandi della deviazione standard (cfr. tabella 1.3).

<b>Classificazione miscele sabbiose</b>	$\sigma$
Uniforme	0.35
Ben selezionata	0.50
Moderatamente selezionata	1.00
Assortita	2.00
Molto assortita	3.00
Estremamente assortita	4.00

**Tabella 1.3: Classificazione delle sabbie in funzione della deviazione standard di  $\phi$ .**

Un altro parametro caratteristico dei sedimenti è la velocità con cui essi si depositano ovvero sedimentano, tale velocità dipende da numerosi fattori quali la dimensione, la densità relativa, la forma e la viscosità del fluido.

La velocità di sedimentazione è pertanto definita come la velocità finale raggiunta da una particella o granulo che si deposita in un fluido in quiete sotto l'azione della forza di gravità. La velocità di sedimentazione dipende dal diametro, dalla densità, e dalla viscosità dell'acqua. I granelli caratterizzati da diametri minori (dell'ordine di

62  $\mu m$ ) sedimentano secondo la legge di *Stokes*, mentre per quelli caratterizzati da diametri maggiori (dell'ordine di 2 *mm*) la caduta avviene secondo una legge quadratica. I sedimenti naturali sono caratterizzati da una forma non sferica che implica un diverso comportamento durante la sedimentazione, per semplicità la teoria fisica sviluppata per studiare la caduta in un fluido in quiete suppone che le particelle siano perfettamente sferiche. Pertanto, esistono diverse formula per il calcolo della velocità di sedimentazione, alcune sono basate sulla stima del diametro adimensionale  $D_*$ , ovvero:

$$D_* = \left[ \frac{g(s-1)}{\nu^2} \right]^{1/3} d \quad (1.2)$$

in cui  $g$  è l'accelerazione di gravità,  $s$  è la densità relativa del edimento rispetto all'acqua,  $\nu$  è la viscosità cinematica e  $d$  è il diametro mediano del sedimento.

Da cui si derivano le seguenti formule (Hallermeier, 1981):

$$\left\{ \begin{array}{l} w_s = \frac{\nu D_*^3}{18d} \\ w_s = \frac{\nu D_*^{2.1}}{6d} \\ w_s = \frac{1.05\nu D_*^{1.5}}{d} \end{array} \right. \quad \text{con} \quad \left\{ \begin{array}{l} D_*^3 \leq 39 \\ 39 < D_*^3 < 10^4 \\ 10^4 < D_*^3 < 3 \times 10^6 \end{array} \right. \quad (1.3)$$

Oppure secondo la formulazione di Van Rijn (1984):

$$\left\{ \begin{array}{l} w_s = \frac{\nu D_*^3}{18d} \\ w_s = \frac{10\nu \left[ (1 + 0.01 D_*^3)^{1/2} - 1 \right]}{6d} \\ w_s = \frac{1.1\nu D_*^{1.5}}{d} \end{array} \right. \quad \text{con} \quad \left\{ \begin{array}{l} D_*^3 \leq 16.187 \\ 16.187 < D_*^3 < 16187 \\ D_*^3 > 16187 \end{array} \right. \quad (1.4)$$

Ed infine, Soulsby (1997) sulla base di dati sperimentali ha fornito la seguente equazione:

$$w_s = \frac{\nu}{d} \left[ (10.36^2 + 1.049 D_*^3)^{1/2} - 10.36 \right] \quad (\forall D_*^3) \quad (1.5)$$

Nel caso più semplice di una particella sferica di diametro  $d$ , che sedimenta in un fluido in moto, è possibile valutare l'effetto combinato della forza di gravità e della spinta di Archimede ( $F_1$ ) sarà:

$$F_1 = (\gamma_s - \gamma) \frac{\pi d^3}{6} \quad (1.6)$$

dove  $\gamma_s$  e  $\gamma$  indicano rispettivamente il peso specifico del granulo e dell'acqua. Invece, la forza idrodinamica di trascinamento esercitata su di un granello di sedimento ideale sferico di diametro  $d$  ed immerso nel fluido è pari a:

$$F_2 = \frac{1}{2} C_d \rho A |u_p| u_p \quad (1.7)$$

Nella formula precedente  $\rho$  rappresenta la densità dell'acqua,  $A$  l'area della sezione principale della particella,  $C_d$  è il coefficiente di resistenza e  $u_p$ , la velocità della particella. Quando sussistono le condizioni di equilibrio tra le due forze la velocità di sedimentazione risulta pari a:

$$w = \sqrt{\frac{4(s-1)gd}{3C_d}} \quad (1.8)$$

in cui il coefficiente di resistenza  $C_d$  non è un parametro costante, ma varia in funzione del numero di Reynolds della particella dato da:

$$Re = \frac{wd}{\nu} \quad (1.9)$$

dove  $w$  rappresenta la velocità di sedimentazione,  $d$  il diametro e  $\nu$  la viscosità cinematica del fluido. Il coefficiente di resistenza può essere calcolato a partire dal numero di Reynolds del fluido, ovvero:

$$C_d = \frac{24}{Re} \text{ per } Re < 0.5 \text{ (flusso laminare) e } w = \frac{1}{18}(s-1)\frac{gd^2}{\nu} \quad (1.10)$$

$$C_d \cong 0.4 \text{ per } Re > 10^3 \text{ (flusso turbolento) e } w = \sqrt{3(s-1)gd} \quad (1.11)$$

Inoltre, è possibile calcolare il coefficiente di resistenza attraverso un'espressione empirica e per  $10 < Re < 10^3$  (flusso intermedio):

$$C_D = 1.4 + \frac{36}{Re} \quad (1.12)$$

da cui è possibile ricavare una nuova espressione per  $w$ , ovvero:

$$w = \frac{\sqrt{\left(\frac{36\nu}{d}\right)^2 + 7.5(s-1)gd} - \frac{36\nu}{d}}{2.8} \quad (1.13)$$

## **1.5 LA PIATTAFORMA CONTINENTALE**

La piattaforma continentale è la parte sommersa che normalmente costituisce i bordi di tutti i continenti. L'ampiezza della piattaforma può variare da zona a zona in funzione delle caratteristiche geologiche del margine continentale. Tuttavia l'estensione di questa zona va dal limite esterno della spiaggia sommersa fino al ciglio della scarpata continentale. La piattaforma può essere suddivisa a sua volta in tre zone: la piattaforma anteriore, intermedia ed esterna. In realtà, non sempre ci sono delle caratteristiche geomorfologiche predominanti attraverso cui è possibile effettuare tale suddivisione. La parte anteriore della piattaforma viene convenzionalmente individuata ad una distanza arbitraria dalla costa oppure localizzata ad un'assegnata profondità.

## 1.6 IL MODELLAMENTO DELLA COSTA

Il modellamento della costa è un fenomeno che può manifestarsi a diverse scale temporali e spaziali, in base alla tipologia del fenomeno, naturale o antropico, che lo ha generato. Ad esempio, le variazioni a lunghissimo termine (scala temporale: 100-1000 anni e scala spaziale:  $\approx 100$  Km) possono essere originate da fenomeni naturali come variazioni del livello del mare, variazioni del tasso di sedimentazione oppure da cause antropiche tipo variazioni climatiche ed ambientali collegate ad attività umane. Nell'ambito di questo studio, ci si riferirà soprattutto alle variazioni a breve termine (scala temporale: 1h-1 anno) e di piccola scala (scala spaziale: 10 m-1 km) che possono essere comunque generate da cause umane o naturali e che presentano una variabilità inter-annuale ed inter-stagionale. Pertanto, il fenomeno di evoluzione della costa, di maggiore interesse dal punto di vista ingegneristico, è prodotto dall'interazione tra il moto ondoso e la spiaggia. Infatti, il primo rappresenta una sorgente di energia e la seconda è il dissipatore di tale energia.

Prima di passare alla descrizione dei fenomeni di modellamento della costa è necessario introdurre alcune importanti considerazioni sull'unità fisiografica.

L'unità fisiografica può essere definita come un tratto di costa che si evolve autonomamente ai fini del trasporto litorale ed è alimentata da una o più sorgenti terrigene attuali o fossili. Questa definizione ovviamente non si basa su criteri morfologici, ma su un approccio fenomenologico che antepone come processo fondamentale il trasporto litoraneo indotto dall'idrodinamica. Infatti, l'unità fisiografica può essere anche definita come il tratto di litorale compreso tra due sezioni trasversali all'interno di cui il trasporto longitudinale netto è nullo.

I limiti geografici dell'unità non sono fissi nel tempo poiché possono intervenire una serie di fenomeni che modificando la costa ne alterano la dinamica. Infatti, frequentemente l'individuazione dell'unità viene fatta o sulla base delle cause dei movimenti (onde, correnti, azione antropica) oppure attraverso lo studio degli effetti dei movimenti ovvero l'erosione o l'accrescimento del litorale. In questo ultimo caso è indispensabile conoscere gli agenti idrodinamici prevalenti a cui sono connessi i movimenti.

Come sottolineato in precedenza la spiaggia rappresenta l'elemento della costa che risulta morfologicamente più attivo e più mutevole, e di conseguenza è il più



interessante da studiare. Il profilo assunto da una spiaggia è funzione dell'azione diretta del moto ondoso che è confinato in entro due limiti, il primo dato dalla costa e il secondo legato alla profondità in cui l'onda non interagisce più con il fondo ovvero la profondità di chiusura (Fig 1.3). Quest'ultimo limite è variabile nel tempo e in media ci si aspetta che la profondità di chiusura sia maggiore d'inverno e minore d'estate.

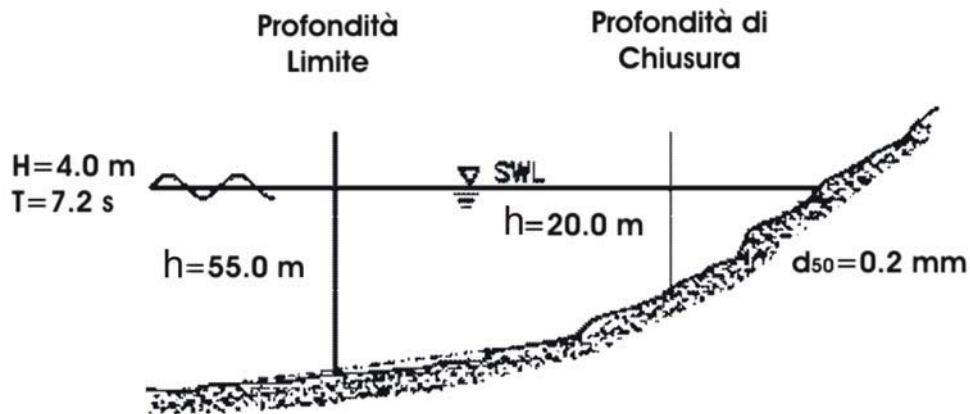


Figura 1.3: Profondità di chiusura.

La determinazione della profondità di chiusura, attraverso metodi analitici o tecniche di campo, è di fondamentale importanza per lo studio della dinamica delle coste sabbiose. In particolare, quando non si dispone di dati di campo è possibile stimare la profondità limite con la formula di Hallermeier (1983):

$$\frac{h_c}{H_{s,o}} = 2.28 - 10.9 \left( \frac{H_{s,o}}{L_{s,o}} \right) \quad (1.14)$$

in cui  $H_{s,o}$  è l'altezza d'onda significativa in acque profonde superata per dodici all'anno e  $L_{s,o}$  è la lunghezza d'onda significativa in acque profonde corrispondente al periodo d'onda significativo.

Una più recente formulazione per il calcolo della profondità di chiusura è quella di Birkermeier (1985), secondo cui:

$$\frac{h_c}{H_{s,o}} = 1.75 - 57.9 \left( \frac{H_{s,o}}{L_{s,o}} \right) \quad (1.15)$$

dove compare  $H_{s,0}$  ovvero l'altezza significativa estrema che ha superato le dodici ore in un anno, ed  $L_{s,0}$  è la lunghezza d'onda significativa in acque profonde corrispondente al periodo d'onda significativo. L'evoluzione morfologica del profilo di spiaggia dipende dalla granulometria dei sedimenti e dai processi fisici come il moto ondoso, le correnti e le maree modellano la costa. Come anticipato, la spiaggia si trova in una condizione di equilibrio dinamico che muta in funzione delle condizioni energetiche. In relazione al livello di energia dissipata sulla costa dall'onda frangente è possibile classificare la tipologia di spiaggia come:

- dissipativa corrispondente ad un frangente di tipo spilling;
- intermedia corrispondente ad un frangente di tipo plunging;
- riflettente corrispondente a frangenti da plunging a surging.

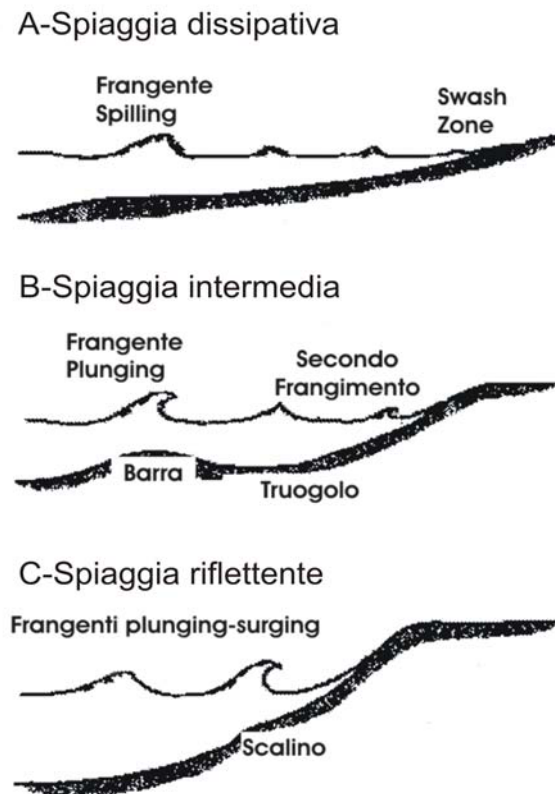


Figura 1.4: Classificazione delle tipologie di spiaggia.

Una ulteriore classificazione delle tipologie di spiaggia può essere fatta attraverso il parametro ‘*surf scaling factor*’ (Guza & Inman, 1975) definito come:

$$\varepsilon = a \cdot \left( \frac{2\pi i}{T} \right)^2 g \tan^2 \beta \quad (1.16)$$

dove  $a=H_b/2$ ,  $T$  è il periodo dell’onda e  $\beta$  è la pendenza, da cui si ottiene la seguente suddivisione (Wright&Short, 1984):

- $\varepsilon < 2.5$  - spiaggia riflettente
- $2.5 < \varepsilon < 20$  - spiaggia intermedia
- $\varepsilon > 20$  - spiaggia dissipativa

Quindi, l’evoluzione della costa sarà strettamente legata alle caratteristiche del moto ondoso e al fenomeno di trasporto dei sedimenti. Il moto ondoso, inducendo il trasporto di sedimenti, determina il modellamento della spiaggia emersa e sommersa sia in senso longitudinale che in senso trasversale.

Pertanto, è necessario dividere i processi costieri fondamentali in fenomeni di trasporto *long-shore* e *cross-shore*.

Il fenomeno di trasporto *longshore*, diretto parallelamente alla linea di costa, è dovuto alla concomitanza del frangimento delle onde, che porta sedimento in sospensione e alla presenza di correnti a cui è associato un flusso di massa

Infatti, il modellamento longitudinale della spiaggia avviene ad opera delle correnti che incidono sulla costa con un angolo diverso da  $0^\circ$  che generano un trasporto netto di sedimenti lungo la costa.

Questo tipo di modellamento è il parametro che incide maggiormente sul budget di sedimenti all’interno di un’unità fisiografica e quindi sull’erosione e sull’accrescimento della spiaggia stessa.

Il modellamento longitudinale di una spiaggia, che si traduce complessivamente in una variazione della linea di riva  $\xi$ , può essere descritto analiticamente come (Pelnard-Considère, 1954):

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = G \frac{\partial \xi}{\partial x^2} \quad (1.17)$$

con il parametro G pari a (Dean, 1992):

$$G = -\frac{\tilde{K}}{16} \frac{H_b^2}{d_b + B} \sqrt{gd_b} \left[ 1 + \frac{2k_b d_b}{\sinh(2k_b d_b)} \right] \cos(2\alpha_b) \quad (1.18)$$

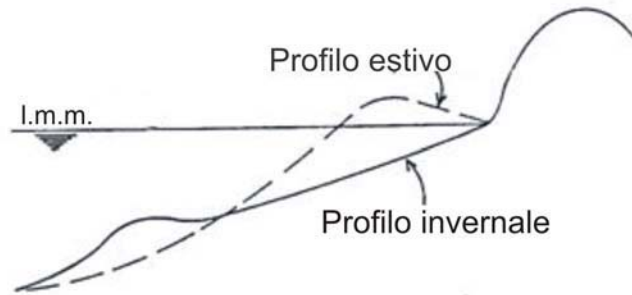
dove  $\tilde{K}$  rappresenta un parametro che è funzione della granulometria di fondo, del peso specifico relativo acqua-sedimento e del coefficiente d'attrito al fondo,  $H_b$  è l'altezza d'onda al frangimento,  $d_b$  è la profondità di frangimento,  $B$  è l'altezza della berma, ed  $\alpha_b$  è l'angolo formato tra il fronte d'onda e la linea di riva al momento del frangimento.

Il trasporto in direzione cross-shore avviene in direzione perpendicolare alla costa ed è determinato fortemente dalla ripidità dell'onda, dalla dimensione dei sedimenti e dalla pendenza del profilo di spiaggia.

Quindi, il modellamento trasversale della spiaggia dipenderà fortemente dalla granulometria del sedimento la cui dimensione media è legata alla genesi, al livello energetico e alla pendenza della spiaggia.

Le dimensioni medie dei sedimenti di spiaggia si aggirano generalmente attorno ai 0.1-2.0 mm e il processo di classamento (sorting) lungo il profilo trasversale produce ovviamente delle variazioni morfologiche dovute alla distribuzione dimensionale del materiale.

La forma della spiaggia, variabile da stagione a stagione, è funzione non solo dell'azione delle onde ma anche di una serie di parametri come: le dimensioni dei clasti che si traduce nella loro suscettibilità ad essere movimentati, la velocità di sedimentazione e la pendenza media del profilo di spiaggia. Esempi tipici sono i profili di spiaggia cosiddetti "invernale" ed "estivo" (Fig. 1.5).



**Figura 1.5: Profilo di spiaggia estivo (linea tratteggiata) ed invernale (linea continua).**

In generale, il moto ondoso nel periodo invernale è più intenso rispetto all'estate e quindi con maggiore probabilità il materiale di fondo sarà spostato verso largo rendendo la pendenza della spiaggia nella zona dei frangenti più dolce e creando talvolta una o più barre off-shore. Al contrario, in estate l'altezza d'onda media diminuisce, mentre il periodo dell'onda aumenta determinando una vera e propria ricostruzione del profilo di spiaggia a causa della presenza di un forte trasporto verso costa. In base a quanto detto, si deduce che sono i parametri caratteristici del moto ondoso a determinare l'evoluzione morfologica del profilo di una spiaggia. Infatti laddove sussistono condizioni di moto ondoso medie considerabili costanti su una scala temporale abbastanza estesa il profilo tenderà a raggiungere una condizione di equilibrio dinamico (Bruun, 1954).

Dal punto di vista ingegneristico, il profilo di spiaggia, in condizione di equilibrio dinamico per un sedimento di dimensione assegnata  $d$  e in presenza di un particolare livello di dissipazione dell'energia d'onda per unità di volume d'acqua  $D_*$ , può essere espresso attraverso un'opportuna equazione (Dean, 1977):

$$\frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial x} (EC_g) = D_*(d) \quad (1.19)$$

in cui  $E$  rappresenta la densità di energia locale associata all'onda e  $C_g$  la celerità di gruppo locale.

Integrando l'eq. 1.19 si ottiene la classica espressione che descrive la variazione locale del profilo di spiaggia  $h(y)$  in funzione del parametro di scala del sedimento  $A(d)$ , per cui:

$$h(y) = A(d)y^{\frac{2}{3}} \quad (1.20)$$

$$A(d) = \left[ \frac{24}{5} \frac{D_*}{\rho g^{\frac{3}{2}} \kappa^2} \right]^{\frac{2}{3}} \quad (1.21)$$

dove  $k$  rappresenta il rapporto tra altezza d'onda e profondità e il parametro  $A(d)$  dipende dalla dimensione del sedimento (Moore, 1982) oppure equivalentemente dalla velocità di sedimentazione  $w$  (Dean, 1987).

E' necessario sottolineare che uno dei principali limiti dell'eq. 1.20 è legato all'andamento monotono del profilo che non tiene conto della pendenza di spiaggia  $m_0$ . Infatti, per eliminare in parte tale limite l'equazione è stata successivamente modificata in:

$$y = \frac{h}{m_0} + \left( \frac{h}{A} \right)^{\frac{3}{2}} \quad (1.22)$$

dove  $m_0$  rappresenta la pendenza della spiaggia.

Oltre a quella appena discussa, esistono svariate formulazioni matematiche che permettono di approssimare e prevedere l'evoluzione del profilo di spiaggia. Ad esempio, Bakker (1968) ha proposto una semplice formula per il calcolo del profilo di spiaggia basato sulla stima del trasporto solido per unità di larghezza della stessa in funzione della pendenza di equilibrio e di quella media relativa ad un istante di tempo. Alcuni Autori, invece, partendo dal modello proposto da Bakker, preferiscono approssimare il profilo di spiaggia con un profilo a D (Swart, 1974).

## 1.7 I FENOMENI DI EROSIONE COSTIERA

In base a quanto detto fino ad ora è evidente che la costa è un elemento naturale caratterizzato da una elevata dinamicità, e la sua forma, composizione mineralogica ed evoluzione sono il risultato della continua interazione con diversi fattori ovvero:

- correnti litoranee;
- esposizione al moto ondoso;
- apporto solido dei fiumi presenti nel bacino;
- dimensioni e caratteristiche petrografiche dei sedimenti;
- attività antropiche;
- eventi eccezionali.

In funzione di questi parametri si potrà avere un maggiore o minore modellamento non solo della parte emersa, ma anche del fondale soprattutto a causa dei fenomeni di trasporto solido, di fondo o in sospensione, che a loro volta sono funzione principalmente dell'altezza d'onda al frangimento e della granulometria del sedimento.

Il trasporto netto di materiale sedimentario può essere diretto verso costa per cui il litorale risulterà in accrescimento (interrimento), verso largo denotando erosione, oppure nullo determinando una fase di equilibrio dinamico che si tradurrà in un semplice modellamento. Come visto nei precedenti paragrafi, il modellamento di un litorale può essere generato dalle correnti di tipo cross-shore (modellamento trasversale) oppure da quelle di tipo longshore (modellamento longitudinale). Il tipo di modellamento della fascia attiva della costa sarà perciò fortemente dipendente dall'ampiezza dell'angolo di incidenza del moto ondoso rispetto alla linea di riva, mentre la quantità di materiale trasportato sarà funzione della granulometria, dell'intensità della corrente e soprattutto della quantità di inerti che alimentano una certa unità fisiografica.

Oltre al moto ondoso anche le maree, dovute all'attrazione gravitazionale tra terra, sole e luna, attraverso la periodica variazione del tirante idrico locale determinano una modificazione della morfologia locale della costa. Infatti, il

montare e lo smontare della marea induce delle vere e proprie correnti cosiddette di 'marea', che come le correnti associate al moto ondoso determinano trasporto di sedimenti. Tale trasporto può, in alcuni casi, determinare una migrazione della linea di riva molto evidente. Chiaramente nella maggior parte delle regioni costiere della penisola Italiana non si manifestano delle correnti di marea tanto intense da movimentare grosse quantità di sedimenti.

A questo punto, è possibile classificare la morfologia della linea di costa anche in base all'influenza relativa tra moto ondoso ed escursione marea (*Coastal Engineering Manual*):

- fortemente dominata dalle maree;
- debolmente dominata dalle maree;
- dominata dalle maree con energia mista;
- dominata dalle onde con energia mista;
- dominata dalle onde.

Anche i fattori meteorologici influenzano direttamente la geomorfologia costiera, in particolare il vento generato dai gradienti di pressione può agire sia con modificazioni dirette che indirette. L'azione diretta del vento include l'erosione, il trasporto e la deposizione del sedimento che si manifesta visivamente attraverso la formazione di dune. Infatti, Bagnold (1954) stabilì una diretta relazione tra la quantità di sedimento trasportato e la velocità del vento. L'azione indiretta del vento è invece legata alla formazione di onde e correnti di circolazione a varie scale. Ad esempio, i forti venti diretti verso costa inducono un sollevamento della superficie libera nella stessa direzione instaurando per continuità un trasporto di massa verso mare negli strati di fondo a cui spesso è associato anche il trasporto dei sedimenti.

Le coste sono modificate oltre che dai fenomeni fisici anche dai fattori biologici, infatti l'attività degli organismi può essere di tipo costruttivo o di tipo distruttivo. Nel primo caso, ad esempio, gli organismi sono i veri e propri responsabili della formazione di alcuni tipi di coste, mentre nel secondo caso possono essere dei veri e propri dissestatori di grandi tratti di costa. Inoltre, tutti gli organismi che hanno uno scheletro duro composto da carbonato di calcio o da silicio, possono costituire una fonte di sedimento bioclastico. Anche la vegetazione marina rappresenta una vera e



propria trappola stabilizzante per il sedimento così come avviene sulla superficie delle terre emerse, in mare le fanerogame marine, modificando l'idrodinamica, riescono a trattenere grosse quantità di sedimento riducendo i fenomeni di erosione a breve e lungo termine. Agli estuari, la presenza vegetazione costituisce un fattore determinante per il trattenimento della frazione più fine di sedimento che viene trasportata verso largo e che altrimenti sfuggirebbe al bilancio sedimentario litoraneo.

Una volta individuati i fattori dominanti nei processi di movimentazione dei sedimenti è necessario andare a stimare il budget di sedimenti lungo il litorale per poter quantificare gli eventuali fenomeni erosivi.

La valutazione del budget di sedimenti all'interno dell'unità fisiografica rappresenta lo strumento principale attraverso cui è possibile analizzare eventuali processi di accrescimento o erosione del litorale compreso nell'unità fisiografica.

Il budget di sedimenti viene stimato attraverso l'applicazione dell'equazione di continuità ovvero applicando l'equazione di conservazione della massa ai sedimenti litoranei, per cui la variazione della quantità di sabbia in un sistema confinato, come l'unità fisiografica, è funzione della quantità di sabbia apportata rispetto a quella perduta, ovvero in formule:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = - \frac{1}{d_b + B} \frac{\partial Q_s}{\partial x} \quad (1.23)$$

dove  $\xi$  rappresenta l'avanzamento della linea di battigia,  $Q_s$  è la portata solida funzione dell'altezza d'onda, della direzione di propagazione del moto ondoso e delle caratteristiche dimensionali del sedimento, mentre i parametri  $d_b$  e  $B$  sono stati già definiti nel precedente paragrafo.

La maggiore incertezza, nell'applicazione di questa tecnica, è legata alla difficoltà nel determinare il complesso dei contributi e delle perdite.

Infatti, alcune delle voci predominanti nella determinazione del bilancio dei sedimenti in un tratto di costa compreso tra elementi morfologici stabili sono:

- apporti dati da: trasporto litoraneo, fiumi, ripascimenti artificiali, trasporto verso costa, erosione di falesie e scogliere,
- perdite date da: trasporto litoraneo, presenza di canyon sottomarini, prelievo artificiale di inerti, trasporto verso mare. Attraverso la valutazione delle sorgenti e dei fattori di perdita di materiale che intervengono nel sistema litoraneo si possono stimare in modo diretto gli eventuali processi di erosione e deposito.

In particolare, tra le cause di perdita dei sedimenti i canyon sottomarini rappresentano un elemento determinante poiché sono in grado di bloccare il trasporto funzionando da veri e propri by-pass e fanno sì che il sedimento giunga in una regione di alti fondali dove non potrà più essere mobilitato.

Nella stima del bilancio di sedimenti bisogna necessariamente includere anche le operazioni di ripascimento e di prelievo di inerti che avvengono ovviamente in modo artificiale, ma sono capaci di alterare fortemente il budget all'interno dell'unità fisiografica.

E' chiaro quindi che i fenomeni erosivi si presentano soprattutto in quei tratti di costa dove si manifesta un sensibile squilibrio tra i vari fattori che naturalmente concorrono alla generazione e alla modificazione di una spiaggia. Ad esempio, l'irrigidimento del litorale o un indiscriminato prelievo di inerti dai letti fluviali o da zone costiere sommato ad altre cause come la presenza di forti correnti cross-shore possono accelerare in modo esasperato un naturale arretramento della linea di riva.

Infine, è bene comunque distinguere i problemi di erosione a breve termine da quelli a lungo termine, i primi presentano un carattere piuttosto stagionale e reversibile, e vengono classificati come evoluzione costiera a piccola scala (Stive et al., 1991). Mentre, il secondo tipo di erosione anche detto 'strutturale', associato per lo più a fenomeni a grande scala, è a carattere irreversibile e permanente cioè non è possibile ripristinare lo stato iniziale della spiaggia senza intervenire artificialmente. In questo ultimo caso, oltre alle classiche cause di erosione già elencate, ritroviamo anche la presenza di una sistematica perdita di sedimenti in direzione trasversale rispetto alla costa.

In questo capitolo sono state illustrate le formulazioni matematiche dedicate alla simulazione dell'evoluzione spazio-temporale del profilo long-shore e cross-shore della costa che rappresentano le tecniche classiche adottate per effettuare studi, analisi e previsioni di evoluzione. In realtà, il punto debole di tali approcci deve essere ricercato proprio nello scorporamento dei fenomeni fisici da quella che è invece la reale risposta dinamica del sistema litoraneo che nelle formule sopraccitate (es. Eq. 1.17 ed Eq. 1.22) viene rappresentata esclusivamente attraverso dei coefficienti empirici che purtroppo non tengono conto della continua interazione tra morfodinamica ed idrodinamica. Tali formulazioni sono certamente adatte per effettuare previsioni a medio termine (superiori a 1 anno) perché consentono di semplificare notevolmente le operazioni di calcolo ottenendo comunque un risultato affetto da un errore tollerabile se rapportato ad un lungo intervallo di tempo.

Al contrario, per ricostruire la risposta morfodinamica del sistema litoraneo su un piccolo intervallo di tempo (ore o giorni) è necessario utilizzare modelli di tipo *process-based* che come quello sviluppato in questo lavoro di tesi (capitolo 6) permettono di non scorporare la risposta morfodinamica della fascia costiera dalla presenza di fattori fisici concomitanti (es. onde, correnti, maree, vento ecc.).

## *Capitolo II*

*Introduzione alla teoria dell'idrodinamica costiera*

## **PREMESSA**

Il moto ondoso e le correnti ad esso associate rappresentano i fattori forzanti per il verificarsi dei processi di trasporto in regioni litoranee. Per questo motivo dopo aver affrontato i principali aspetti che caratterizzano la morfologia e la dinamica delle coste, in questo capitolo saranno approfonditi i fenomeni fisici che caratterizzano l'idrodinamica costiera.

### **2.1 CONCETTI DI BASE SULLA TEORIA DELLE ONDE**

Le onde interessano comunemente tutti gli specchi d'acqua presenti in natura, esse sono la manifestazione di forze che, agendo sull'acqua, tendono a deformarne la superficie contro l'azione della gravità e di tensione superficiale che, al contrario sono forze stabilizzanti, ovvero tendono a ricostituire la condizione di equilibrio preesistente.

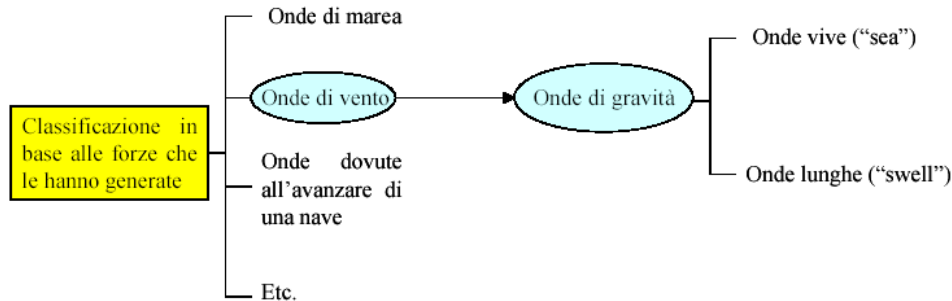
In base a quanto affermato, si può dedurre che la presenza di onde è determinata da forze perturbanti che possono essere esercitate dal vento che spira sull'acqua o più semplicemente, da una pietra lanciata in un liquido.

Una volta che le onde sono state generate, le forze di gravità e di tensione superficiale intervengono in maniera tale da farle propagare.

Le onde si presentano in una grandissima varietà di dimensioni e forme, che dipendono fortemente dall'entità delle forze che le hanno generate. Lo studio e la comprensione delle onde e dei fenomeni associati è di notevole importanza per le molteplici ricadute applicative in vari settori dell'ingegneria e, particolarmente, in quella costiera. Ad esempio, il moto ondoso oltre ad esercitare un'azione diretta sui manufatti costieri (moli, frangiflutti, ecc.), provoca effetti estremamente vistosi lungo i litorali sabbiosi mobilitando i sedimenti. Da ciò deriva un'evoluzione della linea di costa che talvolta può comportare modificazioni tali da compromettere infrastrutture (porti, strade, ferrovie) spesso ubicate in prossimità dei litorali.

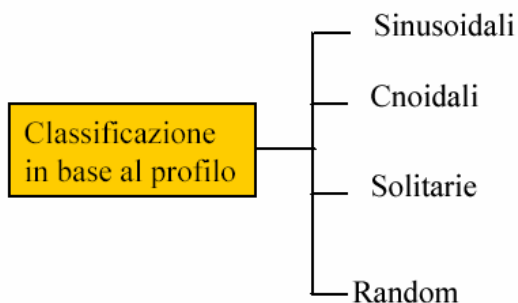
Le onde che interessano i mari e gli oceani sono di diverso tipo, esse possono essere classificate in vari modi, per esempio in base alle forze che le hanno generate

(Fig. 2.1), in base alla forma (Fig. 2.2) oppure in ordine crescente in base alla loro frequenza (Fig. 2.3).



**Figura 2.1. Classificazione schematica delle onde in base alla forza generatrice.**

Ad esempio, le onde a grande scala (es. lunghezza d'onda dell'ordine dei Km) sono caratterizzate da una bassa frequenza e quindi da un periodo lunghissimo e vengono percepite come correnti variabili nel tempo, le onde di marea hanno un periodo leggermente inferiore a quello delle precedenti, mentre le onde di gravità o giroscopiche hanno un periodo (dell'ordine di alcune ore) tale da risentire dell'effetto della forza di Coriolis. Infine, le onde gravitazionali, di cui ci si interessa in questo lavoro di tesi, presentano un periodo dell'ordine delle decine di secondi così da non poter essere influenzate dalla forza di Coriolis. Spesso si preferisce classificare le onde in base alla forma e più precisamente secondo il profilo, pertanto è possibile suddividerle in:



**Figura 2.2: Classificazione schematica delle onde in base al profilo.**

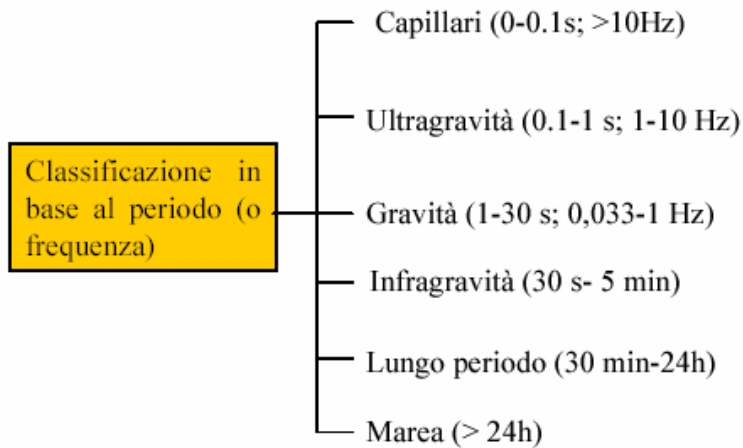


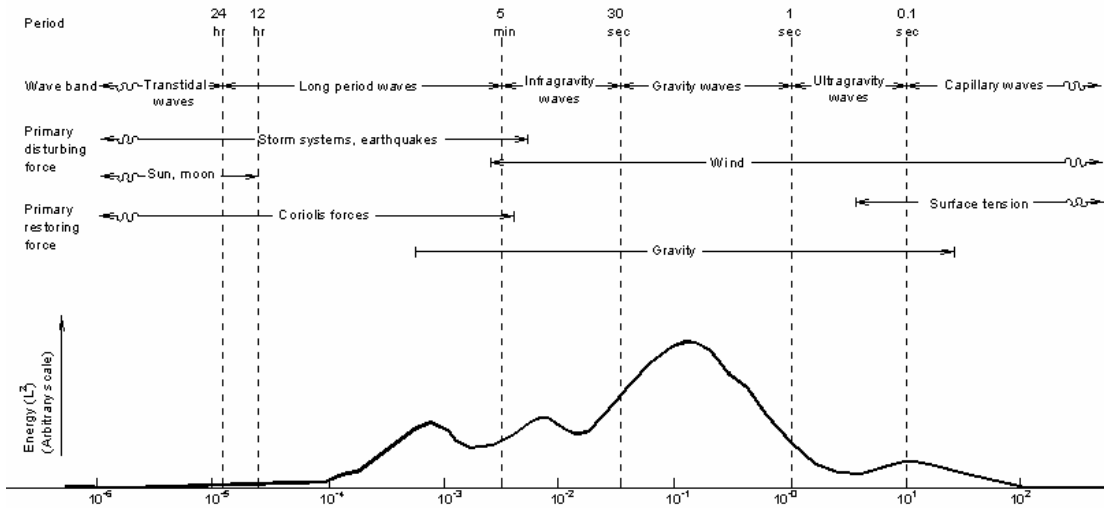
Figura 2.3: Classificazione schematica delle onde in base al periodo.

Le onde di gravità che come visto sono generate dal vento si possono classificare in due categorie:

- onde di mare morto (swell);
- onde di mare vivo (wind waves).

Le prime provengono generalmente da grandi distanza, sono onde piuttosto regolari, viaggiano in una direzione stabilita e vengono chiamate anche onde di mare morto o onde regolari di lungo periodo perché l'area in cui sono state generate si trova a grande distanza. Invece, le onde di vento, caratterizzate da un periodo più piccolo (generalmente inferiore ai 10 secondi), sono generate localmente, presentano caratteristiche random e si propagano in varie direzioni e ad esse è associata una superficie libera molto irregolare.

Questa ultima classe di onde rappresenta quella di maggior interesse per lo studio dei fenomeni di propagazione da largo verso costa finalizzato alla simulazione dei fenomeni di trasporto in aree costiere. I processi fisici che devono essere analizzati per lo studio delle onde generate dal vento sono di tre tipologie: formazione del campo di vento, generazione del moto ondoso a largo e propagazione del moto ondoso su bassi fondali. Nelle figure seguenti si riportano le principali classificazioni per le varie tipologie di onde in base al periodo e al contenuto energetico.



**Figura 2.4: Rappresentazione schematica dell'energia contenuta alle diverse frequenze dalle onde di mare (da Kinsman, 1983).**

Lo stato di mare reale è caratterizzato in realtà da un'agitazione caotica prodotta dall'azione del vento per cui è evidente che spesso non si osserveranno delle onde sinusoidali. Dai dati acquisiti sul campo è possibile rendersi conto che le altezze e i periodi delle onde reali non sono costanti così come non lo sono di conseguenza le direzioni di propagazione e le lunghezze d'onda.

La singola onda può essere caratterizzata statisticamente utilizzando il metodo dello zero up-crossing mediante cui quest'ultima è definita da due passaggi consecutivi verso l'alto attraversando lo zero relativo al livello medio mare.

Lo stato di mare può essere valutato a partire dal calcolo dei valori medi dei parametri d'onda per un certo intervallo di tempo.

A tale scopo, è necessario individuare le altezze d'onda misurate e definirne la distribuzione statistica tramite la valutazione dell'altezza d'onda media  $H_m$ , lo scarto quadratico medio  $H_{rms}$ , oppure come spesso avviene nella pratica comune tramite l'altezza d'onda significativa  $H_s$  parametro statistico di un determinato stato di mare. L'altezza d'onda significativa inoltre, è legata alle  $H_m$  e  $H_{rms}$  tramite le relazioni:

$$H_{\frac{1}{3}} = 1.41H_{rms} \quad \text{e} \quad H_{rms} = \frac{H_m}{0.886} \quad (2.1)$$



Lo stato di mare può essere definito effettuando un'analisi spettrale spazio-temporale dell' elevazione della superficie libera istantanea  $\eta(t)$  rappresentandola come sommatoria di N sinusoidi di varie frequenze:

$$\eta(t) = \sum_{j=1}^N a_j \cos(\omega_j t - \phi_j) \quad (2.2)$$

in cui  $a_j$  è l'ampiezza ,  $\omega_j$  la frequenza angolare e  $\phi_j$  la fase della j-esima componente.

I valori delle frequenze sono arbitrari e possono essere assegnati liberamente in base al tipo di analisi, mentre i valori delle ampiezze rappresentano dei pesi attribuibili alle varie componenti in frequenza. La rappresentazione del moto ondoso può essere fatta sfruttando una successione di ampiezze oppure dei loro quadrati in modo da ottenere gli spettri di potenza. Uno degli spettri più utilizzati per la caratterizzazione dello stato di mare reale è lo spettro JONSWAP a cinque parametri definito come:

$$S(\omega) = nf \frac{\alpha g^2}{\omega^5} \exp\left[-\frac{5}{4} \left(\frac{\omega_p}{\omega}\right)^4\right] \exp\left\{\ln \chi_1 \exp\left[-\frac{(\omega - \omega_p)^2}{2\chi_2^2 \omega_p^2}\right]\right\} \quad (2.3)$$

in cui  $\alpha$  è legata all'energia totale dello spettro e all'altezza significativa dello stato di mare  $\omega_p = 1/T_p$  corrispondente al valore di picco dello spettro.

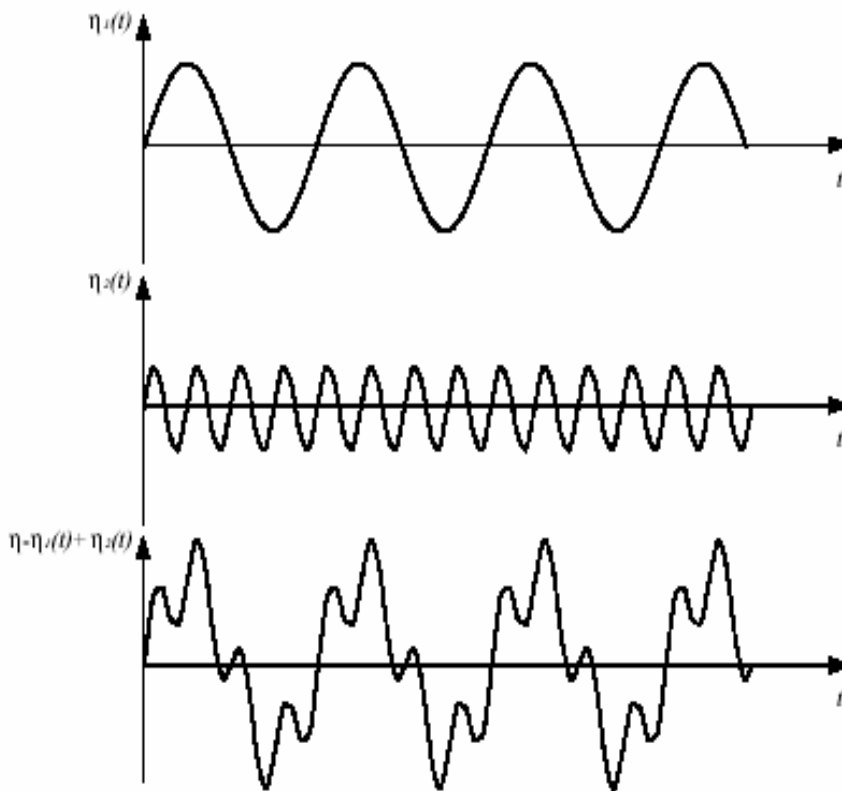
Inoltre, una volta valutata  $\sigma$ , ovvero la deviazione standard dell'elevazione della superficie libera istantanea è possibile dimostrare, sfruttando il teorema di Parseval, che la somma dei quadrati delle  $a_j$  è proporzionale al valore medio di  $\sigma^2$ :

$$\sigma^2 = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^N a_j^2 \quad (2.4)$$

il che stabilisce una corrispondenza immediata tra i valori dello spettro e l'altezza d'onda significativa dato che  $\sigma = H_{1/3}$ .

Come visto, le onde di mare sono onde di tipo random non regolari pertanto è necessario adottare una teoria valida per lo studio solo dei parametri fondamentali. In realtà, non esiste una definizione rigorosa per le onde di mare che comprenda tutte le tipologie poiché le onde random che si presentano sulla superficie del mare non hanno mai una forma sinusoidale e si allontanano da questa forma quanto maggiore è la loro rigidità.

Pertanto, la teoria delle onde a mare può essere sviluppata sfruttando il principio dei sovrapposizione degli effetti per cui onde non regolari sono approssimabili sommando una serie di funzioni sinusoidali quindi, lo spostamento della superficie libera potrà essere descritto semplicemente tramite una funzione armonica.



**Figura 2.5: Esempio di segnale di sopraelevazione del pelo libero ottenuto come sovrapposizione di due onde monocromatiche.**

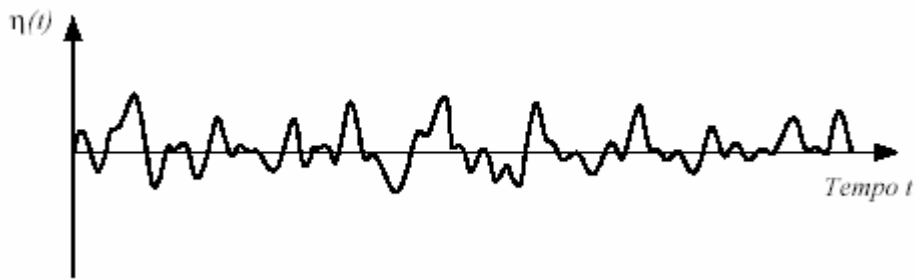


Figura 2.6: Esempio di segnale relativo alla registrazione della sopraelevazione del pelo libero in un punto.

Inoltre, analiticamente la teoria delle onde si può affrontare impostando un opportuno “*boundary value problem*” nella regione di interesse.

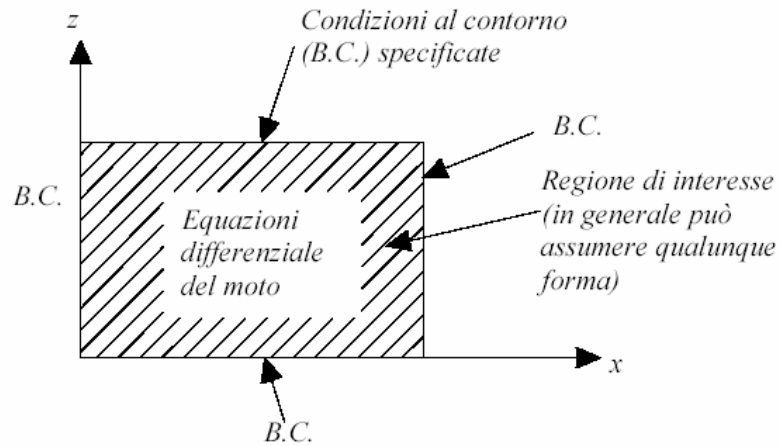
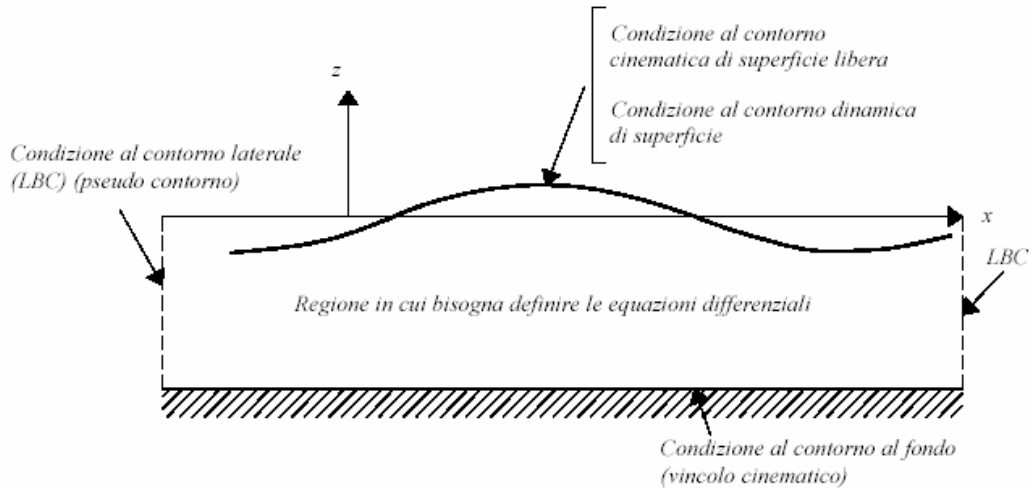


Figura 2.7: Schematizzazione di un “Boundary value problem”.

Evidentemente la propagazione del moto ondoso può essere studiata attraverso la risoluzione di equazioni differenziali valide in una determinata regione, ai margini della quale vanno specificate opportune condizioni al contorno (cfr. fig. 2.6).



**Figura 2.8:** Rappresentazione schematica del “boundary value problem” relativo alla determinazione del campo di moto generato da un’onda monocromatica.

Il campo di moto sotto onde regolari 2D può essere pertanto descritto attraverso quattro ipotesi fondamentali:

1. ipotesi di moto irrotazionale per cui esisterà una funzione potenziale  $\varphi(x,y,z,t)$  della velocità  $\bar{u}$ , ovvero:

$$\bar{u} = \nabla \varphi \quad (2.5)$$

2. ipotesi di fluido incomprimibile, per cui tramite il principio di conservazione della massa si avrà:

$$\nabla \cdot \bar{u} = 0 \quad (2.6)$$

3. ipotesi di fluido ideale ovvero caratterizzato da viscosità dinamica nulla;
4. onda bidimensionale, cioè in direzione  $y$  le onde si considerano cilindriche ossia identiche su piani paralleli di normale  $y$ .

Combinando l’espressione del potenziale con l’equazione di continuità si ottiene l’equazione di Laplace che è un’equazione differenziale parziale (ellittica lineare) per la soluzione della quale è possibile applicare il principio di sovrapposizione degli effetti. Inoltre, l’ipotesi di onda bidimensionale cilindrica o ‘long crested’ implica un campo di moto identico su ogni piano parallelo a quello considerato.

Pertanto, l'equazione di Laplace può essere particolarizzata e semplificata nel piano  $(x,z)$ , come:

$$\nabla^2 \phi = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \quad (2.7)$$

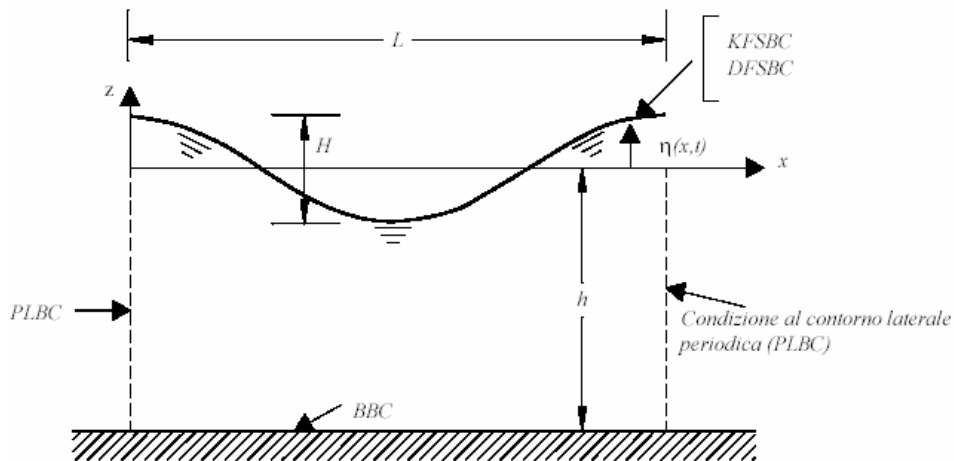


Figura 2.9: Schematizzazione delle condizioni al contorno.

Il problema della generazione del campo di moto prodotto da un'onda cilindrica che si propaga su un fondale di profondità costante  $h$  può essere affrontato come riportato nello schema di figura 2.7. Le condizioni al contorno vanno formulate considerando che i contorni, siano essi rigidi o fluidi, si deformano sotto l'azione delle forze, per cui le componenti della velocità devono soddisfare delle opportune condizioni al contorno di tipo cinematico o dinamico. Le condizioni cinematiche interessano le caratteristiche cinematiche delle particelle di fluido, mentre quelle di tipo dinamico stabiliscono la distribuzione delle pressioni su un'interfaccia o sulla superficie libera. E' opportuno precisare che l'espressione che descrive la superficie libera non è nota a priori, e che le condizioni al contorno che la caratterizzano introducono forti non linearità che impediscono di risolvere il problema in forma chiusa inducendo ad adottare necessariamente una serie di approssimazioni esemplificative.

Le onde che si propagano nell'oceano reale generano un campo di moto estremamente complesso che può essere studiato solo effettuando delle opportune

approssimazioni che consentono di applicare i principi validi per le onde regolari (teoria delle onde di piccola ampiezza).

Un'onda marina ha due caratteristiche fondamentali:

- la natura oscillatoria;
- la capacità di propagarsi senza indurre uno spostamento di massa.

Quindi, in base a quanto detto e considerando un'onda progressiva, l'andamento oscillatorio della superficie libera  $\eta$  (Fig. 2.9) può essere approssimato con la seguente relazione:

$$\eta(x,t) = \frac{H}{2} \cos\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) = \frac{H}{2} \cos(kx - \omega t) \quad (2.8)$$

in cui i parametri fondamentali sono la lunghezza d'onda  $L$  e l'altezza d'onda  $H$ .

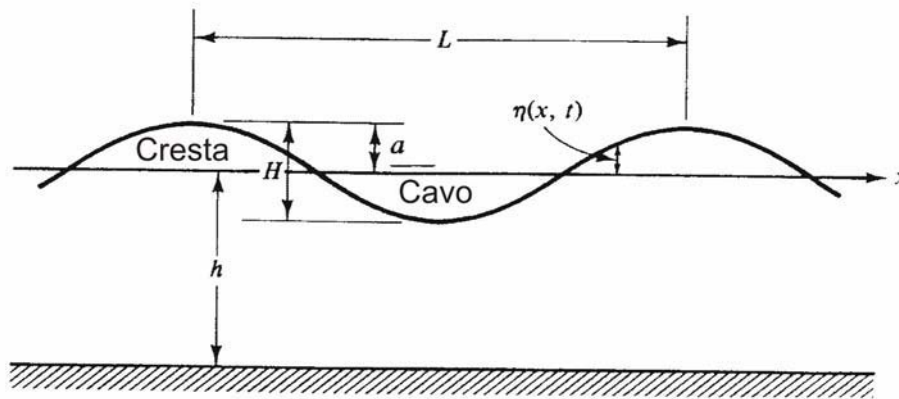


Figura 2.10: Schema delle grandezze geometriche caratteristiche di un'onda.

L'onda definita mediante l' Eq. 2.8 è nota in letteratura come onda di Stokes di prima specie o onda di Airy poiché è stata ricavata sfruttando rispettivamente la teoria di Stokes al I° ordine ed assumendo che:

- la forma d'onda è sinusoidale;

- l'ampiezza d'onda (A) è piccola rispetto alla lunghezza d'onda (L) e alla profondità (h) (ipotesi di piccola ampiezza);
- la viscosità, la tensione superficiale, la forza di Coriolis e la vorticità possono essere trascurate;
- la batimetria è regolare;
- la traiettoria delle onde non sia mutata dalla presenza di isole o terre emerse;
- il modello di propagazione tridimensionale è assimilato ad un modello bidimensionale.

Dalle precedenti equazioni ed approssimazioni è possibile ottenere la seguente equazione per il potenziale  $\varphi(x, z, t)$ :

$$\frac{1}{g} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} = \frac{\partial \varphi}{\partial z} \quad (2.9)$$

la cui soluzione è data dall'equazione:

$$\varphi(x, z, t) = \frac{ag}{\sigma} \cdot \frac{\cosh\{(h+z)k\}}{\cosh(kh)} \cdot \sin(kx - \omega t) \quad (2.10)$$

con condizioni al contorno:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = - \left[ \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right]_{z=0} \quad (\text{condizione al contorno cinematica in superficie}) \quad (2.11)$$

$$g\eta - \frac{\partial \varphi}{\partial t} = \cos t \quad (\text{condizione al contorno dinamica in superficie}) \quad (2.12)$$

$$w = - \left[ \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right] = 0 \quad (\text{condizione al cinematica al fondo}) \quad (2.13)$$

Considerando il fenomeno oscillatorio nel dominio dello spazio ci si accorge che l' Eq. 2.10 descrive una semplice oscillazione di tipo sinusoidale di periodo T e altezza H, mentre nel dominio del tempo si tratterà ancora di un'oscillazione sinusoidale con periodo spaziale L ed altezza H.

A questo punto è possibile introdurre la relazione di dispersione che consente di descrivere come in un campo di onde progressive le diverse frequenze vengono disperse in funzione della celerità delle singole componenti.

La celerità dell'onda varia in funzione della profondità e dell'interazione con il fondo; per l'approssimazione delle onde di piccola ampiezza, può essere espressa tramite la formula generale:

$$C^2 = \frac{L^2}{T^2} = \frac{g}{k} \tanh(kh) \quad (2.14)$$

in cui  $g$  è l'accelerazione di gravità,  $L$  è la lunghezza d'onda,  $T$  è il periodo e  $h$  la profondità locale e da cui, ricordando che  $\sigma = 2\pi/T$  e che  $k = 2\pi/L$  si ricava che la lunghezza d'onda  $L$  sarà:

$$L = \frac{g}{2\pi} T^2 \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \quad (2.15)$$

e quando il prodotto  $kh$  è molto grande ovvero in acque profonde, ( $\tanh(kh)=1$ ) e la lunghezza d'onda  $L$  decrescerà monotonamente con la profondità essendo:

$$L = L_0 \tanh(kh) \quad (2.16)$$

mentre la celerità sarà data di conseguenza dall'espressione:

$$C = \frac{L_0}{T} \tanh(kh) \quad (2.17)$$

In regioni di acque profonde ( $h > L/2$ ), invece la celerità sarà espressa dalla formula:

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} \quad (2.18)$$

ovvero  $C$  sarà funzione solo delle lunghezza d'onda  $L$ .

Al contrario in regioni di acque basse ( $h < L/20$ ) la variabile che influenzerà la celerità d'onda sarà la profondità  $h$  e quindi la celerità  $C$  sarà data da:



$$C = \sqrt{gh} \quad (2.19)$$

In acque intermedie ( $L/20 < h < L/2$ ) è invece valida la formula generale per la celerità, ciò significa che quest'ultima sarà funzione sia della lunghezza d'onda che della profondità.

## 2.2 IL MOTO DELLE PARTICELLE

Le particelle d'acqua si muovono al passaggio delle onde seguendo delle traiettorie che mutano da circolari ad ellittiche a secondo del tirante idrico locale e della lunghezza d'onda. In corrispondenza della cresta dell'onda il moto delle particelle sarà nella stessa direzione di propagazione del moto ondoso, mentre sotto i cavi la direzione seguita dalle particelle sarà contraria.

In base alla teoria delle onde di piccola ampiezza, introdotta in precedenza, le componenti della velocità orbitale saranno:

$$u = \frac{\pi H}{T} \cdot \frac{\cosh\{(h+z)k\}}{\sinh(kh)} \cdot \cos(kx - \omega t) \quad (2.20)$$

$$w = \frac{\pi H}{T} \cdot \frac{\sinh\{(h+z)k\}}{\sinh(kh)} \cdot \sin(kx - \omega t) \quad (2.21)$$

Le due componenti della velocità risultano sfasate di  $\pi/2$ , inoltre la componente orizzontale (u) è in fase con il profilo presentando il massimo (in valore assoluto) in corrispondenza della cresta e del cavo, cioè quando:

$$kx - \omega t = \frac{\pi}{2} + n\pi \quad (\text{con } n=0,1,\dots) \quad (2.22)$$

e nullo nei nodi, quando:

$$kx - \sigma t = n\pi \quad (\text{con } n=0,1,\dots) \quad (2.23)$$

Al contrario la componente verticale ( $w$ ) presenta un valore assoluto massimo nei nodi e nullo in corrispondenza della cresta. Pertanto, in superficie e al fondo ovvero per  $z=0$  e  $z=-h$  si avrà che:

$$u_c = u_{\max} = \frac{agk}{\sigma} \quad \text{per } z=0 \quad (2.24)$$

$$u_c = u_f = \frac{agk}{\sigma} \cdot \frac{1}{\cosh(kh)} \quad \text{per } z=-h \quad (2.25)$$

Per la componente verticale, si avrà ponendosi in corrispondenza del nodo:

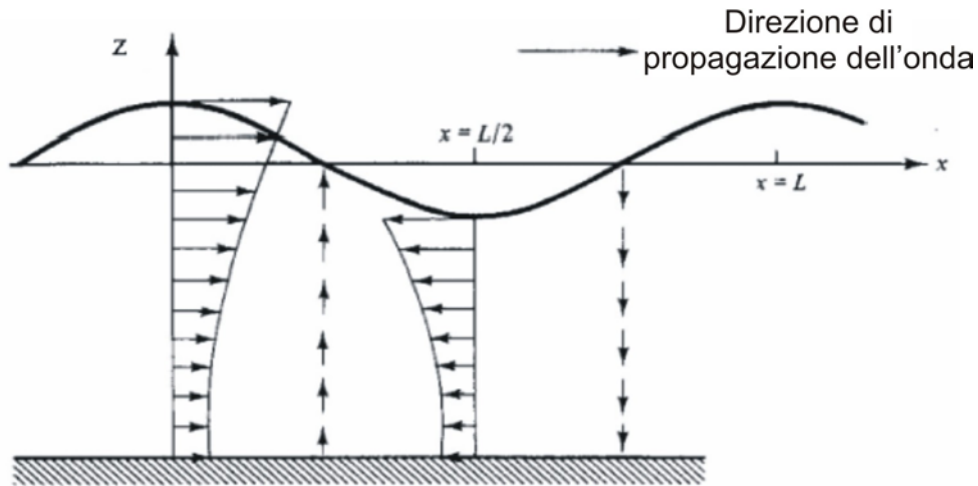
$$w_n(z) = -\frac{agk}{\sigma} \cdot \frac{\sinh\{k(h+z)\}}{\cosh(kh)} \quad (2.26)$$

e l'andamento in superficie e al fondo sarà rispettivamente:

$$w_n = w_{\max} = -\frac{agk}{\sigma} \cdot \tanh(kh) \quad \text{per } z=0 \quad (2.27)$$

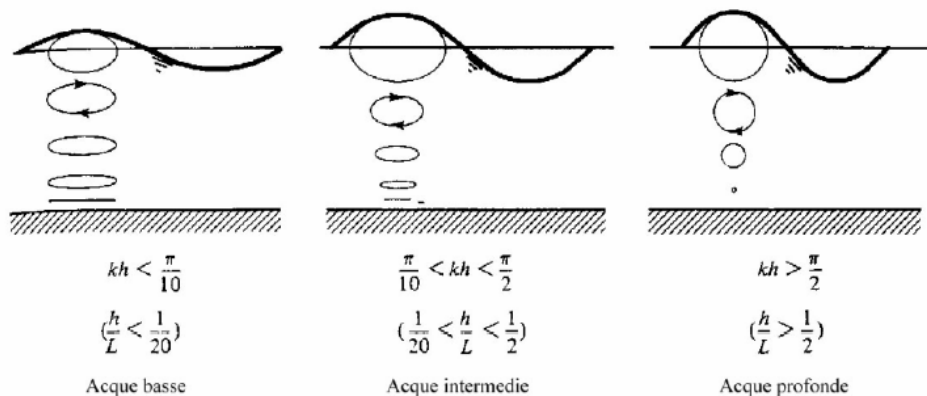
$$w_n = 0 \quad \text{per } z=-h \quad (2.28)$$

rispettando ovviamente la condizione cinematica sul fondo. Come anticipato, la forma delle orbite seguite dalle particelle è fortemente influenzata dal tirante idrico locale e dalla lunghezza d'onda.



**Figura 2.11: Componenti verticale ed orizzontale di velocità e loro andamento con la profondità.**

In acque basse, dove la profondità è minore della lunghezza d'onda, le orbite seguite dalle particelle si appiattiscono progressivamente avvicinandosi al fondale (Fig. 2.12).



**Figura 2.12. Andamento delle traiettorie rispetto al fondo nelle diverse situazioni di acque basse, intermedie e profonde.**

In acque profonde invece, il diametro orbitale della traiettoria in superficie corrisponderà proprio all'altezza d'onda e scendendo fino ad una profondità pari a metà altezza d'onda tale diametro diminuirà esponenzialmente fino a diventare trascurabile indicando uno spostamento delle particelle pressoché nullo (Fig. 2.12).

### 2.3 ENERGIA D'ONDA E SUA PROPAGAZIONE

L'energia totale posseduta da un'onda per unità di area è data da:

$$E = \frac{1}{8}(\rho g H^2) \quad (2.29)$$

in cui  $\rho$  è la densità dell'acqua,  $g$  è l'accelerazione di gravità ed  $H$  è l'altezza d'onda.

I contributi all'energia totale sono di due tipi:

- i. contributo dovuto all'energia cinetica: relativa al moto orbitale delle particelle;
- ii. contributo dovuto all'energia potenziale: posseduta dalle particelle che si spostano dalla loro posizione media.

La determinazione dell'energia e delle sue modalità di propagazione risultano particolarmente importanti per determinare una serie di parametri tra cui le caratteristiche dell'onda quando questa si propaga da largo verso riva e la potenza necessaria a generare il moto ondoso.

Durante la propagazione l'energia associata tende ad attenuarsi producendo una diminuzione dell'altezza d'onda, tale dissipazione può avvenire in quattro modi:

- i. trasformazione dell'energia d'onda in energia cinetica associata all'acqua in movimento che produce un rinforzo delle correnti superficiali generate dal vento;
- ii. attenuazione viscosa (importante solo per onde capillari ad altissima frequenza) e che coinvolge la dissipazione dell'energia sottoforma di calore attraverso l'attrito tra le molecole d'acqua;

- iii. dissipazione per resistenza con l'aria fenomeno che riguarda principalmente le onde molto ripide che hanno lasciato l'area di generazione e si muovono verso zone di calma o con vento contrario;
- iv. interazioni non lineari tra onde che producono gruppi di onde le cui frequenze si combinano in modo non lineare.

In particolare, le interazioni non lineari sono molto importanti in un range di frequenze compreso tra 0.2 e 0.3 s<sup>-1</sup>. Il trasferimento dell'energia verso onde che hanno frequenze maggiori o minori possono verificarsi durante l'interazione di gruppi di tre o quattro frequenze che interagiscono in modo non lineare. Tale interazione non produce una vera e propria perdita energetica, bensì causa una ripartizione dell'energia tra le varie frequenze. Da quanto detto, appare evidente che le onde di piccola ampiezza non trasmettono massa, essendo le traiettorie delle particelle composte da orbite chiuse, ma sono capaci di trasmettere energia. La velocità con cui l'energia viene trasmessa viene detta flusso di energia e in base alla teoria lineare fin ora illustrata, tale flusso rappresenta la velocità con cui una superficie verticale di fluido compie lavoro sulla superficie più prossima.

Pertanto, il flusso d'energia medio potrà essere espresso come:

$$\bar{F} = \left( \frac{1}{8} \rho g H^2 \right) \cdot \frac{\sigma}{k} \cdot \left[ \frac{1}{2} \left( 1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)} \right) \right] = E \cdot C \cdot n \quad (2.30)$$

dove  $C \cdot n$  rappresenta la velocità con cui l'energia viene trasmessa, pari alla velocità di gruppo  $C_g$  da cui si ottiene:

$$n = \frac{C_g}{C} = \frac{1}{2} \left( 1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)} \right) \quad (2.31)$$

La velocità di gruppo a cui si è fatto riferimento in precedenza può essere definita utilizzando una definizione intuitiva derivante dallo studio della propagazione di un gruppo di onde. Consideriamo due treni d'onda della stessa altezza che viaggiano nella stessa direzione, caratterizzati da una frequenza e da un

numero d'onda leggermente diversi, essi possono essere considerati sovrapposti, ovvero:

$$\eta = \eta_1 + \eta_2 = \frac{H}{2} \cos(k_1 x - \sigma_1 t) + \frac{H}{2} \cos(k_2 x - \sigma_2 t) \quad (2.32)$$

dove assumendo  $\Delta k$  e  $\Delta \sigma$  molto piccoli:

$$\sigma_1 = \sigma - \frac{\Delta \sigma}{2} \quad k_1 = k - \frac{\Delta k}{2} \quad (2.33a)$$

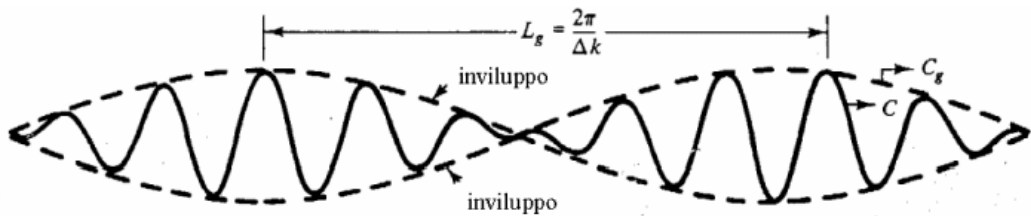
$$\sigma_2 = \sigma + \frac{\Delta \sigma}{2} \quad k_2 = k + \frac{\Delta k}{2} \quad (2.33b)$$

da cui effettuando una serie di passaggi si può ottenere un nuovo profilo dato dalla combinazione dei due precedenti:

$$\eta = H \cos \left[ \frac{1}{2} [(k_1 + k_2)x - (\sigma_1 + \sigma_2)t] \right] \cos \left[ \frac{1}{2} [(k_1 - k_2)x - (\sigma_1 - \sigma_2)t] \right] = \quad (2.34)$$

$$H \cos(kx - \sigma t) \cos \left[ \frac{1}{2} \Delta k \left( x - \frac{\Delta \sigma}{\Delta k} t \right) \right]$$

Il profilo risultante è a sua volta un'onda che si propaga con una velocità pari a  $C = \sigma / k$  modulata da un involuppo che si propaga con velocità  $\Delta \sigma / \Delta k$ .



**Figura 2.13: Profilo risultante dalla sovrapposizione di due onde progressive aventi frequenze e lunghezze d'onda poco differenti.**

Dato che l'energia posseduta da un'onda dipende solo dall'altezza  $H$  appare evidente che non ci può essere propagazione di energia attraverso i nodi dove  $H=0$ ,

perciò, l'energia deve necessariamente viaggiare ad una velocità pari alla velocità di gruppo pari a:

$$C_g = \frac{\Delta\sigma}{\Delta k} \quad (2.35)$$

In acque profonde, l'energia sarà trasmessa ad una velocità pari ad un mezzo di quella di propagazione del profilo d'onda o involuppo, mentre in acque basse il profilo e l'energia viaggiano alla stessa velocità.

La trasmissione di energia tra le onde è massima dove il gruppo delle onde raggiunge una dimensione massima, da cui deriva che l'energia associata si propaga con una velocità pari alla celerità di gruppo.

Il tasso con cui l'energia si propaga per unità di lunghezza di cresta d'onda è chiamata potenza d'onda ed è pari al prodotto tra la celerità di gruppo e l'energia d'onda per unità di area. Misurando l'energia posseduta da un'onda proveniente da lontano (distanza > 1000 km) si noterà che il picco dello spettro d'energia si muoverà progressivamente, al trascorrere del tempo, verso le alte frequenze.

## 2.4 TEORIE DI ORDINE SUPERIORE

La teoria lineare delle onde di piccola ampiezza descritta precedentemente consente di semplificare in modo estremo lo studio della propagazione del moto ondoso e quindi rappresenta un'utile prima approssimazione allo studio del moto ondoso.

In realtà, le onde più interessanti per lo studio geomorfologico dei litorali sono onde lunghe le cui caratteristiche basilari si discostano notevolmente dalle ipotesi di piccola ampiezza. Ad esempio in acque basse a causa della perdita di linearità del problema e del conseguente aumento delle componenti non lineari tale teoria non è più valida poiché indurrebbe a commettere errori che si amplificano notevolmente essendo funzione delle componenti non lineari. L'aumento di non linearità può essere misurato attraverso molteplici parametri, ad esempio la ripidità d'onda (rapporto tra altezza e lunghezza), la profondità relativa (rapporto tra altezza d'onda

e tirante idrico locale) oppure tramite un parametro adimensionale che è noto in letteratura con il nome di numero di Ursell ed è dato dal rapporto tra:

$$U_R = \frac{LH}{h^3} \quad (2.36)$$

dove L è la lunghezza d'onda, H l'altezza e h il tirante idrico locale. Alti valori del numero di Ursell indicano onde alte o comunque di ampiezza finita, ovvero onde lunghe in acque basse, e per studiare tali onde sono necessarie teorie non lineari.

Per affrontare il problema della determinazione delle caratteristiche delle onde di mare in maniera più accurata, è possibile adottare una soluzione basata sui metodi perturbativi sviluppata, per successive approssimazioni, a partire dalla soluzione lineare prima vista. In effetti, ogni ordine di approssimazione dell'approccio asintotico allo studio del moto ondoso, può essere considerato come una correzione dell'ordine precedente, il cui risultato complessivo produce accordi quasi sempre migliori tra teoria e dati sperimentali. Le teorie non lineari sono in grado di descrivere fenomeni come il trasporto di massa associato alla propagazione di un'onda.

Consideriamo ad esempio rappresentativo delle teorie di ordine superiore la teoria di Stokes di ordine secondo. Quando il numero di Ursell è minore di 79, non è possibile risolvere il problema mediante la teoria di Stokes di primo ordine, ma anche al secondo ordine della teoria di Stokes si incontra un limite di applicabilità per altezze d'onda in acque basse (pari a metà della profondità).

Agli ordini superiori, nelle soluzioni compaiono delle componenti con frequenza più alta ovvero le cosiddette superarmoniche, ed il profilo d'onda non è più descritto da una senoide, ma presenta delle creste più appuntite e dei cavi più piatti.

Al secondo ordine di approssimazione, la teoria di Stokes fornisce un'espressione per il sopralzo d'onda in cui compare un contributo non lineare:

$$\eta_2 = \frac{kH_1^2 \cosh(kh)}{\sinh^3(kh)} [2 + \cosh(2kh) \cos 2(kx - \sigma)] \quad (2.37)$$

per cui se dalla teoria lineare avevamo che:



$$\eta_1 = \frac{H_1}{2} \cos(kx - \sigma t) \quad (2.38)$$

adesso possiamo esprimere l'andamento del pelo libero come:

$$\eta = \eta_1 + \eta_2 \quad (2.39)$$

La relazione di dispersione ricavata dalla teoria lineare risulta ancora valida e la lunghezza d'onda e la celerità risultano indipendenti dall'altezza d'onda, ma la teoria di Stokes agli ordini superiori implica la presenza di orbite descritte dalle particelle d'acqua aperte e quindi un conseguente trasporto di massa nella direzione di propagazione dell'onda. Questo spostamento viene caratterizzato attraverso la stima della velocità data dallo spostamento netto della particella in un periodo diviso il periodo dell'onda.

Quindi, con la teoria di Stokes al secondo ordine possiamo trovare la seguente espressione per la velocità:

$$\bar{U}(z) = \left( \frac{\pi H}{L} \right)^2 \frac{C}{2} \frac{\cosh[4\pi(z+h)/L]}{\sinh^2(2\pi h/L)} \quad (2.40)$$

in cui i parametri citati sono stati già definiti in precedenza.

## 2.5 TRASFORMAZIONE DELLE ONDE

Un treno di onde regolari che si propaga da largo verso costa subisce una serie di trasformazioni, deducibili dalla variazione dei parametri fondamentali, dovuta sia alla variazione di pendenza del fondale, sia all'incontro di eventuali ostacoli. Questi fenomeni sono la riflessione, la rifrazione e la diffrazione di cui si tratterà in modo approfondito nei paragrafi successivi.

### 2.5.1 RIFLESSIONE

La riflessione è un fenomeno che si verifica quando un treno d'onde regolari incontra un ostacolo per cui parte dell'energia incidente sarà riflessa all'indietro, parte sarà trasmessa a tergo e parte sarà dissipata all'interno dell'ostacolo stesso. Ad esempio, una parete verticale di un falesia supposta impermeabile, produrrà una riflessione totale dell'energia d'onda incidente e non ci sarà né energia trasmessa né energia dissipata. Inoltre, l'elevazione della superficie libera dovrà soddisfare la condizione al contorno imposta dalla presenza della parete verticale per cui  $u=0$ .

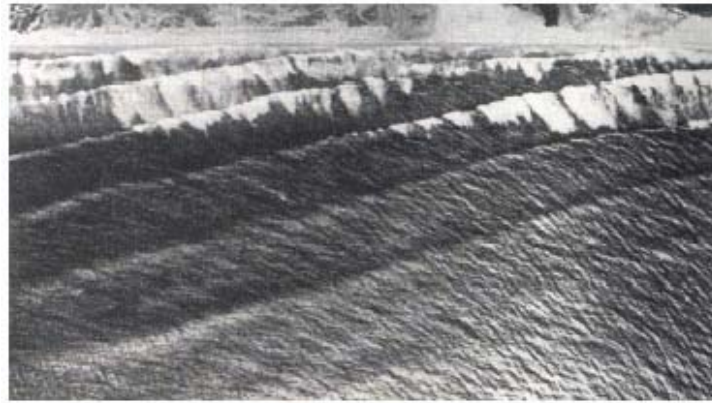
Nel caso di onde di piccola ampiezza, la condizione di riflessione sarà soddisfatta in termini del treno d'onde incidenti progressive sovrapponendovi un secondo treno d'onde riflesse retrograde di altezza pari a quella delle onde incidenti.

La riflessione può essere di tre tipologie diverse in base all'angolo di incidenza del moto ondoso e alle proprietà riflettenti e/o assorbenti dell'ostacolo:

- Riflessione totale o Clapotis totale (parete verticale impermeabile e angolo di incidenza pari a  $90^\circ$ ).
- Riflessione parziale o Clapotis parziale (parete verticale permeabile ad. es. scogliera).
- Riflessione obliqua o Clapotis gauffrè (parete verticale impermeabile e angolo di incidenza diverso da  $90^\circ$ ).

### 2.5.2 RIFRAZIONE E SHOALING

Nel caso in cui i fronti d'onda non si presentano paralleli alle batimetriche, ma formano con esse angoli diversi da  $0^\circ$ , la parte del fronte d'onda che incontra una profondità minore viaggia più lentamente di quella che si trova a profondità maggiore. Il risultato di questa diversificazione della velocità in funzione della profondità sarà che il fronte d'onda avanzando tenderà a disporsi parallelamente alle batimetriche.



**Figura 2.14: Il fenomeno della rifrazione osservato nella realtà (da Komar, 1998).**

Il fenomeno della rifrazione può essere descritto utilizzando un'analogia con la legge di Snell per la rifrazione di un fascio luminoso quando questo attraversa un'interfaccia tra due mezzi con diversi indici di rifrazione.

Definendo  $s_1$  ed  $s_2$  le distanze tra le perpendicolari ai fronti d'onda a due diverse profondità e le rispettive energie associate  $E_1$  ed  $E_2$ . Considerando che l'energia totale contenuta tra le perpendicolari si conserverà durante la propagazione dell'onda, si osserverà che i due raggi perpendicolari tenderanno a convergere, ma l'energia si concentrerà su di una distanza  $s$  minore.

Alla profondità  $h_2$  sotto costa, i due raggi perpendicolari al fronte d'onda saranno separati da una distanza  $s_2$  e se l'energia d'onda si sarà conservata avremo che:

$$H_1^2 s_1 = H_2^2 s_2 \quad (2.41)$$

Durante la propagazione è possibile misurare l'aumento della dimensione ( $H$ ) delle onde misurando semplicemente la distanza che separa i fronti d'onda.

Quindi, la rifrazione può modificare l'altezza e la ripidità di un'onda che si propaga da largo verso costa fino a determinarne il frangimento. La velocità dell'onda dipende dalla profondità e ne consegue che la celerità in acque basse sarà minore di quella in acque alte (Fig. 2.15).

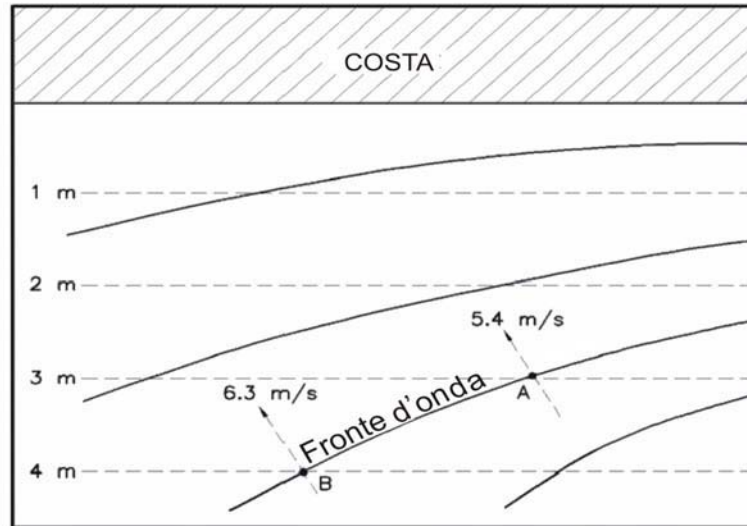


Figura 2.15: Schematizzazione del fenomeno di rifrazione su fondale con batimetrie rettilinee e parallele (da Shore Protection Manual, 1999).

Pertanto se:

$$H = H_0 \left( \frac{s_1}{s_2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.42)$$

in cui  $H_0$  è l'altezza d'onda a largo, mentre  $s_1$  ed  $s_2$  sono le distanze tra i raggi d'onda, il coefficiente di rifrazione  $K_r$  sarà dato da:

$$K_r = \frac{H}{H_0} \quad (2.43)$$

Il coefficiente di rifrazione dipende dalla profondità  $h$ , dal numero d'onda  $k$  e dall'angolo di incidenza di largo  $\alpha_0$ . In base a quanto detto, consideriamo un'onda che si propaga da largo verso costa, la sua velocità a largo sarà funzione della lunghezza d'onda ed non dipenderà dalla profondità, l'energia si propagherà con una celerità di gruppo ( $C_g$ ) pari a circa la metà della celerità d'onda ( $C$ ).

Durante la propagazione, avvicinandosi alla costa, la celerità dell'onda dipenderà sempre più fortemente dalla profondità. Il tasso con cui l'energia arriverà da largo a sotto costa sarà pari proprio al tasso con cui tale energia si trasferisce e se la celerità di gruppo in acque basse è minore della metà della celerità d'onda che si aveva in

acque profonde le onde mostreranno un corrispondente incremento in altezza e contenuto energetico.

Alla rifrazione spesso si accompagna il fenomeno di shoaling che si manifesta su fondi a debole pendenza quando un treno di onde regolari si propaga ortogonalmente alle batimetriche. Ipotizzando un moto bidimensionale a periodo costante, e supponendo che la riflessione sia trascurabile e che durante la propagazione, il tasso di trasferimento dell'energia nella stessa direzione sia costante, ovvero che il vento non fornisca energia al moto ondoso e che tale energia non venga dissipata attraverso il frangimento. Si ottiene che il flusso di energia è costante ed è possibile uguagliare la sua espressione su profondità infinita ( $h_0$ ) con quella su profondità intermedia ( $h$ ):

$$E_0 C_{g0} = E C_g \quad (2.44)$$

da cui:

$$\frac{H}{H_0} = \left( \frac{C_{g0}}{C_g} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.45)$$

e ricordando che su profondità infinita la celerità di gruppo  $c_{g0}$  è data da:

$$C_{g0} = \frac{C_0}{2} = \frac{gT_0}{4\pi} \quad (2.46)$$

mentre, su profondità intermedia  $C_g$  è pari a:

$$C_g = \frac{C}{2} \left[ 1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right] = \frac{gT}{4\pi} \tanh kh \left[ 1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right] \quad (2.47)$$

si potrà ricavare un'espressione valida per il coefficiente di Shoaling ( $K_s$ ):

$$K_s = \frac{H}{H_0} = \left( \frac{2 \cosh^2 kh}{2kh + \sinh 2kh} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.48)$$

Il coefficiente di shoaling tiene conto della variazione della celerità di gruppo con la profondità ed è quindi uguale al rapporto tra l'altezza d'onda alla generica profondità  $h$  e l'altezza d'onda a largo in assenza di deformazione delle ortogonali e dipenderà dalla profondità  $h$  e dal numero d'onda  $k$ . Il coefficiente di *shoaling*  $H/H_0$  può essere rappresentato anche in funzione del rapporto  $h/L_0$ , ossia della profondità relativa in presenza di moto ondoso con attacco frontale. Come si vede in figura 2.16 nel processo di propagazione dal largo alla riva, l'onda procede verso profondità decrescenti e la variazione dell'altezza dell'onda per effetto della variazione della profondità (effetto di shoaling) è comunque piccola.

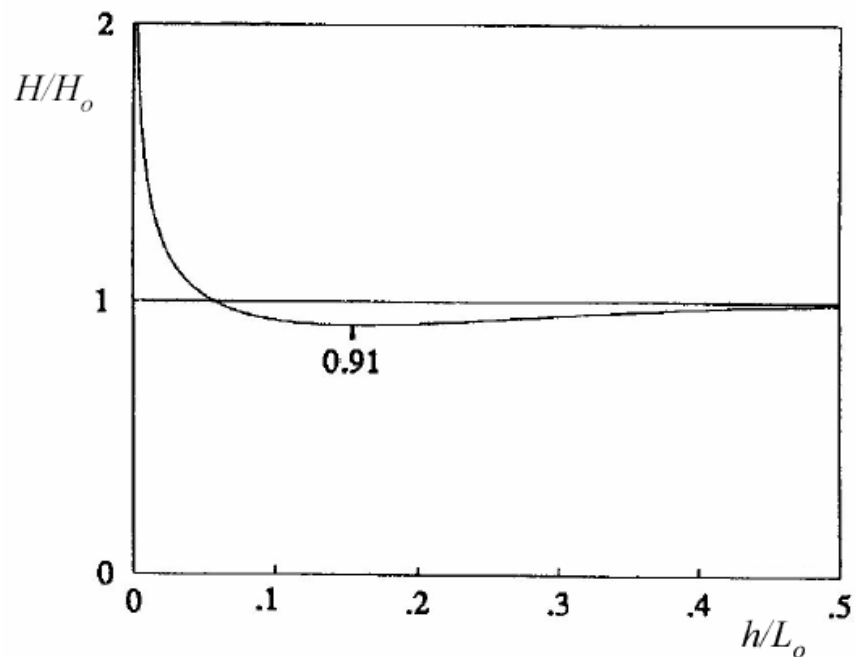


Figura 2.16: Rappresentazione dell'andamento del coefficiente di shoaling in funzione della profondità relativa in presenza di moto ondoso con attacco frontale.

L'asintoto rappresentato in figura 2.16 dall'asse delle ordinate cui tende l'altezza dell'onda al tendere a zero della profondità, è un'astrazione analitica. Infatti, l'altezza d'onda non andrà mai all'infinito perché prima che questo avvenga si avrà il fenomeno di frangimento.

Nel caso contemporaneo di shoaling e rifrazione avremo che:

$$H = H_0 K_r K_s \quad (2.49)$$

### 2.5.3 DIFFRAZIONE

La diffrazione è un fenomeno di espansione laterale del flusso di energia incidente che si verifica quando un treno di onde propagandosi interagisce con un ostacolo. In particolare, la diffrazione implica una serie di fenomeni di espansione in cui il flusso di energia connesso alla presenza dell'onda non si trasmette interamente lungo le linee ortogonali ai fronti d'onda, ma le attraversa parzialmente.

La diffrazione comunemente si verifica a tergo delle testate dei moli, delle dighe frangiflutti e alle imboccature dei porti.

Ciò implica che il flusso di espansione interessa anche la zona di ombra geometrica dell'ostacolo (cfr. Fig. 2.17).

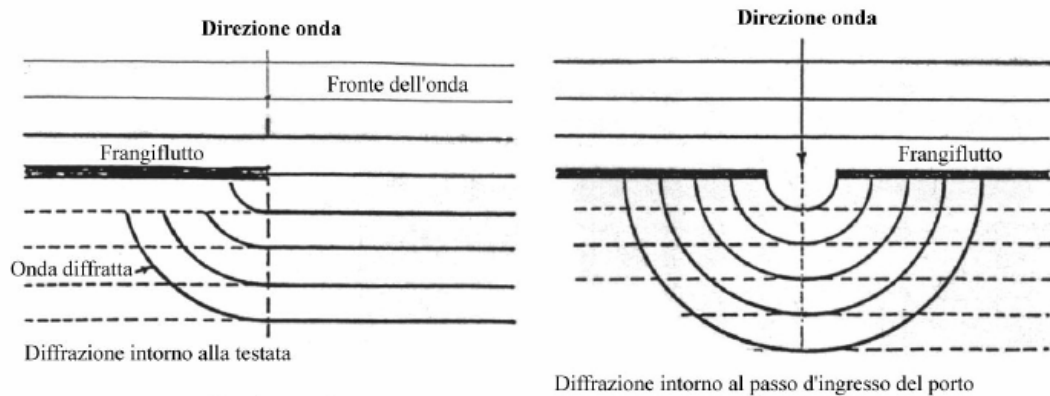


Figura 2.17: Diffrazioni delle onde per effetto dei frangiflutti.

#### 2.5.4 FRANGIMENTO

Il frangimento è un fenomeno molto complesso che si verifica quando l'onda, raggiungendo la costa, modifica i propri parametri fondamentali ( $H$  ed  $L$ ), fino a raggiungere un valore limite instabile per la ripidità. A tal punto, l'onda non è più descrivibile tramite una funzione sinusoidale ed è necessario un modello matematico nettamente più complesso rispetto a quello di cui si è parlato fino ad ora. Secondo il modello di Stokes (1880) il valore limite della ripidità viene raggiunto quando la velocità orizzontale della particella in cresta eguaglia la celerità dell'onda stessa, facendo sì che la cresta sottenda un angolo di  $120^\circ$ .

Esistono vari criteri per la determinazione della ripidità limite tra cui possiamo ricordare:

- Criterio di Mitchell (1983) sulla ripidità limite a profondità infinita :

$$\frac{H}{L} = 0.142 \cong \frac{1}{7} \quad (2.50)$$

da cui si evince che l'altezza d'onda in queste condizioni è limitata dalla lunghezza d'onda  $L$ .

- Criterio di McCowan (1981) sulla profondità limite in acque basse:

$$\frac{H}{h} = K = 0.78 \quad (2.51)$$

tale valore è stato ottenuto applicando al criterio di Stokes la teoria dell'onda solitaria.

- Criterio di Miche (1951) su profondità intermedie:

$$\frac{H}{L} = 0.142 \tanh kh \quad (2.52)$$

che pur essendo coerente con il criterio proposto da Mitchell (1983) sovrastima l'altezza d'onda su basse profondità.



- Criterio di Weggel (1972) in cui il valore del coefficiente K dipende dalla pendenza del fondo m:

$$\frac{H}{h} = K(m) = b(m) - a(m) \frac{H}{gT^2} \quad (2.53)$$

con  $a(m) = 43.8(1 - e^{-19m})$  e  $b(m) = 1.56(1 + e^{-19.5m})^{-1}$  per cui il valore di K(m) per  $m \rightarrow 0$  tenderà a 0.78.

- Criterio di Kamphuis (2000) per spiagge molto pendenti la profondità di frangimento è calcolabile in modo molto accurato mediante la seguente espressione:

$$\frac{H}{h} = 0.56e^{3.5m} \quad (2.54)$$

ovvero diretta funzione della pendenza m.

- Criterio di Battjes e Janssen (1978) prevede che il frangimento dell'onda si manifesta quando viene raggiunta un'altezza d'onda limite H data da:

$$H = \frac{0.88}{k} \tanh\left(\frac{\gamma kh}{0.88}\right) \quad (2.55)$$

dove k è il numero d'onda, h è la profondità di frangimento e  $\gamma$  è pari al rapporto tra l'altezza d'onda H e la profondità h.

Il frangimento permette all'onda di dissipare tutta l'energia acquisita dal vento, parte di questa energia, in base alla pendenza della spiaggia, tornerà indietro verso il largo per cui minore sarà la pendenza della spiaggia e minore sarà l'energia dissipata. La maggior parte dell'energia viene dissipata sotto forma di calore a scale di mixing molto piccole, una piccola parte dissipata sul fondo provocherà la movimentazione di sedimenti, mentre un'altra parte produrrà la fatturazione delle rocce. In base alla quantità di energia dissipata si potrà avere la formazione oppure l'erosione delle spiagge.

Le onde frangenti possono essere classificate in quattro tipologie principali: *Spilling*, *Plunging*, *Surging* e *Collapsing*. I frangenti di tipo *Spilling*, sono caratterizzati da una cresta schiumosa e molto turbolenta e si generano quando

durante la propagazione dell'onda la cresta si muove più velocemente di tutta l'onda, ciò si verifica spesso su spiagge a bassa pendenza. I frangenti *Spilling* dissipano l'energia lentamente e sono spesso osservabili durante le tempeste. I frangenti *Plunging* sono molto spettacolari perché dissipano l'energia molto velocemente e su una breve distanza. La forma di un *Plunging* è piuttosto arcuata, convessa verso il largo e concava verso terra e spesso, su spiagge a debole pendenza, sono associati a onde di swell prodotte da tempeste generate a grande distanza, mentre su arenili ripidi sono legate alla presenza di tempeste locali.

I frangenti *Surging*, si manifestano su spiagge molto scoscese ed essendo associati ad onde di altezza moderata, ma molto lunghe, frangono solo quando arrivano sulla riva. I frangenti di tipo *Collapsing*, si presentano su spiagge di media pendenza e con condizioni di vento moderate, sono molto simili ai *Plunging* ma la cresta dell'onda invece di arrotolarsi su se stessa collassa letteralmente in avanti.

Inoltre è possibile classificare le onde frangenti come segue in base ad un parametro di forma proposto da Galvin (1972):

$$K = \frac{H_b}{gmT^2} \quad (2.56)$$

dove  $g$  è l'accelerazione di gravità,  $m$  è la pendenza del fondale,  $H_b$  è l'altezza d'onda al frangimento e  $T$  è il periodo dell'onda. In base a tale parametro è possibile classificare i frangenti come:

- *spilling* se  $K > 0.068$ ;
- *plunging* se  $0.003 < K < 0.068$ ;
- *surging* se  $K < 0.003$ ;

Inoltre, la classificazione delle onde frangenti può essere fatta anche attraverso la stima del parametro di '*surf-similarity*' o numero di Irribarren calcolato come (Battjes, 1975):

$$\xi = \frac{m}{\left(H_b/L_0\right)^{1/2}} \quad (2.57)$$

dove  $m$  è la pendenza della spiaggia,  $H_b$  è l'altezza d'onda al frangimento,  $L_0$  è la lunghezza d'onda in acque profonde valutata con la teoria lineare

Quando il numero di Iribarren è superiore a 2 l'onda frangente sarà di tipo *Surging*, mentre un valore del numero di Iribarren è compreso tra 0.4 e 2 implica un'onda frangente di tipo *Plunging*, invece quando assume un valore minore di 0.4 l'onda frangente sarà *Spilling*. E' necessario precisare che, sebbene siano estremamente speditivi, entrambi i parametri descrittivi delle onde frangenti trascurano alcuni fattori fondamentali che influenzano in modo determinante le caratteristiche di forma (es. il vento).

Infine, la profondità di frangimento  $h_f$  può essere facilmente determinata calcolando il coefficiente di shoaling ( $K_s$ ) e il coefficiente di rifrazione ( $K_r$ ) in base alle caratteristiche d'onda a largo, ovvero in base alla formula:

$$H = H_0 \left( \frac{C_{g0}}{C_g} \right)^{1/2} \left( \frac{\cos \alpha_0}{\cos \alpha} \right)^{1/2} \quad (2.58)$$

che su bassa profondità può essere scritta come:

$$H = H_0 \left( \frac{C_{g0}}{2\sqrt{gh}} \right)^{1/2} \left( \frac{\cos \alpha_0}{1} \right)^{1/2} \quad (2.59)$$

da cui tramite la teoria di McCowan è possibile calcolare la profondità di frangimento  $h_f$ :

$$h_f = \frac{1}{g^{1/5} K^{4/5}} \left( \frac{H_0^2 C_0 \cos \alpha_0}{2} \right)^{2/5} \quad (2.60)$$

da cui si potrà calcolare:

- la distanza  $x_f$  tra la linea dei frangenti e la riva avrà se la pendenza  $m$  è costante per cui  $h_f = mx_f$ ;

- l'altezza d'onda al frangimento  $H_f$  pari a:

$$H_f = K m x_f = \left( \frac{K}{g} \right)^{\frac{1}{5}} \left( \frac{H_0^2 C_0 \cos \alpha_0}{2} \right)^{\frac{2}{5}} \quad (2.61)$$

dove in parametri citati sono stati già definiti in precedenza.

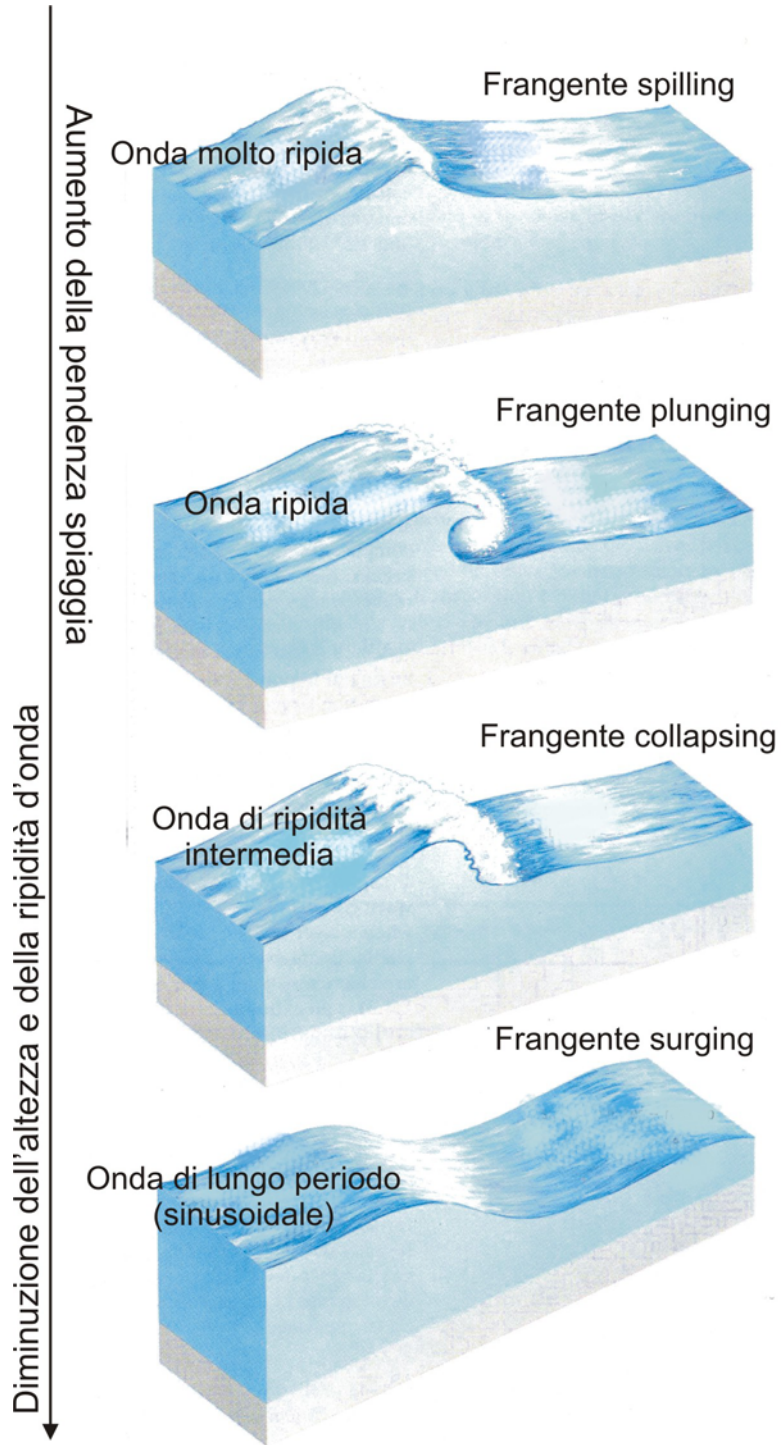


Figura 2.18:Principali tipologie di frangimento.

## 2.6 LA CIRCOLAZIONE COSTIERA E LITORANEA

Per poter affrontare lo studio della circolazione litoranea è innanzitutto necessario introdurre il concetto di *radiation stress*. Le onde sulle superfici dei fluidi, così come le onde elettromagnetiche, impattando su un corpo producono una forza diretta nella direzione di propagazione. Per le onde elettromagnetiche questa forza viene comunemente detta *radiation pressure*. Per analogia, nei fluidi si parla di *radiation stress*, volendo indicare col termine *stress* una forza non isotropa.

Il *radiation stress* è legato alla quantità di moto posseduta dall'onda, che come sappiamo è proporzionale al quadrato dell'ampiezza  $a$ . La quantità di moto posseduta da un treno d'onde è ad esempio avvertibile durante il fenomeno di riflessione contro un ostacolo. Il principio di conservazione della quantità di moto stabilisce l'esistenza di una forza esercitata sull'ostacolo, uguale al grado d'inversione della quantità di moto e tale forza è una manifestazione del *radiation stress*.

Lo sforzo o *stress* è per definizione equivalente ad un flusso di quantità di moto, pertanto il *radiation stress* può essere definito come l'eccesso di flusso di quantità di moto dovuto alla presenza dell'onda. I *radiation stress* per onde progressive che si propagano su un fondale regolare saranno (Longuet-Higgins):

$$R_{xx} = E \left( \frac{2kh}{\sinh 2kh} + \frac{1}{2} \right) \quad (2.62)$$

$$R_{yy} = E \left( \frac{kh}{\sinh 2kh} \right) \quad (2.63)$$

dove  $E$  rappresenta la densità totale di energia, ed il tensore *radiation stress* sarà:

$$\overline{\overline{R}} = E \begin{pmatrix} \frac{2kh}{\sinh 2kh} + \frac{1}{2} & 0 \\ 0 & \frac{kh}{\sinh 2kh} \end{pmatrix} \quad (2.64)$$

Invece, i *radiation stress* per un'onda stazionaria che non si propaga, ma oscilla semplicemente sul livello medio della superficie libera essendo generata dalla combinazione di due onde progressive di uguale ampiezza  $a$  e lunghezza d'onda  $L$  saranno dati da:

$$\begin{aligned} R_{xx} &= \rho g a^2 \left( \frac{2kh}{\sinh 2kh} + \frac{1}{2} \right) \\ R_{yy} &= \rho g a^2 \left( \frac{kh}{\sinh 2kh} \right) \end{aligned} \quad \text{con} \quad R_{xy} = R_{yx} = 0 \quad (2.65)$$

I *radiation stress* sono responsabili di una quantità di fenomeni, alcuni dei quali tratteremo in seguito, che generalmente sono associati a dei gradienti orizzontali, tra questi vi è il fenomeno di *wave set-up*. Questo fenomeno interviene ad esempio quando le onde di mare profondo incontrano un fondale dotato di una certa pendenza continuando la loro corsa verso la costa con un'ampiezza sempre più piccola divenendo più corte e più ripide per poi frangere. Le conseguenti variazioni di radiation stress provocano dei cambiamenti nel livello medio della superficie libera ( $\xi$ ) in base al seguente il bilancio della quantità di moto per un'onda che si propaga su un fondale dotato di pendenza:

$$\frac{dR_{xx}}{dx} + \rho g (\langle \xi \rangle + h) \frac{d\langle \xi \rangle}{dx} = 0 \quad (2.66)$$

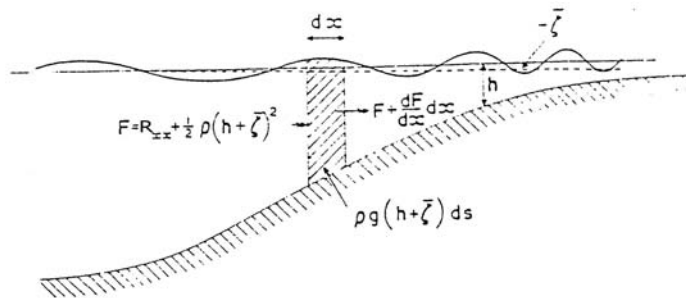


Figura 2.19: Schematizzazione del bilancio tra la quantità di moto e il gradiente di pressione.

da cui sapendo che  $\langle \xi \rangle \ll h$ , si ottiene:

$$\frac{d\langle \xi \rangle}{dx} = -\frac{1}{\rho gh} \frac{dR_{xx}}{dx} \quad (2.67)$$

Inoltre, dalla formula si evince che al diminuire di  $h$ , il livello medio della superficie si deprime sempre di più, almeno finché le onde non frangono. In tal caso, si parla perciò di *set-down*. E' bene precisare che si sta considerando solo il caso di debole pendenza per trascurare gli effetti della riflessione.

I litorali sono interessati dalla presenza di correnti che determinano l'instaurarsi di un sistema circolatorio, secondo una direzione prevalente, che può avere un carattere continuo o periodico. Le correnti marine a media scala possono essere classificate come segue (Shepard e Inman, 1950):

- correnti costiere;
- correnti litoranee;

le correnti costiere di largo si sviluppano esternamente alla zona dei frangenti ed in profondità, mentre le correnti litoranee, collegandosi alla presenza del moto ondoso, si sviluppano nell'area in prossimità della zona dei frangenti.

Le correnti costiere, indipendenti dal moto ondoso e di conseguenza dal fenomeno di frangimento, si sviluppano in direzione parallela alla costa con una velocità relativamente uniforme in confronto con le rapide fluttuazioni caratteristiche della circolazione litoranea.

A loro volta, le correnti costiere possono essere suddivise in:

- correnti locali o correnti di gradiente legate alla variazione di densità delle acque;
- correnti di deriva generate dall'azione del vento;
- correnti di marea associate ai fenomeni di attrazione lunisolare.



Il sistema di correnti litoranee è invece completamente dipendente dal moto ondoso e si sviluppa entro e immediatamente all'esterno della *surf-zone*, compresa tra la linea di riva e la linea dei frangenti.

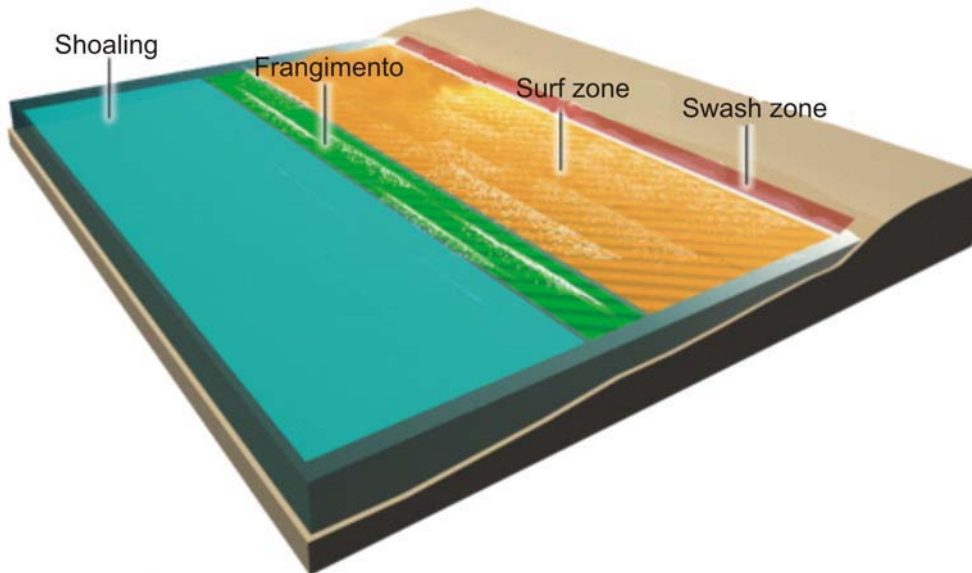


Figura 2.20: Suddivisione schematica delle regioni costiere.

In questo sistema la circolazione può essere suddivisa secondo due direzioni prevalenti:

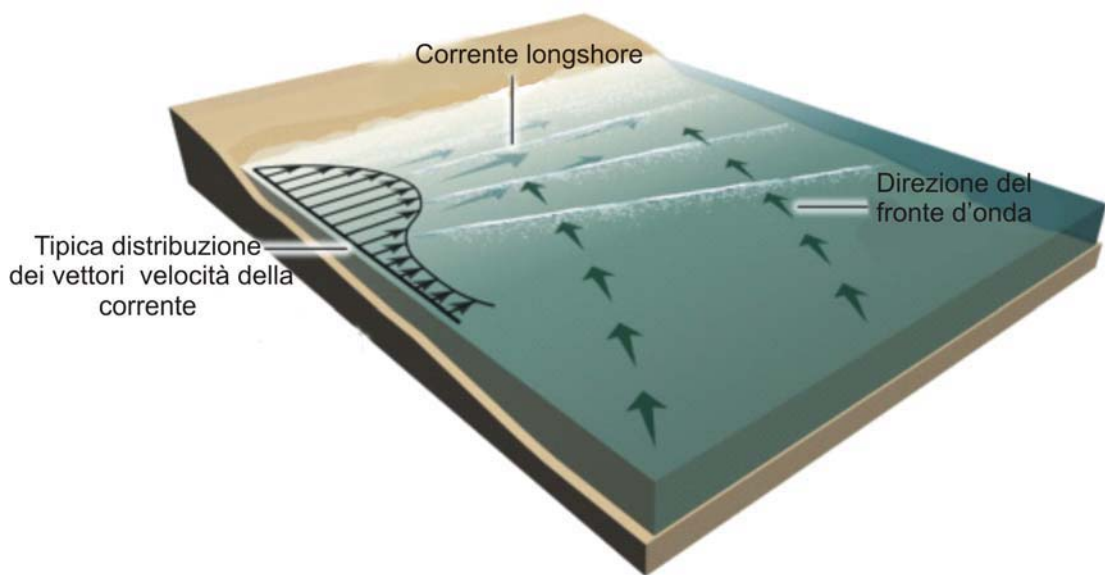
1. in direzione ortogonale alla linea di costa si possono osservare due tipologie di spostamento della massa fluida, le *rip-currents* localizzate in una fascia ristretta e le correnti uniformi di ritorno verso mare che si manifestano invece in una zona molto più ampia rispetto alle precedenti;
2. in direzione parallela alla costa le correnti *longshore* si intensificano man mano che ci si sposta verso la linea dei frangenti.

Le correnti litoranee rivestono un ruolo di fondamentale importanza per lo studio dei fenomeni di trasporto nelle aree costiere e di conseguenza anche per il modellamento dei litorali.

Inoltre, l'interazione tra la fisiografia costiera e le correnti incidenti può generare, in casi di morfologia molto articolata, una modificazione globale della

circolazione dando luogo a delle correnti di compensazione a cui sono associati talvolta dei netti cambiamenti di direzione o addirittura delle inversioni.

Le correnti litoranee sono legate alla presenza delle onde che generano una sopraelevazione del tirante idrico locale (*set-up* o *set-down*), ed in base all'angolo di incidenza di queste ultime rispetto alla costa si avrà uno spostamento della massa d'acqua in direzione parallela alla linea di riva. La classica corrente longshore ha una velocità media che varia da  $0.3$  a  $1 \text{ ms}^{-1}$  ed è generata da fronti d'onda che si approssimano alla riva con angolo di incidenza non nullo.



**Figura 2.21: Rappresentazione della generazione e del campo di velocità di una corrente longshore.**

La velocità di questa corrente dipende dai seguenti fattori:

- velocità orbitale massima dell'onda nella zona dei frangenti;
- angolo formato tra la linea di costa e il fronte d'onda;

La corrente *longshore* si manifesta in modo molto evidente su coste rettilinee ed è il fattore predominante per trasporto del sedimento, soprattutto per i fenomeni erosivi a lungo termine, ed in particolare su spiagge non molto acclivi. Come anticipato, i *radiation stress* rivestono un ruolo molto importante nella generazione delle correnti litoranee, in base alla teoria sviluppata da Longuet-Higgins la

corrente longshore è dovuta alla presenza di un bilancio tra il gradiente longshore del radiation stress e l'attrito generato al fondo dalla corrente stessa, per cui si ha:

$$\frac{\partial R_{xy}}{\partial x} = -\tau_b \quad (2.68)$$

da cui, attraverso alcuni passaggi matematici, è possibile ricavare un'espressione valida per la stima della velocità della corrente, ovvero:

$$V = \frac{5\pi}{8} \frac{\tan \beta}{c_f} u_m \sin \alpha_b \quad (2.69)$$

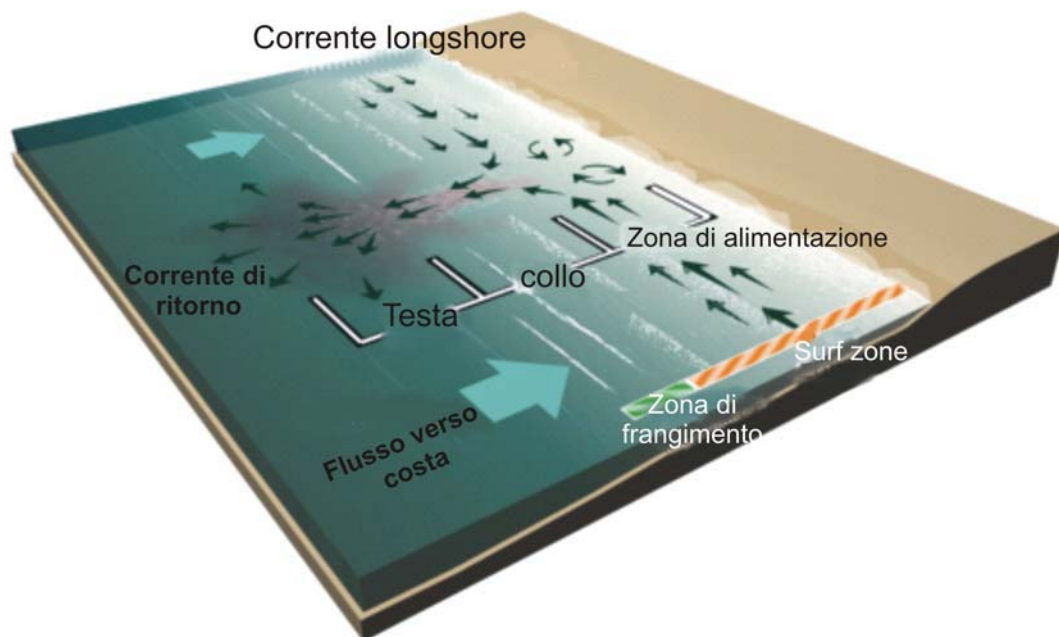
dove  $c_f$  rappresenta il *friction factor*,  $u_m$  è la massima velocità orbitale,  $\alpha_b$  è l'angolo d'inclinazione della linea dei frangenti. La velocità di una corrente longshore aumenta in corrispondenza della linea di riva fino alla linea di frangimento per poi bruscamente annullarsi appena al di fuori di essa. Tale andamento è puramente teorico, infatti successivamente Longuet-Higgins per far fronte a tale limitazione introdusse un ulteriore parametro ovvero il cosiddetto *mixing* laterale dovuto all'*eddy viscosity*. La teoria presenta certamente due limiti evidenti, il primo è che le onde che la generano la corrente sono onde monocromatiche e il secondo è che la spiaggia deve essere a pendenza costante. Infine, è necessario precisare qualcosa sul concetto di *mixing* laterale che anche se utile risulta estremamente astratto poiché nella surf-zone in realtà si osservano delle onde random che si rompono in una fascia di frangenza e non esattamente lungo una linea. Un altro modello proposto per il calcolo della velocità della corrente longshore è il modello di Thornton e Guza (1986,1989) che consente di calcolare la velocità della corrente longshore assumendo delle onde random caratterizzate da altezze d'onda con distribuzione di Rayleigh.

Le *rip-current* invece, raggiungono velocità dell'ordine di grandezza di  $2\text{ms}^{-1}$  e sono dirette da costa verso il largo a partire dalla surf zone. Le correnti a getto sono legate alla presenza di una circolazione a cella, associata alle correnti *longshore* e che si viene a creare nelle surf-zone. Una *rip-current* è costituita da strutture chiamate in gergo collo ('*neck*') e testa ('*head*'), nel collo il fluido raggiunge le maggiori velocità per poi decelerare a livello della testa (Fig. 2.22).

Short (1985) classifica le *rip-current* in tre tipologie principali:

1. rip erosive associate o ad aumenti dell'altezza d'onda oppure a variazioni della direzione di propagazione;
2. rip di accrescimento associate alla diminuzione dell'altezza d'onda;
3. rip controllate dalla topografia che si possono incontrare principalmente nei pressi di strutture coralligene.

Le *rip-current* sono praticamente delle correnti di ritorno che si generano nel punto d'incontro tra due correnti longshore di verso opposto, queste ultime sono dovute principalmente alla variazione delle altezze d'onda all'interno di un fronte d'onda e alla conseguente generazione di un innalzamento della superficie libera ovvero del cosiddetto *wave set-up*.



**Figura 2.22: Rappresentazione schematica dello sviluppo di una corrente di ritorno (rip-current), con riferimento alle strutture che ne caratterizzano la forma.**

Quest'ultimo fenomeno presentandosi diversamente in alcune zone della costa determina una variazione del gradiente di pressione orizzontale e quindi l'acqua si sposterà secondo il gradiente di pressione locale generando le correnti *longshore* e di conseguenza le *rip-current*. In particolare, facendo ancora riferimento ai

*radiation stress* è possibile affermare che la circolazione a celle delle *rip current* è governata da gradienti longshore di pressione e dei *radiation stress*. Infatti in base alla teoria di Longuetta-Higgins si osserva che la componente longshore del flusso di momento sarà:

$$R_{yy} = \frac{E}{2} = \frac{1}{16} \rho g H^2 \quad (2.70)$$

ovvero, le forze che derivano dai gradienti del *setup* e dei *radiation stress* si combinano per generare o governare una corrente diretta lontano dei grandi frangenti.



**Figura 2.23: Osservazione di rip-current così come si manifestano nella realtà.**

L'aumento delle altezze d'onda, di cui si è parlato prima, determina la generazione del *wave set-up*. In realtà, man mano che il fronte d'onda si avvicina alla costa, a causa di una batimetria irregolare, ci potrà essere un'interazione con il fondale che può modificare l'altezza d'onda in zone diverse del fronte stesso determinando le correnti, ma la stesse a loro volta tenderanno ad incrementare le altezze d'onda nei punti di ritorno e provocando l'autoalimentazione della circolazione.

Il trasporto associato alla corrente *longshore* dipende da una grandezza che si chiama potenza d'onda (P) e che dipende dall'altezza delle onde al punto di frangimento H, dall'angolo formato dal fronte d'onda e dalla costa ( $\alpha$ ) e infine dalla celerità di gruppo  $c_g$ , cioè:

$$P = C_g \left( \frac{1}{8} \rho g H^2 \right) \sin \alpha \cos \alpha \quad (2.71)$$

In realtà, nella formula appena mostrata il termine tra parentesi rappresenta l'energia associata all'onda e  $C_g$  rappresenta la velocità con cui tale energia si propaga.

Inoltre, la potenza d'onda per un'onda che frange direttamente sulla spiaggia può essere espressa semplicemente come:

$$P = C_g \left( \frac{1}{8} \rho g H^2 \right) \quad (2.72)$$

L'ultimo tipo di corrente, detta "*undertow*" ovvero corrente di ritorno al fondo (Bagnold, 1940), caratterizza la circolazione litoranea ed è associata ad un bilancio tra il gradiente nella componente trasversale deli *radiation stress* diretto verso costa, il gradiente di pressione e l' attrito al fondo generato dalla corrente, ovvero (Svensen, 1984b):

$$\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} = -\rho g h \frac{\partial \xi}{Lx} - \tau_b \quad (2.73)$$

l'equazione di cui sopra è un'equazione di bilancio del momento mediata sul tempo e sulla profondità. E' necessario sottolineare che i tre termini non sono ugualmente distribuiti nella colonna d'acqua, ad esempio il maggior contributo dei radiation stress viene dalla regione compresa tra il cavo e la cresta d'onda (Svensen, 1984), mentre il gradiente di pressione dovuto al *setup* è distribuito uniformemente sulla profondità. La velocità tipica di una corrente *undertow* è di circa 0.2-0.3 m/s e di regola ci si aspetta che la corrente di ritorno al fondo sia maggiore su spiagge molo

pendenti, infatti, esiste un controllo topografico del gradiente di pressione dovuto al setup. La corrente di ritorno al fondo è prodotta in parte dalla segregazione verticale della circolazione nella colonna d'acqua che è diretta verso terra nella regione superficiale e verso largo nella zona del fondo.

Inoltre, la corrente *undertow* è alimentata dal trasporto di massa diretto verso riva associato al moto ondoso e che si verifica principalmente nella parte superficiale della colonna d'acqua. Secondo Svensen(1984b) il trasporto di massa diretto verso riva e compreso tra la cresta e il cavo di un'onda deriva da due contributi, il primo dovuto alla presenza di asimmetrie nel campo di moto ed il secondo invece legato alla presenza dei frangenti.

## 2.7 INTERAZIONE TRA MOTO ONDOSI E CORRENTI

Il fenomeno di interazione tra moto ondoso e correnti è spesso presente sui litorali e si manifesta non solo attraverso la modificazione dei parametri caratteristici delle onde, ma anche influenzando notevolmente i fenomeni di propagazione che intervengono da largo a sotto costa. La presenza di intense correnti di varia natura può addirittura instaurare fenomeni rifrattivi delle onde modificandone ad esempio la ripidità attraverso due fenomeni:

1. variazione della lunghezza d'onda;
2. innalzamento o abbassamento della cresta dell'onda.

Ovviamente, la conoscenza e lo studio dei fenomeni di interazione tra correnti e moto ondoso diventa fondamentale nei tratti di costa in cui sono presenti foci fluviali, scarichi tellurici e grandi escursioni di marea e dove è necessario prevedere accuratamente i fenomeni di trasporto associati. I casi più studiati in letteratura si riferiscono ad onde che si propagano in una corrente in direzione ortogonale ai fronti d'onda con verso concorde e discorde e in presenza di frangimento dell'onda. E' stata ampiamente studiata anche l'interazione tra le onde e la corrente di marea, soprattutto in zone dove tale escursione è notevole, ed è evidente in fase di bassa marea si osserverà un incremento della ripidità dell'onda e il contrario avverrà per la fase di alta marea.

## *Capitolo III*

*Il trasporto di sedimenti in aree costiere*



## PREMESSA

Nei capitoli precedenti sono stati introdotti i principali aspetti morfologici ed i fenomeni idrodinamici che caratterizzano la zona costiera, in questo capitolo saranno invece descritti gli effetti del campo di moto sulla movimentazione dei sedimenti. Pertanto, si illustrerà il contributo al trasporto dovuto alle onde e alle correnti litoranee al fine di evidenziare le principali parametrizzazioni utilizzate in letteratura per modellare numericamente la movimentazione dei sedimenti non-coesivi.

### 3.1 INFLUENZA DEL CAMPO DI MOTO SULLA DINAMICA DEL TRASPORTO

Il regime idrodinamico del fluido rappresenta il fattore di maggiore rilevanza per lo sviluppo delle modalità di trasporto delle particelle di sedimento. Ogni volta che l'acqua si muove ad una velocità sufficientemente elevata le particelle che si trovano in stato di quiete vengono prelevate e trasportate per poi essere nuovamente depositate al decrescere della velocità.

Le azioni idrodinamiche sul sedimento hanno luogo principalmente tramite l'attrito che si genera al fondo che viene espresso misurando la tensione tangenziale al fondo ( $\tau_b$ ). Lo sforzo tangenziale al fondo può essere espresso tramite la stima della velocità d'attrito  $U^*$  data da:

$$U^* = \sqrt{\frac{\tau_b}{\rho}} \quad (3.1)$$

dove  $\rho$  è la densità dell'acqua. In realtà, la velocità d'attrito non corrisponde alla reale velocità del fluido, ma ad una grandezza fisica che tiene conto degli effetti degli attriti ai bordi.

Dovendo studiare il trasporto dei sedimenti è opportuno utilizzare una tensione tangenziale al fondo adimensionale che tenga conto anche della tipologia dei sedimenti che costituiscono il fondale stesso.

La tensione tangenziale al fondo dipende sia dalle caratteristiche di moto del fluido, sia dalla scabrezza del fondale (Liu, 1999). Gli effetti della scabrezza possono essere valutati tramite una relazione che lega il parametro di Nikuradse ( $k_s$ ), ricavabile a partire dalla dimensione dei granuli, ed il profilo di velocità diretta funzione della scabrezza del fondale, ovvero:

$$z_o = \frac{k_s}{30} \quad (3.2)$$

I valori del parametro  $k_s$  determinati sulla base di esperimenti su modelli fisici sono:

$k_s=0.001-0.01$ m		(fondali duri)
$k_s=(1-10)*d_{50}$	( $d_{50}=0.2$ mm)	(fondali sabbiosi e piatti)
$k_s=(0.5-1)*$ altezza delle <i>ripples</i>		(fondali con fondo formato)

**Tabella 3.1: Valori del parametro di Nikuradse  $k_s$  in funzione della tipologia di fondale.**

Quindi, la tensione tangenziale al fondo, responsabile del movimento dei grani di sabbia, è strettamente legata a fenomeni fisici forzanti come le correnti, le onde ed, eventualmente, il moto combinato di onde e correnti.

Infine, è necessario sottolineare che la tensione tangenziale totale è il risultato di più contributi generati dalla resistenza superficiale dovuta alla presenza dei sedimenti, dalla resistenza di forma dovuta al campo di pressione prodotto dalla separazione del moto sulle forme di fondo e dalla resistenza dovuta al trasferimento della quantità di moto sui grani.

### 3.2 LE CORRENTI

Le correnti rappresentano la forzante principale per il trasporto di sedimenti in aree costiere. Le correnti possono essere causate dalle maree, dal vento, da gradienti di pressione dovuti a fenomeni atmosferici e dal moto ondoso.

Volendo analizzare l'effetto prodotto da una corrente sul trasporto di sedimenti bisogna tener presente che una corrente che scorre su di un fondale produce uno strato limite turbolento.

In generale, il regime del flusso può essere classificato verticalmente partendo dal fondo dove si incontra uno strato viscoso molto sottile in cui il regime è piuttosto laminare, mentre immediatamente al di sopra di esso il flusso è in regime turbolento. Avvicinandosi alla superficie, invece ci si imbatte in due strati turbolenti uno interno dove la turbolenza ha un andamento logaritmico ed uno esterno in cui sia lo stress di taglio turbolento che la velocità sono costanti a causa della presenza di un elevato grado di mixing (Fig. 3.1).

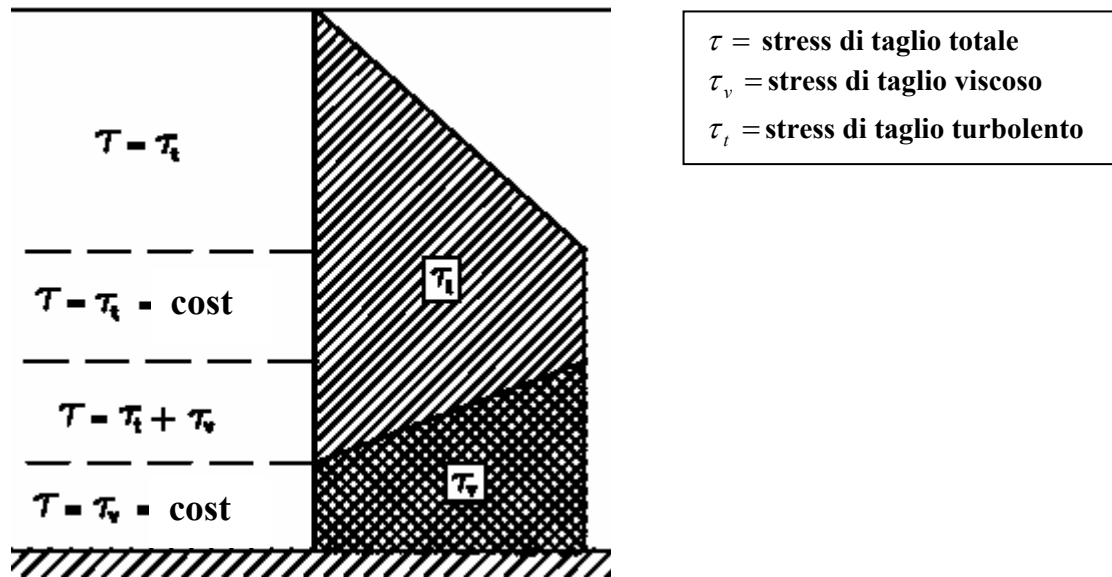


Figura 3.1: Classificazione degli strati all'interno del flusso.

Lo strato limite turbolento in acque basse può interessare tutta la colonna d'acqua e all'interno di esso la velocità del fluido avrà un profilo logaritmico, con valori compresi tra zero al fondo e un massimo verso la superficie (Fig. 3.2).

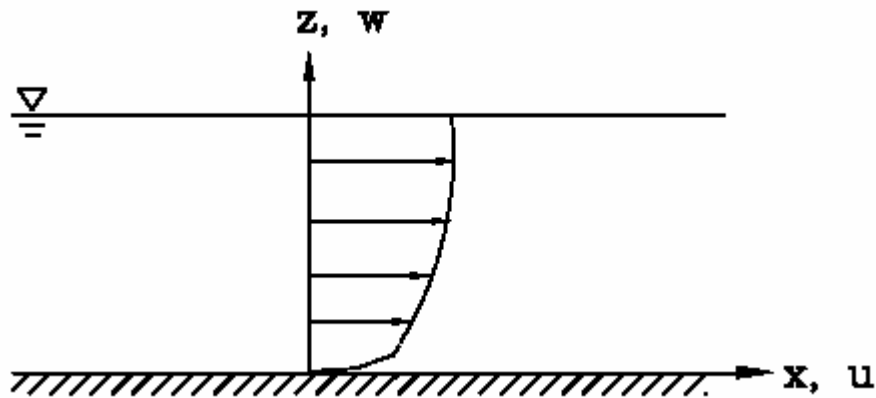


Figura 3.2: Profilo di velocità.

E' possibile descrivere l'andamento della velocità verticale del fluido tramite la seguente equazione:

$$U(z) = \frac{U^*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (3.3)$$

in cui  $U^*$  indica la velocità d'attrito,  $z_0$  la scabrezza e  $k$  la costante di *von Karman* pari a 0.4.

L'espressione di cui sopra per il profilo di velocità è valida, in acque basse, fino a circa 2-3 metri di profondità e a largo fino a circa 20-30 metri di profondità. Il valore di  $z_0$ , ovvero la quota di riferimento alla quale la velocità può considerarsi nulla dipende dalla viscosità dell'acqua, dalla velocità della corrente e dalla rugosità del fondale (Eq. 3.3). In base agli esperimenti condotti da Nikuradse (1983) e successivamente da Christoffersen e Jonsson (1985) è possibile calcolare la quota di riferimento  $z_0$  attraverso la seguente espressione:

$$z_0 = \frac{k_s}{30} \left[ 1 - \exp\left(\frac{-U^* k_s}{27\nu}\right) \right] + \left(\frac{\nu}{9U^*}\right) \quad (3.4)$$

dove  $\nu$  è la viscosità cinematica dell'acqua e tutte le altre grandezze sono state già definite.

Il valore di  $z_0$  varierà in funzione del regime di flusso, ovvero:

$$z_0 = \begin{cases} 0.11 \frac{v}{u_*} \\ 0.033k_s \\ 0.11 \frac{v}{u_*} + 0.033k_s \end{cases} \quad \text{rispettivamente per} \quad \begin{cases} \frac{u_*k_s}{v} \leq 5 \\ \frac{u_*k_s}{v} \geq 70 \\ 5 < \frac{u_*k_s}{v} < 70 \end{cases} \quad (3.5)$$

Inoltre, la tensione tangenziale al fondo è correlata alla velocità media  $\bar{U}$  attraverso la seguente relazione:

$$\tau_o = \rho C_D \bar{U}^2 \quad (3.6)$$

Il coefficiente  $C_D$ , determinato in funzione della scabrezza  $z_0$  e della profondità  $h$ , può essere calcolato attraverso la seguente formula ipotizzando un profilo logaritmico sull'intera colonna di fluido:

$$C_D = \left[ \frac{0.4}{1 + \ln(z_o / h)} \right] \quad (3.7)$$

### 3.3 IL MOTO ONDOSO

Anche le onde rivestono un ruolo fondamentale nei fenomeni di movimentazione dei sedimenti non coesivi; per stimare il contributo del moto ondoso al trasporto è molto importante conoscere il modulo della velocità orizzontale di una particella d'acqua che si trova vicino al fondo, dal momento che il moto indotto dalle onde in alcune condizioni è capace non solo di spostare i sedimenti, ma anche di generare forme di fondo.

Dalla teoria d'onda lineare di Airy è noto che, per un fluido ideale non viscoso, l'ampiezza di un'oscillazione al fondo è data da:

$$A = \frac{H}{2} \frac{1}{\sinh\left(\frac{2\pi h}{L}\right)} \quad \text{con} \quad u_b = U_m \sin(\omega t) \quad (3.8)$$

in cui  $U_m$  è la massima velocità orizzontale, ovvero:

$$U_m = \frac{\pi H}{T} \frac{1}{\sinh\left(\frac{2\pi h}{L}\right)} \quad (3.9)$$

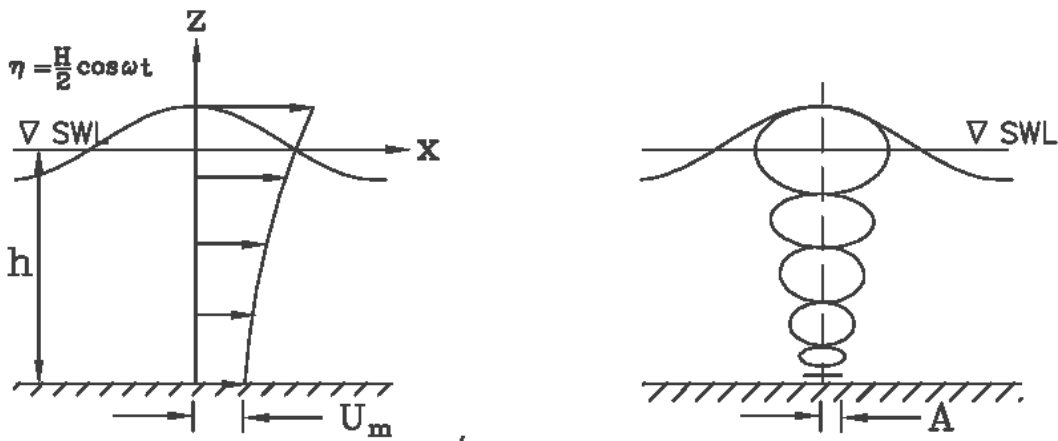


Figura 3.3: Profilo di velocità orizzontale e traiettoria seguita da una particella in base alla teoria lineare.

Nel caso di un flusso laminare, lo stress di taglio al fondo può essere espresso tramite la legge di Newton:

$$\tau = \rho \nu \frac{\partial u}{\partial z} \quad (3.10)$$

da cui è possibile ricavare l'equazione del moto che sarà:

$$\frac{\partial(u - u_0)}{\partial t} = \nu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (3.11)$$

con le seguenti condizioni al contorno:

$$u|_{z=0} = 0 \quad \text{ed} \quad u|_{z=\infty} = U_m \sin \omega t \quad (3.12)$$

Risolviendo l'equazione del moto è possibile ricavare il profilo di velocità, ovvero:

$$u = U_m \sin(\omega t) - U_m \exp\left(-\frac{z}{\sqrt{2\nu/\omega}}\right) \sin\left(\omega t - \frac{z}{\sqrt{2\nu/\omega}}\right) \quad (3.13)$$

da cui interpolando si ottiene il profilo mostrato in figura 3.4.

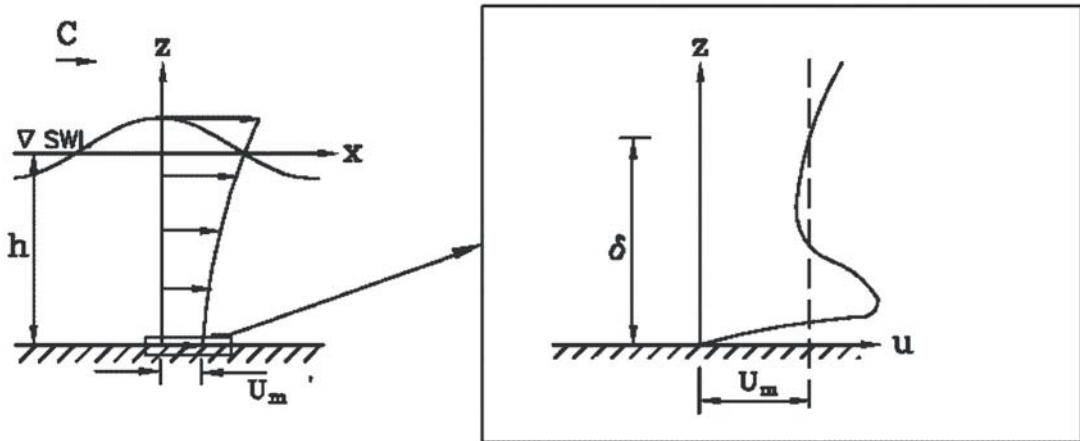


Figura 3.4: Profilo di velocità locale oscillante nel wave boundary layer stimato su un fondale piatto.

Alla corrente è associato un coefficiente di attrito  $f_w$ , definito in funzione della velocità ( $U_m$ ) e dello stress di taglio al fondo ( $\tau_b$ ), come:

$$\tau_b = \frac{1}{2} \rho f_w U_m^2 \quad (3.14)$$

Secondo Jonsson (1966), lo stress di taglio al fondo varia in funzione del tempo e il fattore di attrito dovuto alle onde può essere calcolato mediante la seguente formula, molto simile a quella valida in presenza di una corrente:

$$\tau_{b,max} = \frac{1}{2} \rho f_w U_m^2 \quad (3.15)$$

in cui  $U_m$  rappresenta la massima velocità orizzontale di una particella d'acqua che si trova al fondo ed  $f_w$  è il coefficiente di attrito al fondo. Inoltre, la velocità d'attrito associata all'onda sarà:

$$u_{*,w} = \sqrt{\frac{\tau_{b,max}}{\rho}} = \sqrt{\frac{f_w}{2} U_m^2} \quad (3.16)$$

L'ampiezza del wave boundary layer varia al passaggio dell'onda ed è massimo in corrispondenza della cresta.

Nel caso di *boundary layer* laminare (ovvero  $A\omega/\nu < 3 \cdot 10^5$ ) e fondo piatto il coefficiente d'attrito dovuto all'onda sarà:

$$f_w = 2 \left( \frac{\nu}{A^2 \omega} \right)^{0.5} \quad (3.17)$$

mentre, nel caso di *boundary layer* turbolento (ovvero  $10^6 \leq A\omega/\nu < 10^8$ ) e fondo piatto il coefficiente  $f_w$  sarà:

$$f_w = 0.024 \left( \frac{\nu}{A^2 \omega} \right)^{-0.123} \quad (3.18)$$

Infine, quando si è in presenza di un *boundary layer* turbolento con fondale ruvido è possibile applicare una formula empirica (Jonsson, 1966 & Swart, 1974):

$$f_w = \exp \left( 5.213 \left( \frac{k_s}{A} \right)^{0.194} - 5.977 \right) \quad (3.19)$$



tale formula però ha mostrato una scarsa affidabilità per piccoli valori del rapporto  $k_s/A$  per cui Nielsen (1992) ha proposto una formulazione valida per qualsiasi valore di  $k_s/A$ :

$$f_w = \exp\left(5.5\left(\frac{k_s}{A}\right)^{0.2} - 6.3\right) \quad (3.20)$$

tramite cui è possibile ricalibrare il valore del coefficiente d'attrito dovuto all'onda ed in presenza di boundary layer turbolento.

Infine, Solusby (1994) ha proposto la seguente formula per il calcolo del coefficiente d'attrito  $f_w$ , per un'onda sinusoidale caratterizzata da una velocità orbitale pari a  $\sqrt{2}U_{rms}$  e periodo  $T_p$ :

$$f_w = 1.39\left(\frac{A}{k_s}\right)^{-0.52} \quad (3.21)$$

valida per ogni valore di  $A/k_s$ .

### 3.4 INTERAZIONI TRA ONDE E CORRENTI

Come anticipato precedentemente, le onde sono responsabili della movimentazione dei sedimenti, mentre le correnti sono effettivamente in grado di trasportarli anche a grande distanza. Nel caso in cui coesistano onde e correnti, in prossimità della superficie la velocità della corrente è generalmente molto più elevata della velocità associata all'onda, ma nelle vicinanze del fondo è il campo di velocità indotto dall'onda a prevalere (Fig. 3.5).

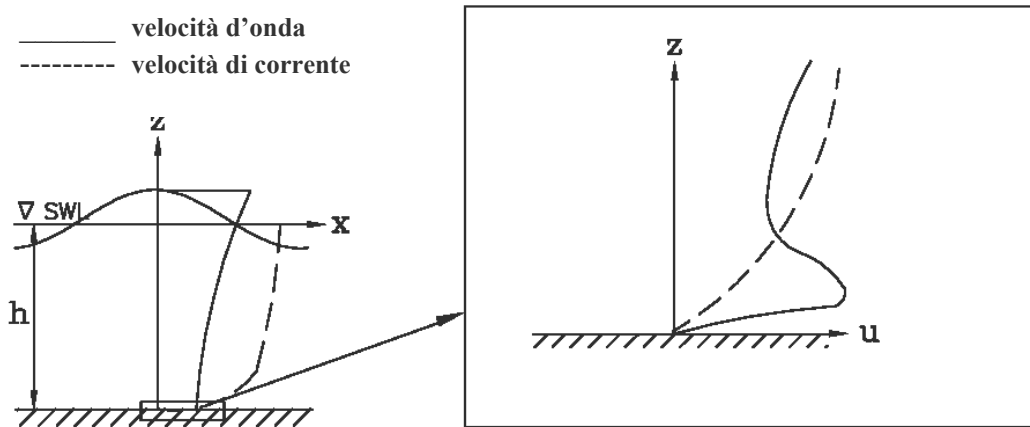


Figura 3.5: Combinazione del campo di velocità d'onda e di corrente in questo caso dovuta alla marea.

Quindi, ad eccezione della *surf-zone*, dove è predominante l'azione della corrente long-shore associata al frangimento, nelle regioni a bassi fondali dove è presente un'azione combinata di onde e correnti solo queste ultime sono in grado di determinare il trasporto di sedimenti.

In tal caso, ai fini della valutazione dei parametri critici per il movimento è indispensabile conoscere sia lo stress di taglio al fondo sia il profilo di velocità che si generano sotto l'azione combinata di onde e correnti. Come anticipato precedentemente, in presenza di onde il *boundary layer* ha uno spessore definito ed il flusso può essere diviso in due zone distinte, la prima esterna al *boundary layer* dove il fluido può considerarsi senza attrito e la seconda più interna costituita dallo stesso *boundary layer*. Quando all'onda si sovrappone una corrente, all'interno del *boundary layer* entrambe contribuiscono alla generazione della turbolenza, mentre all'esterno è solo la corrente che genererà turbolenza.

Analizziamo quindi la variazione dello stress di taglio medio al fondo generato in presenza di onde e correnti aventi la stessa direzione.

Pertanto, la velocità totale  $u$  al limite superiore del *boundary layer* sarà:

$$u = u_w + U_s = U_m \sin(\omega t) + U_s \quad (3.22)$$

dove  $u_w$  è la velocità istantanea dell'onda, mentre  $U_s$  rappresenta la velocità della corrente al limite superiore ( $z = \delta$ ) del *boundary layer*.

Da cui, lo stress di taglio al fondo dovuto all'azione combinata di onda e corrente sarà:

$$\tau_{wc} = \frac{1}{2} \rho f_w u^2 \quad (3.23)$$

Il profilo di velocità all'esterno del boundary layer sarà del tipo (Grant & Madsen, 1979):

$$u(z) = \frac{u_{*,wc}}{k} \ln\left(\frac{z}{0.033k_w}\right) \quad (3.24)$$

dove  $u_{*,wc}$  è la velocità d'attrito (*friction velocity*) in presenza contemporanea di onda e corrente pari a:

$$u_{*,wc} = \sqrt{\frac{\tau_{wc}}{\rho}} \quad (3.25)$$

mentre,  $k_w$  è un coefficiente che esprime l'attrito al fondo generato dall'azione combinata di onda e corrente che va a sostituire il classico coefficiente di Nikuradse  $k_s$  che esprime semplicemente l'attrito dovuto alla rugosità del fondo.

Infatti, imponendo che  $u|_{z=\delta} = U_\delta$  l'espressione valida per  $k_w$  sarà:

$$k_w = 30\delta \exp\left(-\frac{\kappa U_\delta}{u_{*,wc}}\right) \quad (3.26)$$

Il profilo di velocità all'esterno del boundary layer è influenzato dal regime turbolento associato alla presenza contemporanea di onde e correnti, per cui sarà necessario ricalcolare il parametro di *eddy viscosity* associato a questa situazione:

$$\varepsilon_{wc} = \varepsilon_c + \varepsilon_w = \kappa(u_{*,wc} + u_{*,w})z \quad (3.27)$$

Pertanto, lo stress di taglio al fondo sarà:

$$\overline{\tau_{wc}} = \rho \varepsilon_{wc} \frac{du}{dz} \quad (3.28)$$

dove:

$$\frac{du}{dz} = \frac{u_{*,wc}^2}{u_{*,wc} + u_{*,w}} \frac{1}{z} \quad (3.29)$$

da cui integrando si ottiene:

$$u = \frac{1}{\kappa} \frac{u_{*,wc}^2}{u_{*,wc} + u_{*,w}} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (3.30)$$

la costante di integrazione  $z_0$  corrisponde alla profondità a cui la velocità è nulla e  $z_0=0.033k_s$  (Eq. 3.2).

In figura 3.6 è schematizzato l'andamento del profilo di velocità in presenza ed assenza di moto ondoso.

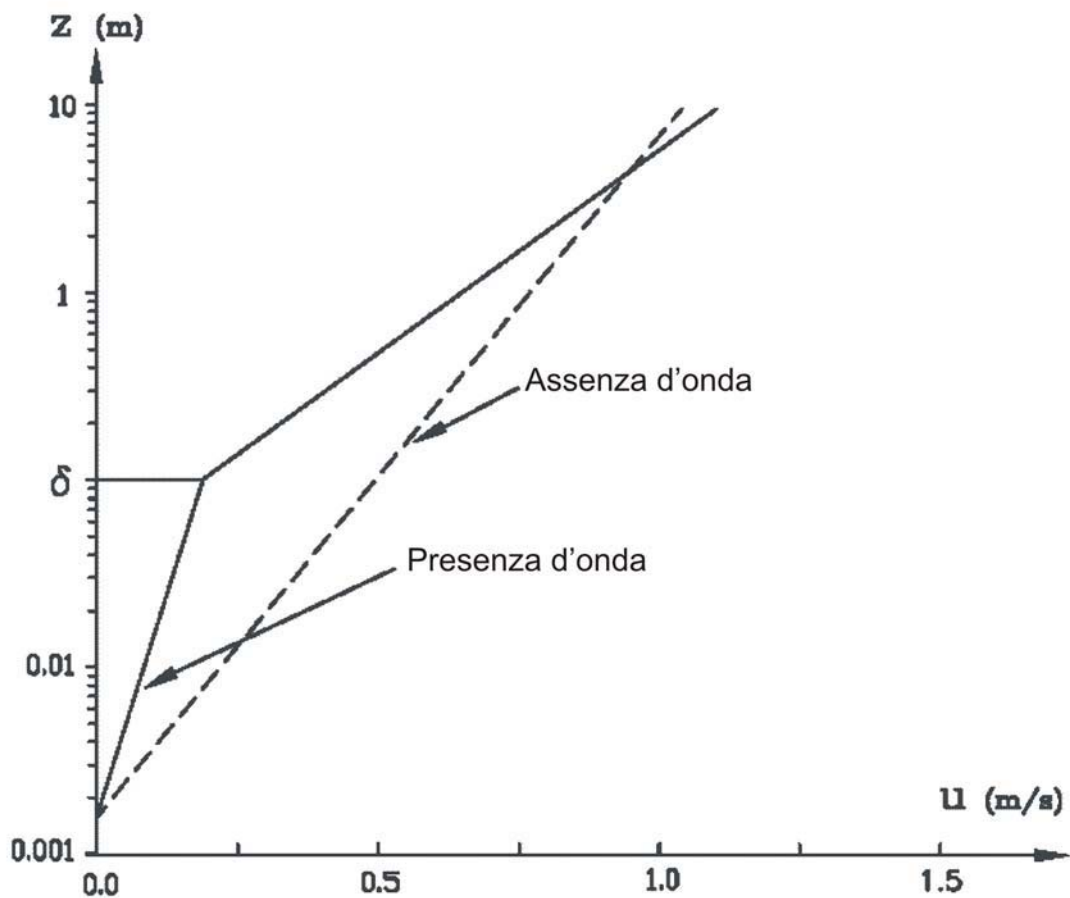


Figura 3.6: Profilo di velocità in presenza (linea continua) ed in assenza di moto ondoso (linea tratteggiata).

### 3.5 IL MOTO DEI SEDIMENTI

I sedimenti non coesivi, ovvero appartenenti alla categoria dimensionale che va dalle sabbie fini a quelle grossolane, presentano una dinamica di movimento particolare che dipende non solo dalle loro caratteristiche intrinseche, ma anche dal tipo di flusso che interessa la colonna d'acqua. Se consideriamo un flusso stazionario al di sopra di un fondale costituito unicamente da sedimenti non coesivi le forze che agiscono su di un granello di diametro  $d$  sono (Fig. 3.7):

- forza di trascinamento  $F_D$ ;
- forza di sollevamento  $F_L$ ;
- forza d'attrito  $f(w' - F_L)$ ;

- reazione vincolare col fondo  $w' = (\rho_s - \rho)g \frac{\pi d^3}{6}$ ;

La forza di trascinamento  $F_D$  è applicata dal fluido sul sedimento ed è pari a:

$$F_D = \frac{1}{2} \rho C_D \frac{\pi d^2}{4} (\alpha u_*)^2 \quad (3.31)$$

dove la velocità d'attrito  $u_*$  è pari alla velocità del fluido al fondo, mentre  $\alpha$  è un coefficiente utilizzato per simulare il flusso caratteristico che si genera al di là del granello.

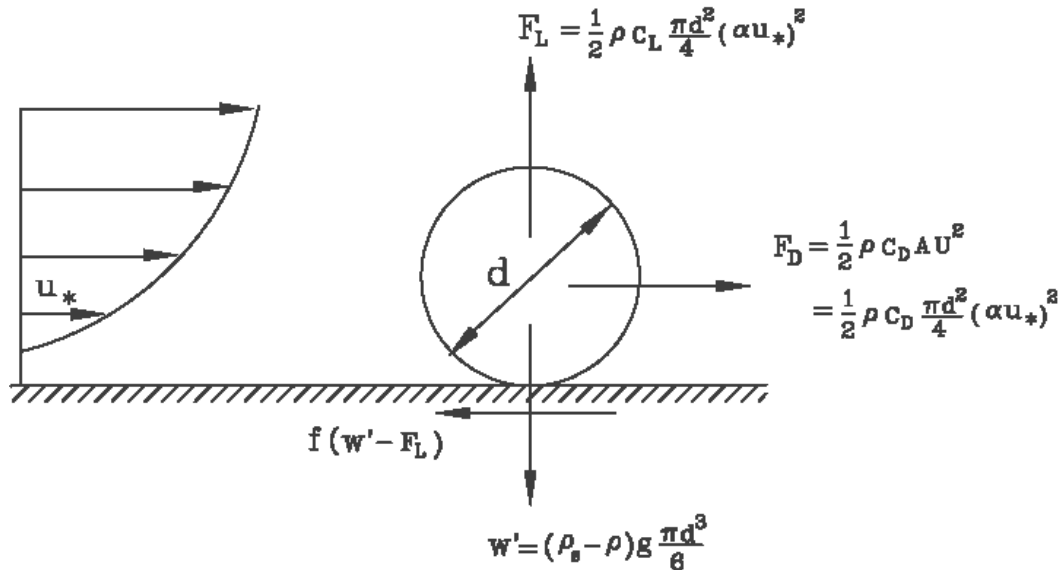


Figura 3.7: Bilancio di forze su un granello sottoposto ad un flusso stazionario.

La velocità d'attrito critica  $u_{*c}$  indica la situazione di movimento incipiente in cui si ha che la forza di trascinamento è pari in modulo e contraria in verso alla forza di attrito che agisce sul granello di sedimento, pertanto sostituendo si avrà:

$$\frac{1}{2} \rho C_D \frac{\pi d^2}{4} (\alpha u_{*c})^2 = f \left( (\rho_s - \rho)g \frac{\pi d^3}{6} - \frac{1}{2} \rho C_L \frac{\pi d^2}{4} (\alpha u_{*c})^2 \right) \quad (3.32)$$

La formula precedente può essere riscritta come:

$$\frac{u_{*c}^2}{(s-1)gd} = \frac{f}{\alpha^2 C_D + f\alpha^2 C_L} \frac{4}{3\alpha^2} \quad (3.33)$$

dove  $s$  è la densità relativa del sedimento  $\rho_s$  rispetto all'acqua  $\rho$  tipicamente pari a 2.65. Il parametro di *Shields* è definito come:

$$\theta = \frac{u_*^2}{(s-1)gd} \quad (3.34)$$

Tale parametro è di fondamentale importanza per la stima dell'inizio del movimento del sedimento sotto determinate condizioni idrodinamiche.

Si avrà movimento in tre casi, ovvero:

- $u_* > u_{*c}$  dove  $u_{*c}$  rappresenta la velocità critica d'attrito
- $\tau_b > \tau_{b,c}$  dove  $\tau_{b,c}$  rappresenta l'attrito critico di taglio al fondo pari a  $\tau_{b,c} = \rho u_{*c}^2$ ;
- $\theta > \theta_c$  dove  $\theta_c$  è il parametro di *Shields* critico relativo alla soglia effettiva di movimento.

Per motivi pratici è più utile consultare il diagramma di Shields modificato (Madsen et al. 1976) che permette di mostrare le relazioni esistenti tra il parametro di Shields critico ed il parametro cosiddetto fluido-sedimento (Fig. 3.8):

$$S_* = \frac{d\sqrt{(s-1)gd}}{4\nu} \quad (3.35)$$

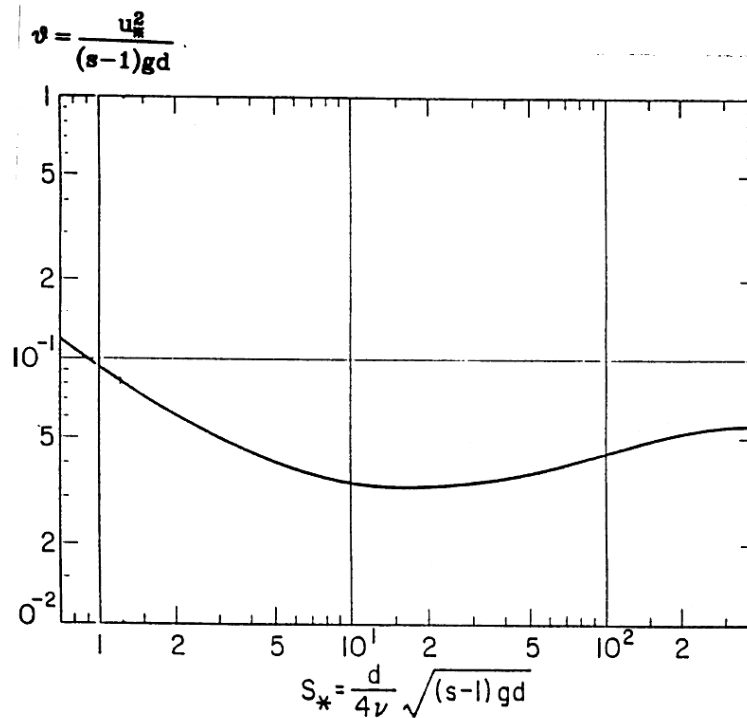


Figura 3. 8: Diagramma di Shields modificato secondo Madsen (1976).

Infine, una diversa formulazione di tipo analitico è stata proposta da Soulsby & Whitehouse (1997):

$$\theta_{cr} = \frac{0.3}{1+1.2D_*} + 0.055 \cdot (1 - e^{-0.20D_*}) \quad (3.36)$$

dove  $D_*$  rappresenta il diametro critico del sedimento calcolato con la formula di Shields.

### 3.5.1 CARATTERISTICHE DEL FONDALE

Dal momento che il sedimento comincia a muoversi e si generano delle forme di fondo le cui caratteristiche di distribuzione, dimensione e geometria dipendono dal regime di flusso presente e dalle dimensioni del sedimento. All'aumentare dell'intensità del flusso si osserverà un progressivo passaggio da un fondo completamente piatto alla formazione di forme tipo *ripples*, poi dune e nuovamente fondo piatto per poi assistere alla formazione di antidune.

Nota la velocità della corrente ed il diametro del sedimento è possibile prevedere la formazione di forme di fondo utilizzando dei diagrammi empirici come quello proposto da Znamenskaya (1969).



Al variare delle caratteristiche morfologiche del fondale varierà anche la scabrezza, parametro fondamentale per la stima dello sforzo di taglio critico, che denota la tendenza

dei sedimenti a muoversi. Purtroppo, i valori del parametro di ruvidità  $k_s$  possono essere determinati solo sperimentalmente a partire da misure di velocità cercando di coprire varie regioni di flusso con differenti classi dimensionali.

E' bene sottolineare che in presenza di *ripples* il valore dello stress di taglio subisce una notevole variazione perché costituito da due contributi, il primo legato all'attrito per contatto (*skin friction*) e un secondo generato dal campo di pressione dovuta alla forma di fondo.

Nel caso di fondo piatto generalmente si adotta un valore per la  $\tau_b$  che è funzione della ruvidità del fondo ed è pari a:

$$\tau_b = \frac{1}{2} \rho f U^2 = \frac{1}{2} \rho \left( \frac{0.06}{\left( \log \left( \frac{12h}{2.5d_{50}} \right) \right)^2} \right) U^2 \quad (3.37)$$

dove U è la velocità media della corrente ed  $f$  è pari a  $2.5d_{50}$  ed h è il tirante idrico locale. Invece, in presenza di forme di fondo avremo che:

$$\tau_b' = \frac{1}{2} \rho f U^2 = \frac{1}{2} \rho \left( \frac{0.06}{\left( \log \left( \frac{12h}{H_r} \right) \right)^2} \right) U^2 \quad (3.38)$$

dove  $H_r$  è pari all'altezza delle forme di fondo presenti.

La differenza tra  $\tau_b$  e  $\tau_b'$  spiega il fenomeno per cui la formazione delle forme di fondo pur determinando un aumento del stress di taglio al fondo, non implica necessariamente un aumento del trasporto di fondo.

I sedimenti non coesivi possono essere trasportati secondo quattro diverse modalità (Fig. 3.9):

- slittamento;
- rotolamento;
- saltellamento;
- sospensione;

Le prime tre modalità di trasporto implicano un continuo contatto con il fondo e sono quelle che presuppongono la presenza del carico di fondo, mentre l'ultima, avvenendo nella colonna d'acqua, interessa particelle che vanno a costituire il cosiddetto carico in sospensione. In realtà, fino ad oggi non è stato individuato in modo definitivo il confine tra carico di fondo e carico in sospensione, alcuni Autori hanno suggerito che tale limite fosse posizionato tra ad una quota pari a due volte il diametro medio del sedimento (Einstein, 1950), altri invece sostengono che il confine si attesti ad un'altezza pari a quella delle forme di fondo presenti (Bijker, 1971).

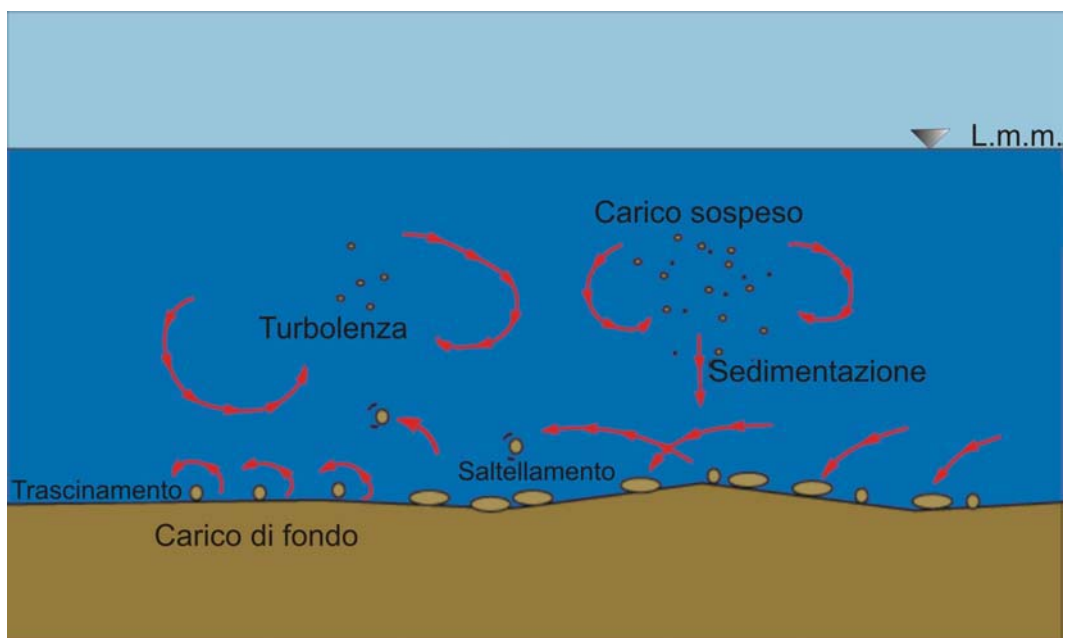


Figura 3.9: Modalità di trasporto dei sedimenti marini non-coesivi.

### 3.5.2 CARICO DI FONDO

Il carico di fondo, come anticipato, è costituito da particelle che si muovono in continuo contatto con il fondo e analiticamente può essere espresso mediante una serie di formule sviluppate da vari Autori nel corso degli anni. Prima di passare alla trattazione delle formule dedicate alla valutazione del trasporto di fondo è necessario considerare che questa modalità di trasporto dipende fortemente dalla concentrazione di sedimento nella stessa zona. Tale concentrazione può essere stimata a partire dall'espressione (Zyserman & Fredsøe, 1994):

$$C_b = \frac{0.331(\theta' - \theta_c)^{1.75}}{1 + \frac{0.331}{C_m}(\theta' - \theta_c)^{1.75}} \quad (3.39)$$

dove compaiono il parametro di Shields effettivo ( $\theta'$ ) e quello critico ( $\theta_c$ ) ovvero relativo alle condizioni di movimentazione, nonché il fattore  $C_m$  che rappresenta la massima concentrazione di sedimento osservabile.

Qui di seguito vengono riportate alcune delle formule più utilizzate in letteratura per la stima del carico di fondo.

Ad esempio, il trasporto fondo può essere espresso in forma adimensionale come:

$$q_B = 2d_{50} \frac{q_b}{d\sqrt{(s-1)gd}} \quad (3.40)$$

dove i parametri citati sono stati già definiti precedentemente.

Un'altra parametrizzazione molto utilizzata è la formula di Kalinke-Frijlink (1952), ottenuta a partire da dati sperimentali, che include sia lo stress di taglio al fondo ( $\tau_b$ ) che lo stress di taglio effettivo ( $\tau'_b$ ):

$$q_B = 2d_{50} \sqrt{\frac{\tau_b}{\rho}} \exp\left(\frac{-0.27(s-1)d_{50}\rho g}{\tau_b}\right) \quad (3.41)$$

Un'altra formula, realizzata a partire da esperimenti di campo, è stata proposta da Meyer-Peter (1948):

$$q_B = 8(\theta' - \theta_c)^{1.5} \quad (3.42)$$

in cui il carico di fondo  $q_B$  è espresso in funzione del parametro di Shields effettivo ( $\theta'$ ) e critico ( $\theta_c$ ). Dalla precedente formula deriva anche l'equazione di Bagnold per il trasporto solido al fondo (Liu, 2001).

Un'altra espressione, di tipo semi-empirico, riportata in letteratura è la formula di Yalin (1963):

$$q_B = 0.635 \cdot U_b S D_s \left(1 - \frac{1}{a_1 S} \ln(1 + a_1 S)\right) \quad (3.43)$$

dove il parametro  $a_1$  è pari a:

$$a_1 = 2.45 \left(\frac{\rho_f}{\rho_s}\right)^{0.4} \left(\frac{\tau_c}{(\rho_s - \rho)gD_s}\right)^{1/2} \quad (3.44)$$

La formula di Yalin esprime il trasporto al fondo in funzione del parametro  $S$  che tiene conto della presenza del valore dello stress di taglio al fondo efficace cioè in grado di movimentare il sedimento ( $S = (\tau_b - \tau_c)/\tau_c$ ), e del parametro  $U_{*b}$  indicativo della velocità d'attrito al fondo ( $U_b = \sqrt{\tau_b/\rho}$ ), in cui le grandezze sono state già definite precedentemente .

Alcuni Autori (Kachel & Smith, 1989; Wiberg & Rubin, 1989) hanno testato l'equazione di Yalin definendola la più accurata tra le formule empiriche per la previsione del carico di fondo sulla piattaforma continentale.

### 3.5.3 CARICO SOSPESO

Il carico sospeso, ovvero la distribuzione verticale in termini volumetrici di sedimenti può essere stimato considerando le fluttuazioni turbolente che sono in grado di mettere in sospensione nella colonna d'acqua le particelle di sedimento.

In generale, i modelli per il calcolo del sedimento sospeso sono basati su tre diversi approcci:

- modelli energetici;
- modelli diffusivi;
- modelli stocastici.

I modelli energetici si basano sul principio che le particelle sospese sono capaci di sottrarre energia al flusso e che i tassi di trasporto possono essere valutati a partire da tale energia.

I modelli diffusivi, ampiamente utilizzati in letteratura, sono invece basati sul fatto che la sedimentazione è bilanciata dal trasporto verso l'alto che avviene per diffusione e che si oppone al gradiente di concentrazione.

L'approccio più classico in questo caso è l'applicazione della teoria di Prandtl (*mixing length*).

Consideriamo, ad esempio, una sabbia con granulometria uniforme caratterizzata da una velocità di sedimentazione  $w_s$ . In base allo schema di figura 3.10, i volumi di sedimento che attraversano dall'alto al basso e viceversa un'area unitaria disposta sul piano orizzontale nell'unità di tempo saranno espressi come:

$$q_u = (w' - w_s) \left( c - \frac{1}{2} l \frac{dc}{dz} \right) \quad \text{e} \quad q_d = (w' + w_s) \left( c + \frac{1}{2} l \frac{dc}{dz} \right) \quad (3.45)$$

dove  $w'$  e  $w_s$  rappresentano rispettivamente la velocità verticale e la velocità di sedimentazione, mentre  $c$  è la concentrazione di sedimento espressa in termini di volume presente in  $1 \text{ m}^3$  d'acqua.

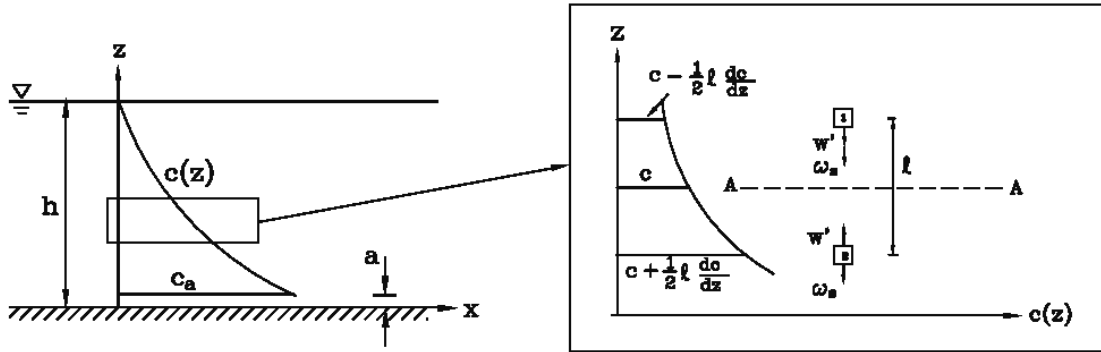


Figura 3.10: Concentrazione di sedimento sospeso in presenza di una corrente stazionaria.

In una situazione stazionaria si avrà che la quantità di sedimento che affonda è pari a quella che risale nella colonna d'acqua, ovvero:

$$cw_s + \frac{1}{2} w' l \frac{dc}{dz} = 0 \quad (3.46)$$

Inoltre, posto (Fig. 3.10):

$$\frac{1}{2} w' l = \kappa u_* z \left(1 - \frac{z}{h}\right) \quad (3.47)$$

dove la velocità di shear  $u_*$  è stata definita nell' Eq. 3.1 e da cui si ricava la seguente espressione:

$$cw_s + \kappa u_* z \left(1 - \frac{z}{h}\right) \frac{dc}{dz} = 0 \quad (3.48)$$

da cui integrando, con costante di integrazione  $c|_{z=a} = c_a$ , si ottiene un'espressione analitica per il profilo verticale di concentrazione  $c(z)$ :

$$c(z) = c_a \left( \frac{h-z}{z} \frac{a}{h-a} \right)^{\left( \frac{ws}{\kappa u_*} \right)} \quad (3.49)$$

dove  $a$  rappresenta una quota di riferimento e  $c_a$  rappresenta la concentrazione alla stessa quota (Fig. 3.10).

La quota  $a$  rappresenta la profondità a cui vi è un passaggio netto da trasporto di fondo a trasporto in sospensione e, come detto precedentemente, non esiste una quota fissa valida in ogni situazione. In figura 3.11 è mostrata la definizione della quota di riferimento pari alla dimensione ( $h$ ) delle forme di fondo presenti espresse tramite il parametro di Nikuradse ( $k_s$ ).

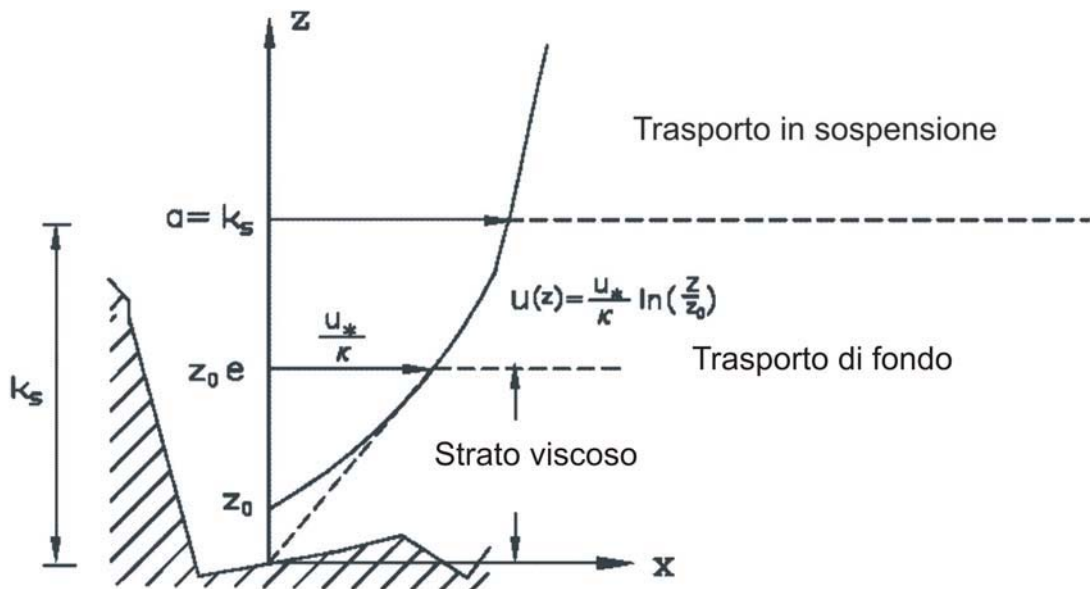


Figura 3.11: Individuazione della quota di riferimento e distinzione tra carico di fondo e carico sospeso.

E' bene precisare che la concentrazione di sedimento alla quota di riferimento rappresenta la concentrazione all'interno dello strato in cui avviene il trasporto di fondo. Analiticamente la concentrazione  $c_a$  può essere ricavata dal profilo logaritmico di velocità e dall'espressione del carico di fondo:

$$c_a = \frac{q_B}{U_b k_s} = \frac{q_B}{6.34 u_* k_s} \quad (3.50)$$

dove  $U_b$  rappresenta la velocità al fondo e  $u_*$  la velocità d'attrito nel *sub-layer* viscoso.

A questo punto, il trasporto in sospensione può essere calcolato come:

$$q_s = \int_a^h u(z)c(z)dz = \int_a^h \left( \frac{u_*}{\kappa} \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) c_a \left( \frac{h-z}{z} \frac{a}{h-a} \right)^{\left( \frac{w_s}{\kappa u_*} \right)} \right) dz = \quad (3.51)$$

$$11.6u_*c_a a \left( I_1 \ln \left( \frac{h}{0.033k_s} \right) + I_2 \right)$$

dove  $I_1$  e  $I_2$  rappresentano gli integrali di Einstein definiti come:

$$I_1 = 0.216 \frac{A^{(z_*-1)}}{(1-A)^{z_*}} \int_A^1 \left( \frac{1-B}{B} \right)^{z_*} dB \quad (3.52)$$

$$I_2 = 0.216 \frac{A^{(z_*-1)}}{(1-A)^{z_*}} \int_A^1 \left( \frac{1-B}{B} \right)^{z_*} \ln B dB \quad (3.53)$$

in cui  $A$ ,  $B$  e  $z_*$  sono definiti come segue:

$$A = \frac{k_s}{h} \quad B = \frac{z}{h} \quad z_* = \frac{w_s}{\kappa u_*} \quad (3.54)$$

Dalle espressioni precedenti, sfruttando l'approccio proposto da Bijker, è possibile ricavare la seguente espressione per la stima del carico sospeso:

$$q_s = 1.83q_B \left( I_1 \ln \left( \frac{h}{0.033k_s} \right) + I_2 \right) \quad (3.55)$$



### 3.5.4 CARICO TOTALE

Il carico totale di sedimenti in presenza di onde e correnti può essere stimato attraverso diverse formulazioni, date sostanzialmente dalla somma del carico sospeso e quello di fondo a titolo di esempio si riportano le seguenti.

La formula di Soulsby-Van Rijn (Soulsby, 1997) è applicabile nel caso di fondale pendente ed in presenza di forme di fondo della dimensione di  $z_0$ :

$$q_T = A_s \bar{U} \left[ \left( \bar{U}^2 + \frac{0.018}{C_D} U_{rms}^2 \right)^{1/2} - \bar{U}_{cr} \right]^{2.4} (1 - 1.6 \tan \beta) \quad (3.56)$$

dove

$$A_s = A_{sb} + A_{ss};$$

$$A_{sb} = \frac{0.005h(d_{50}/h)^{1.2}}{[(s-1)gd_{50}]^{1.2}} \text{ è il carico di fondo;}$$

$$A_{ss} = \frac{0.012d_{50}D_*^{-0.6}}{[(s-1)gd_{50}]^{1.2}} \text{ è il carico sospeso;}$$

$\bar{U}$  = velocità della corrente mediata sulla profondità;

$\bar{U}_{rms}$  = velocità orbitale d'onda;

$\bar{U}_{cr}$  = velocità della corrente di soglia per il movimento;

$\beta$  = pendenza del fondo;

$h$  = profondità;

$d_{50}$  = diametro medio del sedimento;

$z_0$  = ruvidità del fondo ( $\approx 0.006m$ );

$s$  = densità relativa del sedimento;

$g$  = accelerazione di gravità;

$\nu$  = viscosità cinematica;

$$C_D = \left[ \frac{0.40}{\ln(h/z_0) - 1} \right]^2 \text{ (coefficiente di drag dovuto alla sola corrente);}$$

$$D_* = \left[ \frac{g(s-1)}{\nu^2} \right]^{1/3} d_{50} \text{ (diametro equivalente secondo l'abaco di Shields)}$$

Si riportano inoltre due formule generali di Bijker per la stima del carico totale i cui parametri sono già stati definiti in precedenza:

$$q_T = q_B + q_S = q_B \left( 1 + 1.83 \left( I_1 \ln \left( \frac{h}{0.033k_s} \right) + I_2 \right) \right) \quad (\text{Bijker}) \quad (3.57)$$

$$q_T = 0.05U^2 \sqrt{\frac{d_{50}}{(s-1)g}} \left( \frac{\tau_B}{(\rho_s - \rho)gd_{50}} \right)^{1.5} \quad (\text{Engelund}) \quad (3.58)$$

In realtà, non è possibile stabilire una parametrizzazione assoluta per la stima del carico totale che in linea di massima rappresenta il parametro più importante e di maggiore interesse pratico. Per questo motivo, a seconda del modello scelto e dei parametri stimati, può convenire utilizzare una formula piuttosto che l'altra.

### 3.6 IL TRASPORTO IN AMBITO COSTIERO

Il trasporto di sedimenti in ambito costiero è determinato, come evidenziato nei paragrafi precedenti, dalla presenza di onde e correnti che possono essere generate dal moto ondoso oppure da altri fattori (es. correnti termoaline). Pertanto, il trasporto avviene in direzioni dipendenti dalle caratteristiche del fenomeno forzante.

#### 3.6.1 STIMA DEL TRASPORTO LONG-SHORE

Il trasporto 'longshore' è generato dalla presenza di onde che si avvicinano alla costa in una direzione tale da formare un angolo obliquo con quest'ultima.

Il trasporto in questa direzione rappresenta il fattore dominante per l'accrescimento o l'erosione della spiaggia funzionando da vero e proprio nastro trasportatore. Per poter quantificare il

trasporto litoraneo è spesso necessario tener conto di parametri caratteristici del moto ondoso (H, T e angolo d'attacco), l'indice di frangimento, le caratteristiche tessiturali dei sedimenti tra cui principalmente il diametro, la pendenza della spiaggia e la scabrezza del fondo. La determinazione di tutti questi parametri spesso non è

immediata per cui questo può complicare notevolmente la determinazione del trasporto litoraneo.

In letteratura esistono diverse formulazioni per la quantificazione del trasporto longshore, frequentemente però si fa riferimento a due approcci fondamentali basati su:

- calcolo complessivo del trasporto totale attraverso la zona dei frangenti;
- calcolo della distribuzione del trasporto all'interno della zona dei frangenti.

Nel primo caso si tratta dell'approccio su cui si è fondata la formula del CERC ovvero del CIVIL ENGINEERING RESEARCH CENTRE del US ARMY CORPS of ENGINEERS riportata nello Shore Protection Manual (1984), mentre il secondo è tipico dell'approccio utilizzato da Bijker (1971).

La formula del CERC stabilisce una diretta dipendenza tra il flusso d'energia associato ad un'onda in direzione parallela alla costa e il trasporto di sedimenti nella stessa direzione. La formula del CERC è stata costruita a partire da osservazioni dirette ed esperimenti di laboratorio da cui è stato possibile stabilire che:

$$S_x = A' E_f \quad (3. 59)$$

dove  $S_x$  rappresenta il trasporto in direzione parallela alla costa,  $A'$  è un coefficiente adimensionale ed  $E_f$  è la componente del flusso di energia che entra nella zona dei frangenti espressa come:

$$E_{f,b} = E_b c_{g,b} = \frac{1}{8} \rho g H_{s,b}^2 \frac{c_{g,b}}{2} \left( 1 + \frac{\frac{4\pi h_b}{L_b}}{\sinh\left(\frac{4\pi h_b}{L_b}\right)} \right) \quad (3. 60a)$$

in cui  $E_b$  rappresenta l'energia del moto ondoso al frangimento (Fig. 3.12),  $H_{s,b}$  è l'altezza d'onda al frangimento,  $c_{g,b}$  è la celerità di gruppo al frangimento e  $h_b$  ed  $L_b$

sono rispettivamente la profondità di frangimento e la lunghezza d'onda al frangimento. Da cui si può ottenere la stima del trasporto solido:

$$Q = \frac{K}{16\sqrt{\gamma_b}} \rho g^{3/2} H_{sb}^{5/2} \sin 2\theta_b \quad (3.60b)$$

dove K è un coefficiente empirico il cui valore raccomandato dallo Shore Protection Manual è 0.39 (Komar e Inman, 1970),  $\rho$  è la densità dell'acqua, g è l'accelerazione di gravità,  $H_{sb}$  è l'altezza d'onda significativa al frangimento,  $\gamma_b$  è l'indice di frangimento,  $\theta_b$  è la direzione dell'onda al frangimento.

La formula del CERC possiede non pochi limiti essendo stata ricavata quando ancora non erano ben chiari i meccanismi fisici alla base della generazione di una corrente longshore.

Uno dei principali limiti di questa formula è legato al fatto che essa consente di calcolare il trasporto solido totale parallelamente alla linea di costa senza dare alcuna indicazione su come quest'ultimo è distribuito all'interno della zona dei frangenti. Inoltre, la formula non tiene conto delle variazioni granulometriche del sedimento, essendo stata realizzata facendo riferimento a spiagge costituite da sedimenti con dimensioni costanti comprese tra un minimo di 175  $\mu m$  ed un massimo di 1000  $\mu m$ .

Infine, nella formula non compare nessun parametro caratteristico della morfologia della spiaggia come la pendenza o la larghezza della zona dei frangenti.

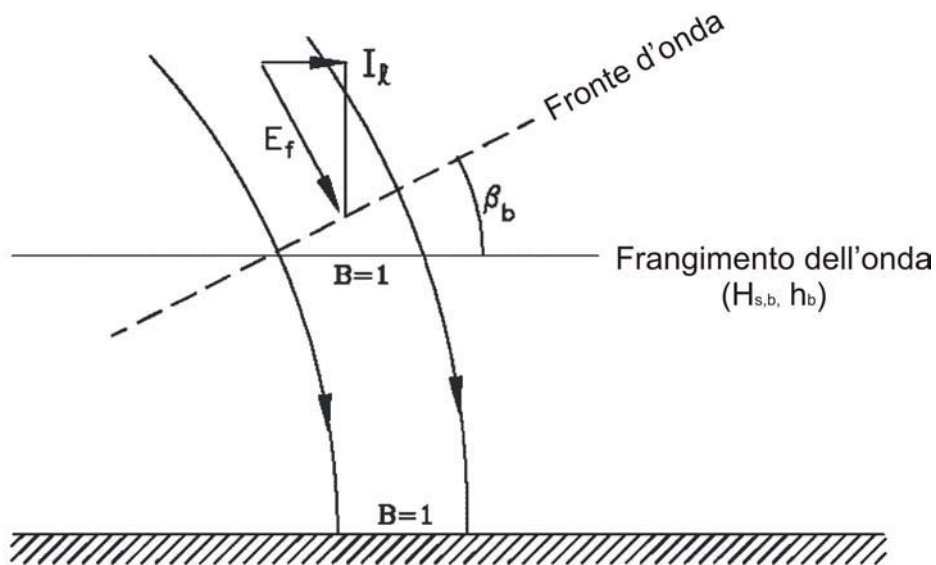


Figura 3.12: Flusso di energia lungo costa attraverso una sezione di spiaggia di area unitaria.

La formula proposta da Bijker (1971) è invece dedicata alla stima del trasporto dei sedimenti in presenza contemporanea di onde e correnti esteso al caso particolare in cui la corrente è prodotta dal frangimento. L'approccio di Bijker si basa sull'idea che le onde sono capaci di movimentare il sedimento e le correnti di trasportarlo, pertanto la formula include una parte oscillatoria dovuta al contributo del moto ondoso ed una di trasporto dovuta alla corrente. Infatti, come visto precedentemente nel caso in cui si presentino contemporaneamente onde e correnti lo stress al fondo può essere espresso come:

$$\tau_{wc} = \tau_c + \frac{1}{2} \tau_{w,max} \quad (3.61)$$

dove:

$$\tau_c = \frac{1}{2} \rho f_c U^2 = \frac{1}{2} \rho \left( \frac{0.06}{\left( \log \left( \frac{12h}{k_s} \right) \right)^2} \right) U^2 \quad (3.61a)$$

rappresenta lo stress di taglio dovuto alla corrente, mentre:

$$\tau_{w,\max} = \frac{1}{2} \rho f_w U_m^2 \quad (3.62)$$

esprime lo stress di taglio dovuto alla corrente con:

$$f_w = \exp\left(5.5\left(\frac{k_s}{A}\right)^{0.2} - 6.3\right) \quad (3.63)$$

pari al coefficiente d'attrito al fondo.

Nelle formule precedenti,  $h$  rappresenta la profondità locale,  $k_s$  la ruvidità del fondo,  $U$  la velocità media della corrente,  $A$  l'ampiezza dell'oscillazione di una particella al fondo e  $U_m$  la massima velocità orizzontale posseduta da una particella al fondo.

La formula di Bijker (1967) è stata ricavata a partire dall'espressione di Kalinske-Frijlink utilizzata per la stima del trasporto solido fluviale, e individuando in essa la parte dovuta al trasporto e quella oscillatoria.

Riassumendo, l'equazione proposta da Bijker è la seguente:

$$S_b = \frac{5D_{50}V\sqrt{g}}{\tilde{C}} \exp\left[\frac{-0.27\Delta D_{50}\rho g}{\mu\tau_{cw}}\right] \quad (3.64)$$

dove:

$S_b$  = trasporto di fondo ( $m^3/sm^{-1}$ );

$D_{50}$  = diametro mediano delle particelle;

$V$  = velocità media della corrente;

$\tilde{C}$  = coefficiente di Chezy ( $=18\log(12h/r)$ );

$r$  = scabrezza del fondo;

$g$  = accelerazione di gravità;

$\Delta$  = densità relativa apparente dei sedimenti;

$\rho$  = densità dell'acqua;

$\mu$  = incremento di scabrezza dovuta ai ripples ( $=C/C_{90}^{1.5}$ );

$C_{90}$  = coefficiente di Chezy basato sul  $D_{90}$ ;

$\overline{\tau_{cw}}$  = sforzo tangenziale al fondo dovuto sia alle onde che alla corrente (mediato nel tempo);

dove lo sforzo tangenziale al fondo è pari a:

$$\overline{\tau_{cw}} = \frac{\rho g V^2}{\tilde{C}^2} \left[ 1 + 0.5 \left( \tilde{\beta} \frac{\hat{u}_o}{V} \right)^2 \right] \quad (3.65)$$

in cui  $\tilde{\beta}$  è dato da:

$$\tilde{\beta} = \tilde{C} \sqrt{\frac{f_w}{2g}} \quad (3.66)$$

Anche secondo Bijker lo strato in cui avviene il trasporto solido di fondo è dell'ordine della scabrezza del fondale e in questo strato la concentrazione è pari a:

$$c_a = \frac{S_b}{6.34rV^*} \quad (3.67)$$

dove:

$$V^* = V^*_{cw} = \sqrt{\frac{\tau_{cw}}{\rho}} \quad (3.68)$$

La formula di Bijker deriva dall'accoppiamento della formula generale del trasporto al fondo con la formula del trasporto in sospensione proposta da Einstein:

$$S_s = 1.83QS_b \quad (3.69)$$

dove Q è pari a:

$$Q = \left[ I_1 \ln\left(\frac{33h}{r}\right) + I_2 \right] \quad (3.70)$$

nella quale ancora una volta compaiono gli integrali di Einstein ( $I_1$  ed  $I_2$ ) già citati precedentemente.

Ciò che è evidente analizzando la formula di Bijker è che anche la scabrezza del fondale influenza la corrente *longshore*.

Infatti, all'aumentare della scabrezza la velocità della corrente litoranea diminuisce bruscamente e contemporaneamente all'indebolirsi dell'intensità di quest'ultima corrisponderà anche una diminuzione del trasporto solido. Invece, all'aumentare della pendenza della spiaggia si osserva un aumento della velocità della corrente litoranea e quindi un conseguente aumento del trasporto solido per unità di lunghezza. In generale, l'aumento della pendenza della spiaggia riduce l'ampiezza della zona dei frangenti e di conseguenza della fascia all'interno della quale avviene il trasporto di sedimenti, per cui il trasporto che si verifica su una spiaggia stretta e ripida diventa pari a quello che si osserva su una spiaggia larga e poco pendente. La formula di Bijker presenta una serie di vantaggi tra cui il fatto che può essere applicata in una svariata serie di condizioni dove, ad esempio, la formula CERC fallisce.

Il trasporto *longshore* può essere stimato anche attraverso l'utilizzo di una diversa formulazione "*physics-based*" recentemente proposta da Soulsby & Damgaard (2005) dedicata appositamente alla stima del trasporto *longshore* di fondo ed è applicabile principalmente a spiagge ciottolose e sabbiose. La formula è basata sulla valutazione del trasporto di fondo dovuto alla presenza di onde e correnti, la derivazione analitica è fondata principalmente su una serie di approssimazioni che riguardano la stima dello *shear stress* medio di fondo derivato direttamente dal gradiente dei *radiation stress* valutato nella *surf-zone*.

In sintesi, le principali approssimazioni per la derivazione della formula analitica sono:



- Il rapporto  $\gamma_b$  tra altezza d'onda  $H_b$  e profondità  $h_b$  al frangimento è costante e pari a 0.8.
- Dopo il frangimento l'altezza d'onda decade linearmente così che  $H=\gamma_b h$ .
- La rifrazione è assente dopo il frangimento.
- Tutte le onde frangono nello stesso punto.
- Nella surf-zone sono valide le equazioni di *Shallow-water* e la teoria lineare.
- L'effetto della pendenza del fondo sul trasporto dei sedimenti è trascurabile.
- L'effetto delle correnti *cross-shore* (es. *undertow*) sul trasporto longshore è trascurabile.
- La variazione del livello medio mare (set-up, set-down) è trascurabile.

Quindi, il tasso di trasporto *longshore* adimensionale  $\Phi_{x1}$  può essere stimato come segue (Soulsby & Damgaard, 2005):

$$\Phi_{x1} = \frac{A_4}{8^{3/2}} \left( \frac{\gamma_b H \tan \beta}{(s-1)d} \right)^{3/2} (\sin(2\alpha_b) - \theta_{cr}^*) \sqrt{|\sin(2\alpha_b)|} \quad (3.71)$$

dove  $A_4$  è pari al prodotto di altri due parametri adimensionali  $A_2$  ed  $A_3$ . Posto che  $A_2=2A_1/[(n+1)(n+2)*\mu]$  con  $n=0.75$  (valore tipico),  $\mu$  pari al coefficiente di attrito dinamico espresso da  $C_b/2$  ( $C_b$ =concentrazione volumetrica media nello strato *sheet flow* di fondo),  $A_1$  è un parametro dimensionale il cui valore è stato determinato da diversi Autori, (ad esempio:  $A_1=8.2$  (Wilson, 1989);  $A_1=9.4$  (Pugh & Wilson, 1999), mentre  $A_3$  è un coefficiente di calibrazione.

E dove, il parametro di Shields effettivo è espresso da:

$$\theta_{cr}^* = \theta_{cr} \frac{8(s-1)d}{\gamma_b H \tan \beta} \quad (3.72)$$

in cui  $\Theta_{cr}$  è il parametro di *Shields* critico precedentemente definito,  $s$  è la densità relativa sedimento-acqua,  $d$  è il diametro,  $\gamma_b$  è l'indice di frangimento,  $H$  è l'altezza d'onda e  $\beta$  è la pendenza del fondale.

La formula analitica proposta da Soulsby & Damgaard, (2005) consente, rispetto alla formula del CERC classica, di valutare in modo più accurato il trasporto longshore offrendo una più ampia applicazione grazie all'introduzione di una maggiore dipendenza dal periodo d'onda, dal diametro del sedimento e dalla pendenza della spiaggia. Inoltre, il trasporto longshore, stimato con la formula analitica che include anche la dipendenza dalla granulometria del sedimento, aumenta all'aumentare della pendenza della spiaggia (per pendenze  $>0.01$ ).

Complessivamente quindi, la formula del CERC, in base ad osservazioni di campo, rispetto alla formula analitica produce una sovrastima del trasporto longshore (Soulsby & Damgaard, 2005).

## *Capitolo IV*

*Implementazione di un modello numerico di  
trasformazione delle onde*

#### 4.1 MODELLAZIONE NUMERICA DELLA PROPAGAZIONE DI ONDE REGOLARI

Lo studio del fenomeno di propagazione delle onde da largo a sotto costa rappresenta una parte fondamentale per l'analisi della morfodinamica costiera. Attualmente, in ambito scientifico, esistono degli strumenti numerici che permettono di simulare la trasformazione delle onde in modo molto aderente alla realtà considerando fenomeni di fondamentale importanza come la rifrazione e la diffrazione. Come illustrato nei precedenti capitoli tali fenomeni intervengono a causa della propagazione delle onde da largo a sotto costa, e secondo le teorie illustrate (onde monocromatiche) vengono trattati analiticamente in modo separato e poi sovrapposti in modo lineare. In tal caso, i modelli numerici maggiormente utilizzati si basano sulla scomposizione delle dinamiche costiere affrontando separatamente i diversi processi (es. shoaling, rifrazione, diffrazione). Quest'ultima tecnica consente di semplificare notevolmente i problemi dal punto di vista teorico, ma a livello numerico, per garantire una buona approssimazione alla realtà, è necessario simulare a cascata i fenomeni di trasformazione delle onde. Ciò può avvenire utilizzando vari modelli matematici che, ad esempio, prevedono la simulazione su una data batimetria dell'evoluzione dei parametri d'onda mediati sul periodo oppure che simulano l'oscillazione della superficie libera anche su scale temporali minori del periodo d'onda; in generale, si utilizzano modelli spettrali, ellittici o parabolici. I modelli spettrali consentono di simulare il comportamento propagatorio di onde *random* su un fondale irregolare generando uno spettro direzionale costituito da uno spettro di frequenze e da una funzione di *spreading* direzionale. In tal modo, è possibile simulare la rifrazione, la diffrazione e lo shoaling di più componenti in frequenza e direzione che si propagano all'interno dello stesso dominio. I modelli ellittici sono invece estremamente accurati e consentono di simulare contemporaneamente i fenomeni di propagazione includendo anche quelli dovuti a termini non lineari e di dispersione delle frequenze. I modelli di tipo parabolico, di cui si tratterà approfonditamente in questo capitolo, spesso derivano da modelli ellittici semplificati attraverso alcune approssimazioni e garantiscono una buona accuratezza numerica per la simulazione della rifrazione e della diffrazione trascurando però alcuni processi fisici come, ad esempio, la riflessione.

Data la complessità dei fenomeni che si verificano durante la propagazione di un treno di onde, i primi studi per realizzare simulazioni numeriche riguardarono lo sviluppo di modelli di rifrazione alle differenze finite che fornivano, contrariamente ai metodi classici, una stima delle altezze d'onda e delle direzioni su una griglia predefinita all'interno del paraggio studiato (Darlymple, 1988).

Già nel 1896 Sommerfeld aveva ottenuto una soluzione analitica per il problema della diffrazione delle onde attorno ad un ostacolo semplice posizionato in una regione a profondità costante. Uno dei primi approcci per simulare in modo approssimativo gli effetti della diffrazione contemporaneamente a quelli di rifrazione, prevedeva la simulazione di quest'ultima nelle aree dove la diffrazione risultava dominante, simulando gli effetti diffrattivi tramite la soluzione di Sommerfeld (1896) per fondali piatti.

I modelli combinati per la simulazione della rifrazione e diffrazione sono attualmente in grado di simulare la trasformazione del moto ondoso anche in regioni dove la batimetria è molto irregolare e la diffrazione ha un ruolo fondamentale. Tali modelli, sviluppati utilizzando equazioni di tipo parabolico, come già anticipato, non permettono però di modellare anche gli effetti dovuti a quelle onde che vengono riflesse totalmente, ciò significa che comunque la riflessione non può essere simulata correttamente. Questo implica che i modelli accoppiati di rifrazione e diffrazione sono utili unicamente per la previsione delle altezze d'onda e della direzione del moto ondoso. Ad esempio, sarà possibile stimare l'altezza d'onda incidente sulla costa partendo da dati di altezza d'onda e direzione a largo, oppure valutare la quantità di energia associata al moto ondoso che attraversa un arcipelago o ancora quantificare e prevedere il moto ondoso su un tratto di costa o su un'opera di difesa.

In realtà, la propagazione delle onde, provenienti da un'assegnata direzione, è un problema tridimensionale ed in aree a batimetria irregolare viene complicato dalla concomitanza di molteplici fattori che implicano necessariamente la scelta di opportune condizioni al contorno di tipo non lineare.

Nel caso di onde lineari (regolari) che si propagano su una batimetria irregolare è possibile applicare la '*mild-slope equation*' (BERKOFF, 1972) per simulare contemporaneamente sia la rifrazione che la diffrazione.

Infatti, uno dei primi approcci utilizzati per la risoluzione di un problema di propagazione in tre dimensioni fu proposto appunto da Berkhoff (1972), utilizzando

un modello integrato sulla profondità che consentiva di prevedere alcune importanti caratteristiche delle onde progressive lineari.

La derivazione della ‘*mild-slope equation*’ si ottiene a partire da un modello di moto irrotazionale, impostando un opportuno ‘*boundary value problem*’ per l’equazione di continuità in modo da ottenere come unica incognita il potenziale di velocità da cui derivare i restanti parametri d’onda. Il ‘*boundary value problem*’ necessita della definizione delle condizioni al contorno su tutta la frontiera e della risoluzione simultanea delle equazioni su tutto il dominio. Le condizioni al contorno imposte sono di tipo cinematico sulla superficie libera e al fondo e di tipo dinamico in superficie utilizzando le equazioni di Navier-Stokes ed imponendo che all’interfaccia non ci sia discontinuità nelle pressioni relative.

In particolare, la ‘*mild-slope equation*’ applicata allo spostamento della superficie libera ed espressa in termini di gradiente orizzontale è:

$$\nabla_h \cdot (c c_g \nabla_h \eta) + k^2 C C_g \eta = 0 \quad (4.1)$$

in cui  $C$  e  $C_g$  rappresentano rispettivamente la celerità d’onda e quella di gruppo,  $h$  è la profondità locale ( $h(x,y)$ ),  $g$  l’accelerazione di gravità, mentre  $\eta(x,y)$  rappresenta la superficie libera e  $k$  è il numero d’onda legato alla frequenza angolare e alla profondità da una relazione di dispersione lineare. Nella derivazione è necessario che sia rispettata l’ipotesi di *mild slope* per poter trascurare i termini di ordine superiore. Infatti, l’ipotesi richiede che, la variazione del fondale nell’arco di una lunghezza d’onda  $L$ , sia molto minore del fondale stesso (ovvero  $|\nabla h| \ll kh$  ove  $k$  è il numero d’onda). E’ stato dimostrato che i campi di altezze d’onda ottenuti dalle simulazioni numeriche sono accettabili per pendenze del fondale fino ad  $1/3$ .

Risolvendo la ‘*mild-slope equation*’ con le opportune condizioni al contorno, relative al dominio assegnato, e mediante la risoluzione della relazione di dispersione è possibile ricavare la parte stazionaria del potenziale complesso di velocità dipendente dalle coordinate spaziali e quindi ricavare l’ampiezza dell’onda:

$$\omega^2 = kg \tanh kh \quad \text{e} \quad \varphi = -i \frac{g}{\omega} A \exp(i\bar{k} \cdot \bar{x}) \quad (4.2)$$

Si lavora, pertanto nel campo complesso in cui il potenziale, sostituito nell'equazione di continuità, si esprime come il prodotto di funzioni (complesse) rappresentative rispettivamente della dipendenza dal tempo e dalle coordinate spaziali (x,y,z).

Il modello proposto da Berkoff permette di simulare la propagazione su fondi molto pendenti ed equivalentemente su basse ed alte profondità. Successivamente tale modello è stato migliorato per ottenerne uno di tipo parabolico (Radder,1979) che permette di semplificare notevolmente le condizioni al contorno trasformando un *Boundary Value Problem (BVP)* in un *Initial Value Problem (IVP)* risolvibile mediante tecniche di risoluzione numerica alle differenze finite molto efficienti come lo schema implicito propagatorio di *Cranck-Nicholson*. In realtà, l'approssimazione parabolica consente di ridurre gli oneri computazionali rinunciando alla possibilità di simulare il fenomeno riflessivo dovuto alla presenza di strutture o fondali molto ripidi.

Le prime tecniche che hanno permesso di ottenere un'approssimazione parabolica della *Mild-Slope Equation* sono dovute a Radder (1979) e Booij (1981). Entrambe le tecniche si basano sulla riscrittura dell'equazione sotto forma dell'equazione di Helmholtz, scomponendo il potenziale in una parte trasmessa ed una riflessa e trascurando quella riflessa, per ottenere un'equazione che governa solo il potenziale trasmesso.

Nel caso di fondali irregolari la stessa forma viene ottenuta ridefinendo il potenziale in forma opportuna, ovvero:

$$\frac{\partial^2 \varphi(x,y)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi(x,y)}{\partial y^2} + k^2 \varphi(x,y) = 0 \quad (4.3)$$

con  $\hat{\varphi} = \hat{\varphi}^+ + \hat{\varphi}^-$ .

Dingermans (1983) ha proposto una formulazione generale che permette di ottenere sia l'approssimazione proposta da Radder che quella proposta da Booij. Utilizzando il metodo dell'operatore corrispondente è possibile notare che valgono le seguenti espressioni:

$$l\varphi \approx -i\varphi_x \quad \text{e} \quad m\varphi \approx -i\varphi_y \quad (4.4)$$

in cui  $l$  ed  $m$  sono rispettivamente le componenti del vettore numero d'onda nelle direzioni  $x,y$ . Sostituendo nella *mild-slope equation* scritta sotto forma dell'equazione di Helmholtz si ottiene la seguente espressione:

$$\frac{l}{k} = \left[ 1 - \left( \frac{m}{k} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.5)$$

che lega le componenti del vettore numero d'onda al modulo  $k$ . Dingermans (1983) propose di utilizzare gli approssimanti di Padè (1/0) e Padè (1/1) sviluppando in serie di Taylor nell'intorno di  $m/k=0$ . Tale condizione equivale ad ammettere che l'onda si propaga in direzione prevalente secondo l'asse  $x$ .

Per quanto riguarda la simulazione del fenomeno di diffrazione, in passato i modelli parabolici prevedevano come condizione necessaria la presenza di un fondo piatto, come per l'equazione (Mei e Tuck,1980):

$$\frac{\partial A}{\partial x} = \frac{i}{2k} \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} \quad (4.6)$$

dove  $A$  rappresenta un numero complesso indicante l'ampiezza rispetto allo spostamento della superficie libera  $\eta$  ( $\eta = Ae^{i(kx-\sigma t)}$ ). Questo modello parabolico utilizza un approccio cosiddetto a scale multiple e una teoria lineare per la diffrazione che se combinata con il modello di '*mild-slope equation*' consente di simulare il fenomeno anche su profondità variabile.

Infine, per simulare le interazioni tra il moto ondoso e la corrente è stato proposta da Booij (1985) una nuova versione della '*mild-slope equation*' successivamente modificata (Kirby,1984 e Kirby e Darlymple, 1983b) per simulare anche le interazioni con correnti.



## 4.2 UN MODELLO PARABOLICO PER LA TRASFORMAZIONE DEL MOTO ONDOSO

Per la realizzazione di questo lavoro di tesi sono stati utilizzati i codici sorgenti del modello idrodinamico REF/DIF1 sviluppato presso l'Università del Delaware (US) dal prof. J.T. Kirby ed il suo gruppo di lavoro. La motivazione di questa scelta nasce da un confronto tra le prestazioni del modello REF/DIF1 con quelle dei principali modelli numerici di trasformazione disponibili in letteratura sia di tipo open-source (es. SWAN) sia di tipo commerciale (es. CEDAS, MIKE21). Si è pensato pertanto di contribuire, nell'ambito della realizzazione di questo lavoro di tesi, ad un ulteriore sviluppo del codice *open-source*, riportato come modello di riferimento all'interno del *Coastal Engineering Manual*, ed ampiamente diffuso nella comunità scientifica americana.

Il modello numerico sviluppato consente di simulare i campi di parametri caratteristici d'onda come l'altezza e la direzione di propagazione, su una batimetria irregolare ed in presenza di un campo di correnti bidimensionale stazionario supposto noto.

Si è partiti da un modello combinato di tipo non lineare che permette di simulare la trasformazione delle onde e quantificare gli effetti della rifrazione e diffrazione. Tale modello è basato sull'utilizzo della teoria di Stokes e sulla '*Mild Slope Equation*' (MSE) ed include una correzione sulla velocità di fase delle onde del terzo ordine, mentre l'altezza d'onda è determinata con un'accuratezza del secondo ordine. L'utilizzo di un'approssimazione parabolica classica restringe l'applicazione del modello solo a casi in cui la propagazione del moto ondoso avviene in una direzione compresa tra  $-70^\circ$  e  $+70^\circ$  rispetto alla direzione di provenienza delle onde di input. L'espressione parabolica della MSE ellittica viene ottenuta utilizzando un'opportuna approssimazione denominata *minimax* (Kirby, 1986) che consente di ridurre gli errori computazionali legati alla variazione progressiva della direzione di propagazione del moto ondoso che si amplificano all'aumentare dell'angolo formato tra il raggio d'onda e la direzione principale di propagazione.

In particolare, l'approssimazione *minimax* rappresenta un'innovazione essendo un'evoluzione della classica approssimazione di Padè 1/1 (Boij, 1981) che consiste nell'esprimere una funzione come rapporto di due polinomi per poi sviluppare in serie

di Taylor sia la funzione sia la sua approssimazione determinando i coefficienti dei polinomi in modo che i due sviluppi coincidano. L'approssimazione minimax consente di ridurre la presenza di errori variabili in funzione della locale direzione di propagazione. Infatti, l'approssimazione Padè 1/1 viene riscritta fissando il massimo valore dell'angolo formato dal raggio d'onda con l'asse delle x all'interno del dominio di simulazione.

La riduzione degli errori numerici è considerevole per angoli maggiori di  $60^\circ$ , mentre per angoli pari a  $60^\circ$  si raggiunge un'approssimazione identica a quella ottenuta con Padè 1/1.

Pertanto, il modello numerico in forma parabolica è basato su una serie di approssimazioni, ovvero:

- Per la validità della *mild slope equation* si assume che il fondale sia a bassa pendenza, e che qualora si dovessero essere variazioni batimetriche del fondale queste si manifestino su una lunghezza molto maggiore della lunghezza d'onda tipica del fenomeno.
- Il modello è applicabile solo a casi in cui il fenomeno simulato abbia caratteristiche di debole non-linearità. Inoltre, controllando il numero di Ursell ( $U = HL^3/h^2$ ) è possibile avere una misura della non-linearità del fenomeno simulato. Quando il numero di Ursell supera un valore di soglia pari a 40, il modello di Stokes non può più essere applicato.
- In acque basse è possibile utilizzare una relazione di dispersione (Hedges, 1976) che consente di simulare la formazione di un'onda solitaria, mentre in acque profonde è possibile ritornare ad un modello lineare. Quindi, il modello numerico può funzionare utilizzando tre differenti relazioni di dispersione: un modello lineare, un modello ibrido (Hedges-Stokes) e un modello di Stokes puro.
- Per utilizzare adeguatamente l'approssimazione parabolica minimax è necessario che la direzione delle onde sia compresa in un settore pari a  $\pm 70^\circ$  rispetto a quello considerato principale, cosa che avviene quasi sempre perché nei casi reali l'angolo rimane compreso tra  $\pm 40^\circ$ .

Nel modello la dissipazione dell'energia si può verificare in diversi modi, introducendo nella forma lineare della 'mild slope equation' un fattore dissipativo, ovvero:

$$\frac{\partial A}{\partial x} = \frac{i}{k} \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} + wA \quad (4.7)$$

in tal modo, è possibile simulare le perdite energetiche dovute a:

- attrito con il fondo (ruvido, poroso o viscoso) (Philips, 1966);
- attrito dovuto a film superficiali (Philips, 1966);
- attrito dovuto al frangimento (Kirby, 1994).

Le parametrizzazioni dei fenomeni dissipativi si manifestano sotto diverse forme espresse tramite il coefficiente di dissipazione variabile  $w$ .

Il modello include anche gli effetti viscosi legati alla presenza del *boundary layer* superficiale e di fondo. Inoltre, se quest'ultimo è di tipo turbolento è necessario introdurre una diversa formulazione per i termini dissipativi in modo da includere il coefficiente d'attrito di *Darcy-Weisbach* ( $f \cong 0.01$ ), ovvero:

$$w = \frac{2\sigma k f |A| (1-i)}{3\pi \sinh 2kh \sinh kh} \quad (4.8)$$

Quando il fondo è costituito da sabbia porosa il moto ondoso indurrà un flusso interno di acqua che può essere calcolato tramite l'introduzione di un coefficiente di permeabilità  $C_p$ , quindi il termine dissipativo diventerà:

$$w = \frac{gkC_p(1-i)}{\cosh^2 kh} \quad (4.9)$$

generalmente  $C_p$  assume un valore di circa  $4.5 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2$ .

Il fenomeno dissipativo del frangimento è stato introdotto nel modello in modo da poter effettuare simulazioni sia all'esterno che all'interno della *surf zone* utilizzando la seguente espressione:

$$w = \frac{KC_g (1 - (\gamma h / H)^2)}{h} \quad (4.10)$$

in cui  $K (=0.017)$  e  $\gamma (=0.4)$  sono dei parametri determinati empiricamente (Dally et al., 1995) mentre, l'indice di frangimento è tale che  $H > 0.78h$  dove  $H = 2|A|$ . Numerosi test di laboratorio hanno dimostrato che il modello è in grado di prevedere correttamente il fenomeno dello *shoaling* e del frangimento delle onde (Kirby & Dalrymple, 1994).

Il clima ondosso può essere simulato, senza alcuna limitazione, utilizzando in input un treno di onde monocromatiche che si propaga in una direzione assegnata, è necessario conoscere la distribuzione dell'altezza d'onda iniziale per una data frequenza partendo dai bordi esterni della griglia di calcolo.

Le condizioni al contorno laterali al dominio di calcolo sono fondamentali per un modello di tipo parabolico come quello in questione. In generale, è possibile utilizzare diversi tipologie di condizione, ma le più comuni per ogni lato sono quelle di riflessione totale. La griglia di calcolo utilizzata dal modello è tale da ridurre l'onere computazionale ed eventualmente se necessario consente di aumentare il dettaglio batimetrico nelle aree di maggior interesse.

Quindi, la griglia viene strutturata secondo una maglia all'interno della quale l'utente stesso può scegliere il passo di interpolazione e quindi il livello di dettaglio.

Il modello numerico consente di impostare diverse condizioni al contorno ovvero data la condizione iniziale:

$$A(0, y) = \frac{H}{2} \exp(ik \sin \theta y) \quad (4.11)$$

è possibile impostare le seguenti condizioni:

1. condizioni fisse:  $A(x,0) = C_0(x)$  e  $A(x, y_{max}) = C_{y_{max}}(x)$ ,
2. condizioni riflessive:  $A(x,0) = 0$  e  $A(x, y_{max}) = 0$ ;
3. condizioni aperte:  $A(x,0) = ik_y A$  e  $A(x, y_{max}) = ik_y A$ ;

L'onda è generalmente descritta tramite la seguente espressione:

$$A(0, y) = A_0 \varepsilon^{ily} \quad (4.12)$$

in cui  $A$  è l'ampiezza d'onda prefissata ed  $l$  è il numero d'onda lungo  $y$ ,  $l$  è in relazione con  $k$ , numero d'onda, attraverso  $l = k \sin \theta$  dove  $\theta$  è l'angolo formato tra l'onda e l'asse  $x$ . Nel caso si vogliono modellare più onde con diverse direzioni ed assegnata frequenza si può usare come altezza d'onda iniziale:

$$A(0, y) = \sum_{n=1}^{num.onde} A_n \varepsilon^{i l_n y} \quad (4.13)$$

dove la notazione è la medesima del caso precedente.

### 4.3 DESCRIZIONE DELL'ARCHITETTURA GENERALE DEL MODELLO

Il modello è costituito da un programma principale e da 14 *subroutine*, il codice sorgente utilizzato è in linguaggio FORTRAN90 ed è un *open-source* (licenza GPL) scaricabile dalla rete<sup>†</sup>, modificabile e compilabile utilizzando un comune compilatore fortran o visual-fortran.

Nel dettaglio, il modello è strutturato secondo due livelli (Fig. 4.1):

- I. livello principale di acquisizione e controllo dei dati di input;
- II. livello secondario costituito dal modello vero e proprio che effettua i calcoli utilizzando uno schema implicito alle differenze finite.

---

<sup>†</sup> <http://chinacat.coastal.udel.edu/~kirby/programs/refdif/refdif.html>

Il programma principale gestisce la chiamata a due *subroutine* che consentono di leggere i dati di input (sulla prima riga della griglia) relativi alle onde e di controllare la coerenza delle dimensioni ed eventualmente di effettuare interpolazioni.

Inoltre, esiste una *subroutine* che controlla l'esecuzione della parte computazionale: per ogni componente in frequenza che è stata specificata dall'utente il programma principale svolge le seguenti operazioni:

- Inizializza il programma calcolando il campo d'onda incidente sul bordo esterno della griglia di riferimento prescelta.
- Per ogni blocco della griglia di riferimento esegue le seguenti operazioni:
  - effettua la chiamata alla *subroutine* che realizza un'interpolazione dei dati di input su un singolo blocco della griglia di riferimento;
  - effettua la chiamata ad un' apposita *subroutine* per calcolare le costanti della griglia di interpolazione;
  - effettua la chiamata ad una *subroutine* che effettua l'integrazione numerica utilizzando il metodo di Crank-Nicolson dell'equazione parabolica sulla sottogriglia interpolata dalla subroutine precedente.

Alla fine di questa sequenza di operazioni l'esecuzione del modello è completata.

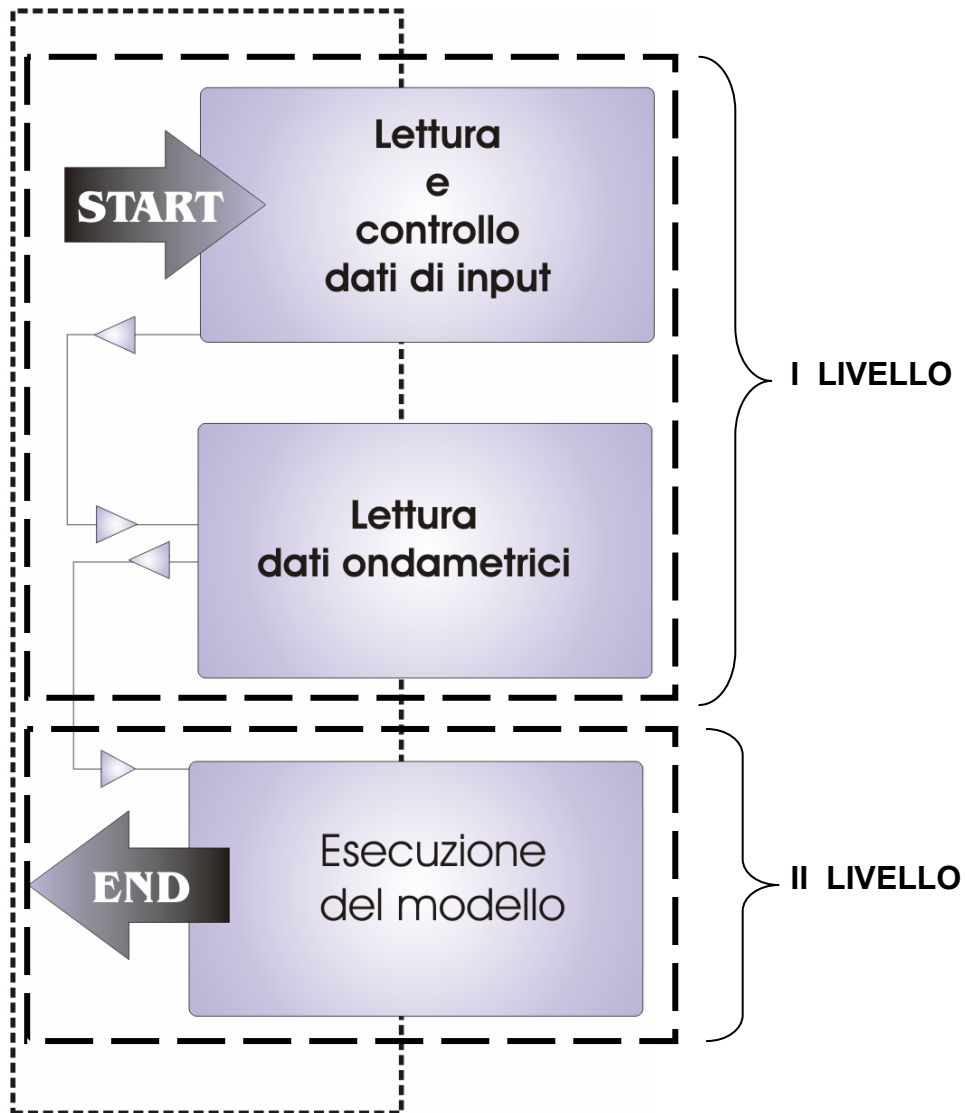


Figura 4.1: Schema a blocchi dei livelli del modello idrodinamico.

#### 4.3.1 IMPLEMENTAZIONE DI MODULI AGGIUNTIVI DI OTTIMIZZAZIONE

Come descritto precedentemente, il modello consente di simulare i fenomeni di trasformazione delle onde da largo a sotto costa e di ottenere i termini forzanti per la riproduzione della circolazione litoranea (con interazione onda-corrente) e del trasporto solido.

Effettuando alcune simulazioni di prova, è stato possibile valutare le caratteristiche principali di stabilità numerica dell'algoritmo e determinare una *case-history*

riguardante alcune situazioni di criticità, individuando anche le soglie di instabilità associate a particolari dataset di input.

In tal modo, sono stati raccolti dei dati che hanno permesso di progettare e quindi implementare alcune routine accessorie dedicate al miglioramento delle caratteristiche di stabilità e robustezza del codice stesso.

Per migliorare le prestazioni del modello e la stabilità numerica si implementa un modulo dedicato a ottimizzare il comportamento debolmente non lineare che si presenta durante alcuni particolari, ma non rari, scenari di simulazione. Come anticipato precedentemente, una delle principali ipotesi su cui è basata la *Mild Slope Equation* è la presenza di debole non linearità misurata e controllata dall'utente tramite il *parametro di Ursell* che mediamente, per garantire stabilità e accuratezza del metodo, non dovrebbe superare un valore di soglia pari a 40.

In realtà, la non linearità del fenomeno aumenta man mano che l'onda si sposta da largo a sotto costa, per cui è necessario che il modello utilizzi una relazione di dispersione di tipo misto ovvero adattabile alle condizioni variabili di linearità/nonlinearità del fenomeno.

A tale scopo, è stata introdotta una nuova parametrizzazione semi-empirica basata su un modello misto ottenuto fondendo la relazione di dispersione di Hedges (1976) per acque basse con quella di Stokes (3° ordine) più adatta per acque alte. Infatti, se la generica relazione di dispersione che lega la frequenza dell'onda e la profondità è:

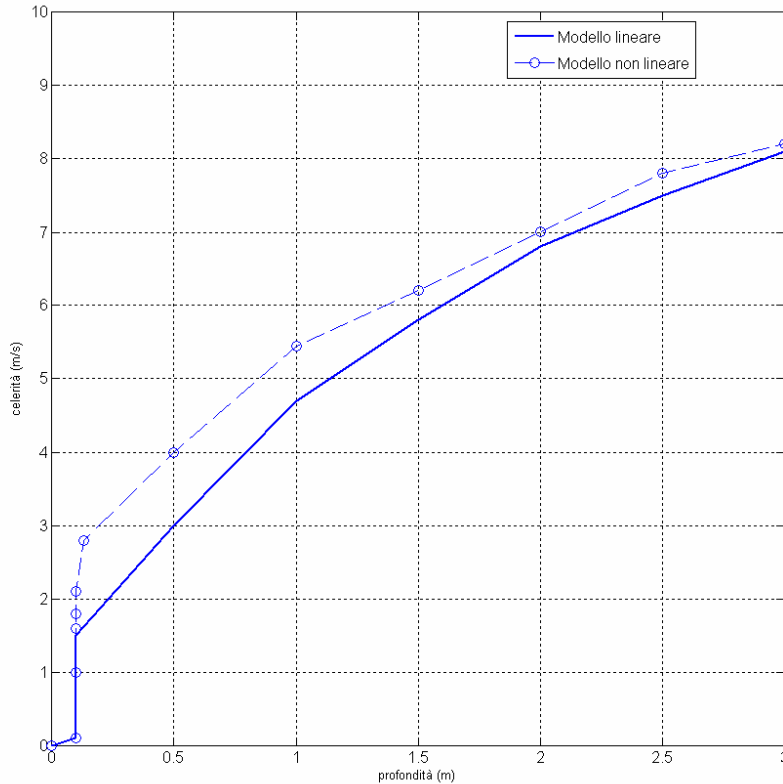
$$\sigma^2 = gk \tanh(kh(1 + |A|/h)) \quad (4.14)$$

In acque basse, l'Eq. 4.14 viene ricondotta a quella che riproduce l'onda solitaria, mentre in acque profonde tenderà asintoticamente alla soluzione valida nel caso lineare.

La parametrizzazione adottata consente di misurare, tramite il *numero di Ursell*, la percentuale di non linearità durante la propagazione delle onde per effettuare automaticamente l'approssimazione della relazione di dispersione basandosi su una funzione di trasferimento lineare.



In figura 4.2, è riportata una comparazione tra alcune soluzioni ottenute mediante il modello lineare e con quello non lineare, in ascisse è riportato il valore della profondità e in ordinate la celerità.



**Figura 4.2: Comparazione tra alcune soluzioni ottenute mediante il modello lineare (linea continua) e non (linea tratteggiata).**

L'introduzione di questo nuovo tipo di relazione di dispersione ha permesso di migliorare le prestazioni del modello numerico garantendo l'utilizzo di una parametrizzazione più aderente al fenomeno fisico simulato.

Effettuando alcune simulazioni di test, relative a casi limite (es. pendenza limite del fondale, angolo di incidenza limite del moto ondoso) è emersa la necessità di risolvere alcuni problemi di instabilità dovuti alla propagazione di errori legati all'utilizzo di un'approssimazione di tipo parabolico.

Infatti, nelle applicazioni di campo le approssimazioni paraboliche forniscono una soluzione corretta solo se l'onda si propaga con direzione pari a quella dell'asse x del

sistema di riferimento e ciò è notevolmente restrittivo perché in natura difficilmente si incontrerà una situazione del genere.

Infatti, se si considera un caso generico di fondale qualsiasi, la rifrazione e la diffrazione faranno variare, all'interno dell'area di studio, la direzione di propagazione del moto ondoso che quindi non manifesterà sempre una direzione prevalente nel dominio.

Inoltre, a causa del fatto che il sistema di riferimento è fisso, la soluzione fornita dalle approssimazioni paraboliche nei punti del dominio in esame risulta affetta da errori variabili in funzione della direzione locale di propagazione.

Per permettere all'utente di ampliare in modo interattivo il cono di propagazione del moto ondoso, senza incrementare gli errori numerici, è stata implementata una routine che consente di superare la limitazioni legate al fatto che il sistema di riferimento non gode di proprietà di invarianza galileiana.

E' stato quindi possibile eliminare il problema della propagazione di errori numerici connesso all'orientamento fisso nello spazio del dominio di calcolo, mentre la direzione di propagazione varia per effetto della rifrazione e della diffrazione.

Inizialmente, al fine di limitare gli errori, che si amplificano durante il calcolo, viene utilizzato il metodo dell'approssimazioni *minimax*, che consiste nel fissare anticipatamente il valore del massimo angolo di propagazione e poi calcolare i coefficienti dell'equazione approssimante minimizzando il massimo errore tra la direzione reale e quella stimata con il metodo.

Kirby (1986), autore di tale metodo, ha calcolato i coefficienti minimax per alcuni *range* di propagazione, in base alla seguente formula:

$$\frac{l}{k} = \frac{a_0 + a_1 \left(\frac{m}{k}\right)^2}{1 + b_1 \left(\frac{m}{k}\right)^2} \quad \text{con} \quad e = \max |l/k - \cos \mathcal{G}| \quad \text{in} \quad 0 \leq \mathcal{G} \leq \mathcal{G}_a \quad (4.15)$$

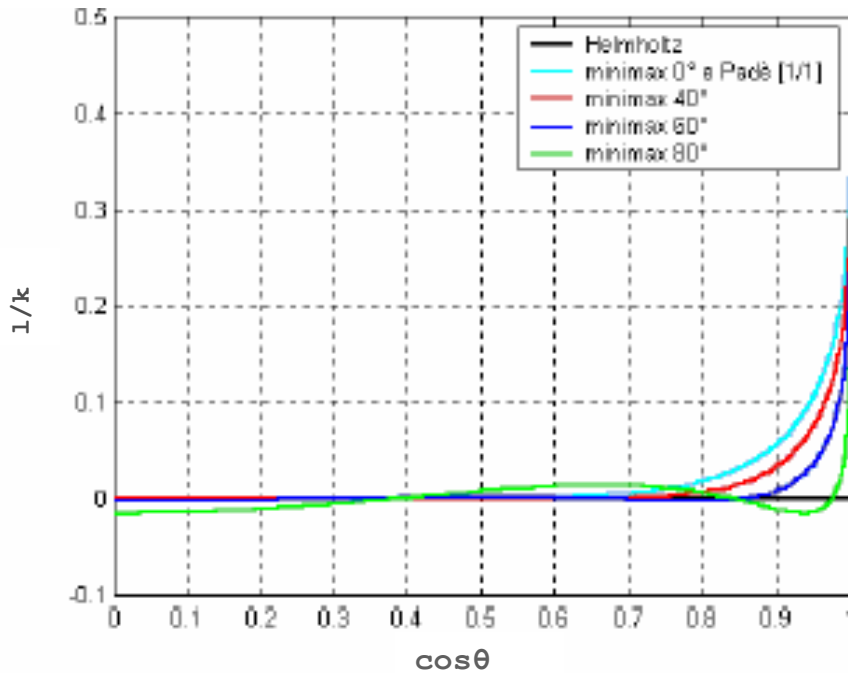
dove  $l, m$  sono le componenti del vettore numero d'onda  $k$ ,  $\mathcal{G}$  e  $\mathcal{G}_a$  rappresentano rispettivamente gli angoli di propagazione reale ed approssimato, mentre  $a_0, a_1, b_1$  sono i coefficienti utilizzati nell'approssimazione minimax.

Di seguito si riportano la tabella relativa al calcolo dei coefficienti effettuato per angoli compresi tra  $\pm 0^\circ$  e  $\pm 90^\circ$  rispetto alla direzione principale di propagazione ed il grafico relativo agli errori commessi.

Da un esame attento dei valori assunti dai coefficienti si può notare che l'approssimazione minimax consente di ottenere soluzioni numericamente valide per angoli grandi, mentre nel caso di angoli piccoli tale approssimazione tende a quella di Padè (1/1).

$\theta$	$a_0$	$a_1$	$b_1$
$\pm 10^\circ$	0.999999972	0.752858477	0.252874920
$\pm 20^\circ$	0.999998178	0.761464683	0.261734267
$\pm 30^\circ$	0.999978391	0.775898646	0.277321130
$\pm 40^\circ$	0.999871128	0.796244743	0.301017258
$\pm 50^\circ$	0.999465861	0.822482968	0.335107575
$\pm 60^\circ$	0.998213736	0.854229482	0.383283081
$\pm 70^\circ$	0.994733030	0.890064831	0.451640568
$\pm 80^\circ$	0.985273164	0.925464479	0.550974375
$\pm 90^\circ$	0.956311082	0.943396628	0.704401903

**Tabella 4.1: Determinazione dei coefficienti minimax per diversi angoli di propagazione del moto ondoso.**



**Figura 4.3: Confronto delle soluzioni ottenute utilizzando il modello con varie approssimazioni minimax.**

Il valore dell'angolo di propagazione prescelto in modo automatico all'inizio delle simulazioni è di  $\pm 70^\circ$  e rappresenta, in condizioni di utilizzo standard del modello, il miglior compromesso tra stabilità del codice e propagazione di errori numerici.

Invece, utilizzando il modello per applicazioni di campo ci si è resi conto che talvolta era auspicabile incrementare ulteriormente le prestazioni di calcolo ampliando l'angolo di propagazione calcolato con il metodo minimax fino ad  $80^\circ$ .

Ciò ha permesso di riprodurre i fenomeni, in modo più flessibile, partendo dall'utilizzo di dati di campo soprattutto in caso di batimetrie molto irregolari ed interazione onda corrente.

Va sottolineato che l'introduzione di questa *utility* consente all'utente di ampliare o ridurre l'angolo di approssimazione *minimax* in base della tipologia di fenomeno da simulare. Quindi, la modifica, da parte dell'utente, dell'angolo di propagazione del moto ondoso permette di adattare il modello al caso oggetto di studio e allo stesso tempo ottimizzarne l'efficienza di calcolo.

Una volta ottimizzato il funzionamento del modello numerico si è proceduto ad implementare alcune *function* ed applicazioni dedicate alla programmazione di un'interfaccia grafica che garantisse non solo l'immissione dei dati di input in modo più semplice e diretto, ma anche una migliore visualizzazione grafica dei dati di

output. Il tutto è stato effettuato sfruttando le potenzialità di calcolo e gli oggetti grafici disponibili in ambiente MATLAB.

Nel prossimo capitolo sarà introdotto il problema numerico della simulazione della circolazione litoranea i cui termini forzanti derivano direttamente dalla propagazione del moto ondoso da alti a bassi fondali

Saranno pertanto descritte le principali caratteristiche del modello numerico di circolazione litoranea per cui il modello di trasformazione del moto ondoso appena illustrato rappresenta il *wave driver*.

## *Capitolo V*

*Implementazione di un modello numerico di  
circolazione litoranea*

## 5.1 INTRODUZIONE

La circolazione litoranea, come visto nel capitolo 2, rientra nel complesso dei fenomeni dinamici che avvengono nella fascia di mare compresa tra la linea di riva e la zona di frangimento (*surf-zone*).

E' evidente che i fenomeni che avvengono sotto costa influenzano fortemente i processi di trasporto dei sedimenti costieri ed il modellamento dei litorali. Per l'analisi dei fenomeni erosivi e di modificazione morfobatimetrica dei fondali marini è fondamentale la conoscenza, ad esempio attraverso esperimenti numerici, delle intensità delle correnti litoranee che agiscono in direzione parallela e perpendicolare alla linea di riva, dette rispettivamente correnti *longshore* e *cross-shore*.

Il modello discusso nel precedente capitolo, consente di trasformare le onde da largo a sotto costa, non fornendo però alcuna informazione relativa alla formazione di correnti che si instaurano tra la linea di riva e la zona di frangimento (*surf-zone*). Tali fenomeni, al contrario di quelli al largo, non possono essere considerati bidimensionali a causa della ridotta profondità relativa. In altri termini, se ci poniamo in un punto interno alla zona individuata precedentemente, le velocità di propagazione del moto variano lungo la verticale sia in direzione che in intensità. Pertanto, il modello numerico di tipo quasi-3D, adottato come base di partenza in questo lavoro di tesi, consente di ottenere una soluzione tridimensionale combinando gli effetti bidimensionali con quelli tridimensionali calcolati separatamente non affrontando il problema numerico attraverso la risoluzione di un'equazione tridimensionale.

## 5.2 UN MODELLO NUMERICO PER LA SIMULAZIONE DELLA CIRCOLAZIONE LITORANEA

Il modello SHORECIRC (Svendsen, 1992), utilizzato e perfezionato in questo lavoro di tesi, è un modello idrodinamico quasi-3D sviluppato presso l'Università del

Delaware ed è di tipo ‘*open-source*’, ciò significa che i codici, in linguaggio FORTRAN 90, sono in rete\* a disposizione della comunità scientifica internazionale.

Il modello nasce prevalentemente per applicazioni di tipo ingegneristico, ovvero per consentire lo studio della dinamica litoranea e delle sue interazioni con le strutture di difesa costiera. In questo lavoro sono state sfruttate gran parte delle potenzialità del modello per simulare a cascata i fenomeni di trasporto solido che interessano prevalentemente le aree costiere e che causano spesso modificazioni e danni irreversibili all’ ambiente marino, giocando un ruolo fondamentale nei processi erosivi delle coste.

La struttura del modello di circolazione litoranea è costituita essenzialmente da due parti:

- Una basata sulla componente media d’onda integrata sulla profondità attraverso cui è possibile determinare le correnti lungo costa e il moto delle onde gravitazionali includendo anche la simulazione del moto delle particelle dovuto a queste ultime e la variazione verticale delle correnti.
- Un modulo ‘*wave driver*’ che oltre a fornire le altezze d’onda e la direzione calcola anche il forzante d’onda per correnti che variano con il tempo e con lo spazio nonché il moto delle onde.

Le equazioni su cui è basato il modello di circolazione litoranea permettono di suddividere la velocità totale istantanea  $u_{\alpha}(x, y, z, t)$  del fluido in tre componenti dovute rispettivamente al campo di moto turbolento  $u'_{\alpha}$ , alla componente d’onda  $u_{w\alpha}$  (assumendo la velocità nulla al di sotto del cavo), ed alla velocità della corrente  $V_{\alpha}$  ovvero:

$$u_{\alpha}(x, y, z, t) = u'_{\alpha} + u_{w\alpha} + V_{\alpha} \quad (5.1)$$

---

\* <http://chinacat.coastal.udel.edu/~kirby/programs/shorecirc/shorecirc.html>



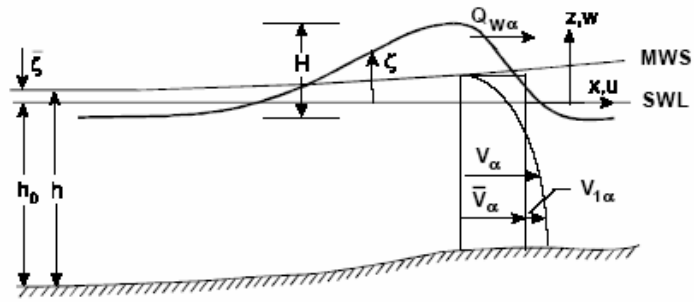


Figura 5.1: Schematizzazione del problema fisico.

In un sistema di coordinate cartesiane come mostrato in figura 5.1, la profondità in ogni punto può essere espressa come:

$$h = h_0 + \bar{\zeta} \quad (5.2)$$

da cui il flusso totale di volume è:

$$Q_\alpha = \overline{\int_{-h_0}^{\zeta} u_\alpha dz} \quad (5.3)$$

mentre, il flusso di volume dipendente dalla componente d'onda è definito come:

$$Q_{w\alpha} = \overline{\int_{\zeta_T}^{\zeta} u_{w\alpha} dz} \quad (5.4)$$

Quindi, in base a quanto detto, il flusso totale può essere espresso come:

$$Q_\alpha = \overline{\int_{-h_0}^{\zeta} V_\alpha dz} + Q_{w\alpha} \quad (5.5)$$

in cui  $V_\alpha$  è la velocità della corrente costituita da due componenti, la prima costante e la seconda variabile con la profondità.

Il modello è perciò basato su equazioni ricavate dalle equazioni di *Navier-Stokes* integrate sulla profondità e mediate sul tempo, esprimibili in forma completa come:

$$\frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} + \frac{\partial Q_\alpha}{\partial x_\alpha} = 0 \quad (5.6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_\beta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \left( \frac{Q_\alpha Q_\beta}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \int_{-h_0}^{\bar{\zeta}} V_{d\alpha} V_{d\beta} dz + \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \int_{\bar{\zeta}}^{\zeta} \overline{u_{w\alpha} V_{d\beta} + u_{w\beta} V_{d\alpha}} dz + g(h_0 + \bar{\zeta}) \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial x_\beta} - \\ + \frac{\tau_\beta^S}{\rho} + \frac{\tau_\beta^B}{\rho} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \left( S_{\alpha\beta} - \int_{-h_0}^{\bar{\zeta}} \tau_{\alpha\beta} dz \right) = 0 \end{aligned} \quad (5.7)$$

nell' Eq. 5.7  $\tau_{\alpha\beta}$  rappresenta gli stress di Reynolds, mentre  $\tau_\beta^S$  e  $\tau_\beta^B$  rappresentano rispettivamente gli stress alla superficie e al fondo.

Inoltre, i *radiation stress* vengono calcolati con la seguente relazione (Phillips, 1977):

$$S_{\alpha\beta} = \int_{-h_0}^{\zeta} (p \delta_{\alpha\beta} + \rho u_{w\alpha} u_{w\beta}) dz - \delta_{\alpha\beta} \frac{1}{2} \rho g h^2 - \rho \frac{Q_{w\alpha} Q_{w\beta}}{h} \quad (5.8)$$

in cui  $u_{w\alpha}$  è la componente orizzontale della velocità indotta dal moto ondoso (onda corta). Lo schema numerico utilizzato nel modello per risolvere le equazioni appartiene alla categoria dei metodi *multi-step* di Adam-Bashford e Adam-Moulton (Svendsen, 1994).

### 5.3 GENERAZIONE DEI PROFILI DI CORRENTE

Le componenti legate alle onde gravitazionali nei termini di interazione corrente-corrente e onda-corrente dipendono dalla profondità e sono espresse in funzione di quantità mediate sulla profondità in modo da calcolare gli integrali nelle equazioni quasi-3D, è quindi necessario calcolare prima i profili verticali delle velocità della corrente e le componenti di velocità delle onde.

Per ottenere i profili verticali di velocità vengono utilizzate le equazioni orizzontali del momento (locali) mediate sul tempo e non sulla profondità ed è necessario distinguere tra la velocità della corrente indipendente dalla profondità, la velocità della corrente costante con la profondità e le velocità d'onda corta. Il modello di circolazione litoranea utilizza delle equazioni basate su una formulazione ottenuta da Van Dongeren e Svendsen (1997).

### 5.4 COMPONENTI D'ONDA GENERATE DAL WAVE DRIVER

Le interazioni tra onde e correnti sono di fondamentale importanza per ottenere delle simulazioni quanto più aderenti alla realtà come nel caso della formazione delle *rip-current*. Questo può essere modellizzato in modo ciclico ricalcolando il forzante d'onda così da includere gli effetti forzanti delle correnti e dell'eventuale *wave-setup*.

Il modello di circolazione necessita di un generatore d'onda o *wave driver*, interno o esterno al codice, che permette di simulare il moto ondoso e le forzanti medie che governano sia le correnti che le onde gravitazionali. Qualora si scelga di utilizzare un wave driver esterno al modello è necessario specificare i parametri di input necessari in un file esterno. Nella attuale versione, il generatore d'onda incluso come subroutine all'interno del codice è il modello REF/DIF1 (Kirby e Dalrymple, 1994). Il generatore d'onda, discusso dettagliatamente nel precedente capitolo, consente di ottenere informazioni relative alle altezze d'onda, agli angoli di incidenza, alla celerità d'onda e alla celerità di gruppo. In particolare, il *wave driver* utilizzato si basa su un' approssimazione parabolica della *mild-slope equation* che partendo da largo con una singola altezza d'onda e una direzione assegnata tiene conto dei

fenomeni di shoaling, rifrazione, diffrazione e frangimento normalmente presenti (capitolo 4). L'interazione tra moto ondoso e correnti è incluso nel modello come opzione del *wave driver* mentre, quando si utilizza un generatore d'onda esterno è necessario specificare sia le condizioni iniziali che le condizioni al contorno per la simulazione.

## 5.5 CALCOLO DEI RADIATION STRESS E DEL FLUSSO VOLUMETRICO D'ONDA

I radiation stress vengono calcolati a partire dalle altezze d'onda e dagli angoli di incidenza forniti dal wave driver, e formalmente sono espressi come:

$$S_{\alpha\beta} = e_{\alpha\beta} S_m + \delta_{\alpha\beta} S_p \quad (5.9)$$

in cui  $e_{\alpha\beta}$  è un tensore funzione degli angoli d'incidenza dell'onda:

$$e_{\alpha\beta} = \begin{bmatrix} \cos^2 \alpha_w & \sin \alpha_w \cos \alpha_w \\ \sin \alpha_w \cos \alpha_w & \sin^2 \alpha_w \end{bmatrix} \quad (5.10)$$

con  $\alpha_w$  pari all'angolo formato dall'onda con l'asse x positivo, mentre gli scalari  $S_m$  ed  $S_p$  sono definiti come:

$$S_m = \overline{\int_{-h_0}^{\zeta} \rho u_w^2 dz} \quad \text{e} \quad S_p = - \int_{-h_0}^{\zeta} \overline{\rho w_w^2 dz} + \frac{1}{2} \overline{\rho g \eta^2} \quad (5.11)$$

assumendo che la velocità dell'onda nella direzione di quest'ultima è pari a  $u_w = |u_{w\alpha}|$ . Per il calcolo dei radiation stress il modello sfrutta le altezze d'onda locali determinate dal wave driver REF/DIF1 utilizzando all'esterno della surf zone una parametrizzazione d'onda sinusoidale, mentre all'interno è necessario tener conto anche dell'area di frangimento (Svendsen, 1994) in questo ultimo caso è possibile

anche simulare la crescita del frangente a partire dal momento in cui l'onda frange. Il flusso volumetrico d'onda, all'esterno della surf zone, è pari a:

$$Q_{w\alpha} = B_0 \frac{gH^2}{c} \frac{k_\alpha}{k} \quad (5.12)$$

dove il numero d'onda  $k_\alpha$  è un vettore le cui componenti sono funzione dell'angolo di incidenza del moto ondoso,  $B_0$  è l'ampiezza del tubo di flusso, mentre  $c$  è il valore della velocità di fase. All'interno della surf zone è possibile determinare il flusso volumetrico d'onda come segue (Svendsen, 1984):

$$Q_{w\alpha} = \frac{gH^2}{c} \frac{c^2}{gh} \left[ B_0 + \frac{A}{HL} \frac{h}{H} \right] \frac{k_\alpha}{k} = \frac{gH^2}{c} \frac{c^2}{gh} \left[ B_0 + \frac{A}{H^2} \frac{h}{L} \right] \frac{k_\alpha}{k} \quad (5.13)$$

Come per il calcolo dei radiation stress è possibile simulare la formazione del frangente a partire dalla profondità di rottura dell'onda.

## 5.6 TERMINI DISSIPATIVI

Il campo di moto turbolento, fondamentale per la simulazione del trasporto di particelle presenti nella colonna d'acqua, è incluso in entrambe le modalità in cui può funzionare il modello di circolazione litoranea.

Nella versione quasi-3D gli *shear stress* legati alla presenza della turbolenza ( $\tau_{\alpha\beta}$ ) vengono simulati sfruttando il seguente modello di *eddy viscosity* zero dimensionale:

$$\tau_{\alpha\beta} = \rho \nu_t \left( \frac{\partial V_{m\alpha}}{\partial x_\beta} + \frac{\partial V_{m\beta}}{\partial x_\alpha} \right) \quad (5.14)$$

dove  $\rho$  è la densità,  $\nu_t$  è la viscosità e  $V_{m\alpha}$ ,  $V_{m\beta}$  sono le componenti della velocità della corrente nelle due direzioni individuate nel dominio di calcolo.

Il contributo degli *shear stress* turbolenti è minimo e quindi è possibile supporre il valore di  $\tau_{\alpha\beta}$  costante con la profondità. In letteratura esistono vari modelli di eddy viscosity talvolta estremamente complessi e basati sul calcolo di numerosi parametri, ma nel caso in esame un modello zero dimensionale rappresenta una valida approssimazione perché gli stress di Reynolds risultano trascurabili.

La formulazione utilizzata per l'*eddy viscosity* consente di valutare la presenza del frangimento e della turbolenza generata al fondo. Il modello di eddy viscosity permette di riprodurre il trasferimento di momento turbolento che implica un aumento dell'attrito interno del fluido. Inoltre, è necessario precisare che il coefficiente di *eddy viscosity* è funzione del tipo di flusso e non del fluido in esame. Il modello di circolazione utilizza la formulazione di Svendsen e Putrevu (1994) e Coffey e Nielsen (1994) per simulare il fenomeno all'esterno della surf zone mentre, per le aree interne a questa ultima viene utilizzato il modello di Battjes (1975).

Quindi, la combinazione dei contributi turbolenti provenienti dall'attrito con il fondo e dal frangimento viene calcolata all'interno del modello come:

$$v_t = C_1 \kappa \sqrt{\frac{f_w}{2}} u_0 h + Mh \left( \frac{D}{\rho} \right)^{1/3} + v_{t,0} + v_s \quad (5.15)$$

in cui  $\kappa$  è la costante di von Karman ( $\kappa \cong 0.4$ ),  $f_w$  è il coefficiente di attrito di fondo, mentre  $u_0$  è la velocità d'onda di una generica particella valutata al fondo e  $D$  è un coefficiente di dissipazione.

### 5.6.1 CONDIZIONI SUL FONDO TURBOLENTE

In situazioni reali, è probabile trovare sul fondo delle condizioni al contorno di carattere turbolento. In tal caso deve necessariamente essere introdotto un termine dissipativo utilizzando, ad esempio, il fattore di attrito di Darcy-Weisbach ( $f$ ) per cui, il valore della dissipazione è pari a :

$$\omega = \frac{2\sigma k f |A|(1-i)}{3\pi \sinh 2kh \sinh kh} \quad (5.16)$$

nel modello, sulla base di esperienze condotte da Dean e Darlymple (1984), si è assunto  $f=0.01$ .

Gli stress che si manifestano a scale inferiori rispetto a quella di griglia vengono modellate utilizzando la parametrizzazione di Smagorinsky (1963) che consente di considerare la turbolenza generata da shear nel flusso e anche la dissipazione dovuta agli eddy turbolenti di dimensioni molto minori rispetto all'ampiezza di griglia.

### 5.6.2 CONDIZIONE DI FONDO POROSO

Non è infrequente trovare dei fondi marini porosi in cui il moto ondoso induce dei moti di filtrazione nel letto di fondo, generando dissipazione di energia dovuta alla forza di filtrazione di Darcy. Per fondali caratterizzati da un assegnato coefficiente di permeabilità  $C_p$ , il termine dissipativo è pari a:

$$\omega = \frac{gkC_p(1-i)}{\cosh^2 kh} \quad (5.17)$$

dove compare il coefficiente  $C_p$  che ha le dimensioni di una superficie, ed il cui ordine di grandezza è pari a  $4.5 \times 10^{-11} m^2$  (Liu&Dalrymple, 1984).

### 5.6.3 CONDIZIONI DI FRANGIMENTO

Il modello utilizzato per la riproduzione del frangimento è stato testato in laboratorio in varie condizioni (Darlymple, 1994) ed ha mostrato un'ottima rispondenza con le situazioni reali.

Il termine dissipativo implementato per rendere conto del frangimento è quindi pari a:

$$\omega = \frac{KC_g [1 - (\gamma h/H)^2]}{h} \quad (5.18)$$

dove  $K$  e  $\gamma$  sono costanti empiriche (Dally, 1982) e sono rispettivamente pari a 0.017 e 0.4, mentre, l'altezza d'onda  $H$  è uguale a  $H$  e paria  $2|A|$ . Nel *wave driver REF/DIF1* il termine dissipativo per frangimento viene attivato se  $H > 0.78h$ .

## 5.7 CONDIZIONI AL CONTORNO

Il modello numerico di circolazione litoranea prevede la definizione di tre tipi di condizioni al contorno:

- a) condizioni di mare aperto;
- b) condizioni laterali;
- c) condizioni alla linea di riva;

La definizione delle condizioni al contorno in acque profonde è basata sulla considerazione di due condizioni fondamentali ovvero, una condizione di tipo aperto che permetta la generazione delle onde, ed una seconda cosiddetta di riflessione minima per le onde che escono dal dominio.

La condizione al contorno che ne deriva è definita di tipo assorbente-generante, poiché permette da un lato, la generazione delle onde che si propagheranno da largo a sottocosta e dall'altro l'assorbimento delle onde che fuoriescono dal dominio.

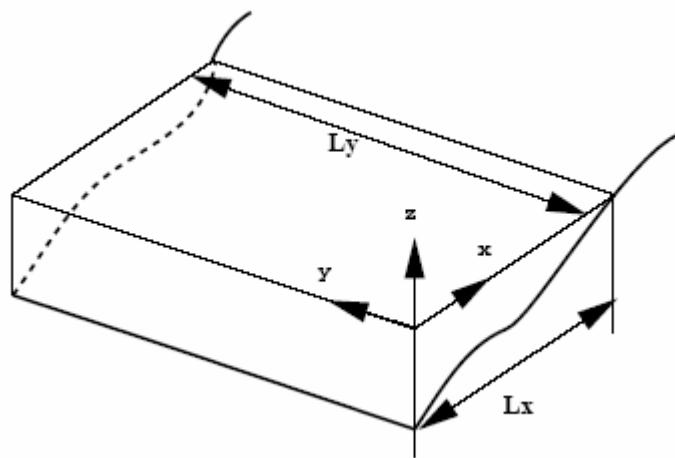
Le condizioni laterali (cross-shore) del dominio di calcolo del modello sono di tre tipologie:

- flusso specificato che consente di fornire il valore del flusso per ogni punto della griglia in direzione ortogonale alla costa;



- condizioni chiuse (WALL) in cui i termini di flusso sono annullati;
- condizioni periodiche ovvero le condizioni del flusso in un punto vengono poste, in ogni istante, pari all'omologo punto dal lato opposto del dominio. Quindi, i valori del flusso sono simmetrici rispetto al centro del dominio.

In figura 5.2 è riportato il tipico dominio di calcolo ed il sistema di riferimento .



**Figura 5.2:** Schematizzazione del dominio di calcolo e del sistema di riferimento adottati dal modello.

Nel modello di circolazione litoranea, anche se si trascurano le correnti di deriva, è possibile tenere conto degli sforzi tangenziali generati dal vento sul mare, calcolati come:

$$\tau_{\alpha}^s = C_D \rho_{\alpha} |W| W_{\alpha} \quad (5.19)$$

in cui  $C_D$  è il coefficiente d'attrito,  $\rho_{\alpha}$  è la densità dell'aria e  $W$  è la velocità del vento a 10 m dalla superficie.

Il coefficiente d'attrito viene calcolato a partire dalla formula raccomandata dal WAMDI (1988):

$$\begin{cases} C_D = 1.2875 \times 10^{-3} & \text{per } U < 7.5 \text{ m/s} & (5.20a) \\ C_D = (0.8 + 0.065U) \times 10^{-3} & \text{per } U \geq 7.5 \text{ m/s} & (5.20b) \end{cases}$$

dove  $U$  è la velocità del vento in m/s.

## 5.8 DESCRIZIONE DELLA STRUTTURA DEL CODICE

Il modello numerico dedicato alla circolazione litoranea è costituito da un programma principale e da 24 routine accessorie di cui 12 dedicate alla simulazione dell'insieme dei fenomeni propagativi e di trasformazione e 12 riservate ai passaggi di integrazione numerica.

L'elemento centrale della struttura del codice è il *main program* che ha il compito di richiamare l'esecuzione di tutte le *subroutine* principali. La maggior parte delle routine viene inizializzata dal *main program* in modo da preparare la fase in cui avviene praticamente l'integrazione temporale dei dati. Il *main program* provvede al caricamento dei dati di *input* e dei parametri necessari all'inizio della simulazione di trasformazione delle onde da largo a sotto costa e solo dopo questo *step* vengono richiamate tutte le *subroutine* necessarie alla simulazione dei fenomeni di circolazione litoranea. L'ultima routine richiamata in ordine temporale è quella relativa all'integrazione numerica e quindi all'avanzamento della simulazione.

## 5.9 STABILITA' NUMERICA ED IMPLEMENTAZIONE DI ROUTINE DI OTTIMIZZAZIONE

Il modello di circolazione litoranea analogamente al modello di trasformazione del moto ondoso, di cui si è discusso nel precedente capitolo, ed è stato modificato, introducendo delle nuove routine, sia per aumentarne le prestazioni computazionali sia in modo da realizzare delle simulazioni accoppiate a quelle prodotte da un modello di trasporto solido sviluppato nell'ambito di questo lavoro di tesi.

Durante una prima fase di test del modello di circolazione sono state riscontrate delle instabilità numeriche soprattutto quando si conducevano simulazioni su batimetrie irregolari.

Al fine di eliminare le eventuali instabilità, il codice è stato riorganizzato in alcune parti e reso in una forma più efficiente, dal punto di vista computazionale.

Successivamente, in base alle finalità di questo lavoro di tesi ovvero la simulazione dei fenomeni di trasporto solido in aree costiere, si è provveduto ad implementare una nuova parte di codice che consentisse di includere il modello numerico di trasformazione del moto ondoso precedentemente sviluppato (*wave driver*), all'interno del modello di circolazione litoranea. In tal modo, è possibile iniziare la simulazione dei fenomeni di circolazione litoranea a partire dai dati al largo senza dover prima costruire il dataset di input dei dati con il modello di trasformazione.

Con le modifiche effettuate il modello di circolazione litoranea è in grado di simulare, in punti stabiliti dall'utente, il valore del campo di moto prodotto delle varie trasformazioni che hanno subito le onde durante la propagazione. In realtà, quando un'onda di una certa altezza si propaga da largo a sotto costa impiega un certo tempo che viene simulato con l'introduzione di un ritardo, per cui il modello di circolazione inizierà a funzionare dopo un intervallo di tempo  $\Delta t$  rispetto all'inizio della simulazione di trasformazione delle onde.

Inoltre, nella versione originale il modello non consentiva di simulare in modo agevole il verificarsi di una mareggiata che presuppone una variazione improvvisa delle altezze d'onda.

Il fenomeno di instabilità è legato fisicamente al fatto che il moto ondoso sotto costa passa gradualmente ad altezze d'onda superiori ed all'inizio della mareggiata le onde sotto costa mostrano un aumento dei valori delle altezze da qualche centimetro a valori via più elevati fino a raggiungere un massimo per poi raggiungere nuovamente i valori iniziali.

La routine implementata consente all'utente di impostare la simulazione in modo da raggiungere per passi l'altezza d'onda desiderata partendo ad ogni step dal valore calcolato al passo precedente. Ciò ha permesso non solo di rendere più stabile l'algoritmo, ma anche di simulare il verificarsi di una mareggiata in modo molto più vicino alla realtà.

Un'ulteriore modifica ha riguardato la discretizzazione della griglia di calcolo ed in particolare un sub-campionamento di quest'ultima al fine di ottimizzare il flusso

dei dati tra il modello di circolazione e il modello di trasporto solido, dedicato alla simulazione dei fenomeni di movimentazione dei sedimenti.

Tale modifica si è rivelata di fondamentale importanza, perché ha consentito di infittire la griglia di calcolo del dominio su cui lavora il modello di circolazione così da non instaurare instabilità numeriche nel modello di trasporto. Infatti, data la diversità dei fenomeni simulati, come vedremo in seguito, il modello di trasporto solido è stabile solo a determinate condizioni valutate tramite il numero di *Courant* che consente di stabilire una corretta dimensione per la griglia spaziale e per quella temporale.

In tal modo, è stato possibile ottimizzare l'esecuzione in cascata dei modelli evitando all'utente di dover manipolare i dati alla fine di ogni simulazione.

A tal scopo, è indispensabile una comunicazione in cascata del modulo di circolazione con quello di trasporto affinché il primo rappresenti il generatore delle forzanti per il secondo introducendo un *feed-back* tra idrodinamica e morfodinamica.

Infine, anche per il modello di circolazione litoranea si è pensato di migliorare l'interfaccia per l'immissione dei dati di input e la visualizzazione dei dati implementando in ambiente Matlab una serie di function. Inoltre, per facilitare l'utilizzo dello strumento numerico da parte di un utente non programmatore si è pensato di sviluppare un'interfaccia grafica (GUI) di comunicazione programmando gli oggetti grafici disponibili in ambiente Matlab in modo da velocizzare e semplificare tutte le operazioni di immissione e visualizzazione dati.

## *Capitolo VI*

*Implementazione di un modello numerico per il  
trasporto dei sedimenti non-coesivi*

## 6.1 LA SIMULAZIONE DEL TRASPORTO DI SEDIMENTI NON COESIVI IN AREE COSTIERE

Il trasporto di sedimenti in ambiente marino costiero è un processo che dipende principalmente dalle correnti (*longshore* e *cross-shore*) e soprattutto dalle energie associate ai processi in atto.

Nell'analisi dei processi di trasporto e dispersione, è importante anche tener presenti le tipologie e le scale temporali delle attività antropiche che accelerano il naturale movimento dei sedimenti in ambiente marino costiero, ad esempio le attività di dragaggio di bacini portuali e darsene, spesso altamente inquinati, e degli eventi naturali estremi, talvolta catastrofici, come mareggiate, maremoti ed alluvioni.

In realtà, per i fenomeni di movimentazione a piccola scala ovvero dovuti ad onde, maree e correnti, la fascia più attiva ai fini del movimento dei sedimenti è rappresentata dalla zona compresa tra la linea di riva e la zona di frangimento, che come è stato evidenziato nei capitoli precedenti è nota in letteratura con il nome di *surf-zone*. La morfodinamica costiera è un fenomeno dinamico di tipo "non lineare", infatti la risposta più immediata che il sistema costiero può dare è funzione di una sequenza di eventi forzanti *random*, come ad esempio il susseguirsi di onde caratterizzate da diversa altezza e provenienza, che difficilmente possono essere previste su un intervallo di tempo futuro (questo naturalmente non è vero per le maree astronomiche che rappresentano al contrario un fenomeno deterministico).

Nel contesto dell'analisi dei processi costieri di trasporto solido, i modelli numerici possono rappresentare uno strumento di raccolta ed elaborazione dati in prospettiva di prevedere i futuri scenari evolutivi di un tratto di costa.

I modelli numerici per la simulazione del trasporto di sedimenti e dedicati allo studio morfodinamico di un tratto di costa possono essere applicati in diverso modo in funzione dell'obiettivo della ricerca, ad esempio:

- *Obiettivo analitico*: ovvero dato un certo input, viene analizzata la risposta di un sistema naturale in seguito ad un disturbo (es. introduzione di una scogliera frangiflutti o di un pennello).

- *Valutazione di scenari*: ovvero si cerca di rispondere alla domanda ‘cosa..se..’ nel tentativo di valutare tutte le possibili conseguenze di una perturbazione dello stato originale del sistema.
- *Obiettivo previsionale*: ovvero impostate delle condizioni iniziali, corrispondenti al presente o al futuro, si cerca di prevedere la risposta del sistema rispetto ad una perturbazione cercando di individuare contemporaneamente il grado di incertezza con cui si fa la previsione.

Dalla suddivisione effettuata deriva una classificazione dei modelli numerici in:

- Modelli analitici che utilizzano soluzioni in forma chiusa delle equazioni della linea di riva e del profilo di spiaggia per descrivere i fenomeni fisici di base al fine di identificare e comprendere rapidamente la risposta morfologica della costa e del fondale (Larson et al., 1997).
- Modelli descrittivi dello stato morfologico, il cui scopo è la previsione dell’evoluzione di un piccolo numero di parametri che riproducono il profilo della costa. Ad esempio, consentono di classificare lo stato della spiaggia in base ad osservazioni visive (Short, 1975; Lippman & Holman, 1990) che possono successivamente essere messe in relazione empirica con le forzanti misurate, per effettuare una previsione (Wright et al., 1985). Tra questi ricordiamo i modelli ‘ad una linea’ in cui l’evoluzione temporale della linea di riva è espressa in funzione del trasporto long-shore e i modelli cosiddetti ‘multi-linea’ che permettono di descrivere anche l’evoluzione trasversale del profilo utilizzando le soluzioni fornite da modelli ad una linea (Perlin & Dean, 1979).
- Modelli di evoluzione del profilo, che prevedono le variazioni della morfologia di spiaggia schematizzando sia il trasporto cross-shore che il trasporto long-shore. Questa tipologia rappresenta la miglior soluzione quando è necessario simulare sia gli effetti morfologici di fenomeni che si manifestano a breve termine (ad. es. mareggiate) sia la successiva dispersione di sedimenti verso il largo (Krieben & Dean, 1985; Larson & Kraus, 1989). La maggior parte dei modelli di questo tipo sfrutta un approccio di tipo *process based* che, come vedremo in seguito, rappresenta il miglior compromesso per la simulazione dei fenomeni in gioco perché consente di apprezzare anche la variabilità spaziale e

temporale dei parametri fisici che concorrono alla movimentazione dei sedimenti in direzione long-shore e cross-shore.

I fenomeni che possono essere simulati con i suddetti modelli numerici di evoluzione del profilo e che contribuiscono alla stima del trasporto *long-shore* e *cross-shore* sono principalmente di due tipi:

- “*bed-load transport*” la cui simulazione consente di riprodurre il trasporto delle particelle che si trovano a continuo contatto con il fondo;
- “*suspended-load transport*” in cui viene simulato il trasporto delle particelle che si trovano sospese nella colonna d’acqua e non entrano mai a contatto col fondo.

Nei più complessi modelli numerici, lo studio è rivolto all’analisi del movimento delle particelle di sedimento in un flusso spazialmente variabile in presenza di correnti oscillatorie e di turbolenza indotta da onde frangenti. Ovviamente però, nella realtà esistono altri fattori complicanti come il moto complesso del fluido in presenza di fondo irregolare, l’assenza di una dettagliata descrizione delle interazioni tra le particelle, e del fenomeno di frangimento e ciò comporta l’impossibilità di effettuare previsioni accurate alla microscala.

Tradizionalmente, lo studio dell’evoluzione morfo-batimetrica di un tratto di costa si basa sull’assunzione di uno stato di equilibrio morfologico in presenza di forzanti esterne. Per questo ultimo motivo alcuni modelli numerici abbastanza semplici hanno dimostrato di poter riprodurre i differenti tipi di modellamento dei litorali in modo piuttosto fedele, pur scorporando gli aspetti fisici che influenzano la risposta morfologica del sistema.

Per tale scopo è necessario ricercare dei modelli basati su un approccio fisico, superando la classica ipotesi di equilibrio per lasciare spazio ad un più ampio concetto di potenziale equilibrio dinamico che evolve a partire da processi fisici. La scelta del modello più appropriato richiede una buona conoscenza del funzionamento del sistema morfodinamico che si traduce conseguentemente nella conoscenza delle risposte in presenza ed assenza di forzanti.



Infatti, la conoscenza dei fattori fisici che accompagnano l'evoluzione morfodinamica permette di includere all'interno del modello i principali processi a piccola scala come onde, correnti e trasporto di sedimenti.

Nell'ambito di questo lavoro di tesi è stato sviluppato un modello di evoluzione morfo-batimetrica delle regioni costiere, sfruttando un approccio cosiddetto '*process based*', con lo scopo principale di descrivere e simulare la maggior parte dei fenomeni che intervengono nel cambiamento morfologico di un tratto di costa.

Il principale punto di forza di un modello di questo tipo è dovuto al fatto che non ci si riferisce ad una teorica condizione di equilibrio (dinamico), che dipende fortemente ed escusivamente da condizioni locali, ma piuttosto si cerca di considerare una serie di parametri che presentano una indiscussa variabilità spaziale.

Infatti, in un modello di tipo '*process based*' il trasporto di sedimenti in direzione long-shore e cross-shore è descritto considerando come parametri determinanti la profondità locale, le proprietà dei sedimenti (es. granulometria, densità) e del fondo (es. porosità), le caratteristiche dell'onda incidente (es. altezza, periodo, direzione), nonché delle correnti associate al moto ondoso.

Il modello sviluppato ricade nella categoria dei cosiddetti *Coastal Area Model* (CAM) in grado di stimare i "*pattern*" di erosione ed accrescimento in aree batimetriche molto complesse.

L'aspetto più qualificante di questi modelli numerici è che all'interno di essi è possibile mettere in collegamento più moduli dedicati alla propagazione delle onde, alla distribuzione delle correnti e alle risultanti variazioni morfobatimetriche in un dominio di calcolo bidimensionale.

Di seguito saranno illustrate le principali caratteristiche del modello di trasporto sviluppato nell'ambito del lavoro di tesi.

## **6.2 ARCHITETTURA DEL MODELLO NUMERICO SEDBATH**

Il modello numerico SEDBATH sviluppato in questo lavoro di tesi è stato integrato come modulo di trasporto all'interno del modello di circolazione litoranea descritto nel precedente capitolo che rappresenta il principale '*process driver*' per il fenomeno di trasporto in acque intermedie e basse.

Il modello numerico è stato implementato utilizzando il linguaggio FORTRAN 90, così da garantirne la compatibilità con il modello dedicato alla simulazione della circolazione litoranea e per ottenere contemporaneamente una elevata velocità di calcolo.

Successivamente, alcune parti del codice sono state trasferite in ambiente Matlab, includendo alcune routine indispensabili per la fase di elaborazione, interpretazione e successiva visualizzazione degli output. Inoltre, in ambiente Matlab è stato possibile implementare una interfaccia grafica (GUI) per semplificare notevolmente le operazioni di caricamento dei dati di input e per visualizzare in modo immediato i principali dati di output.

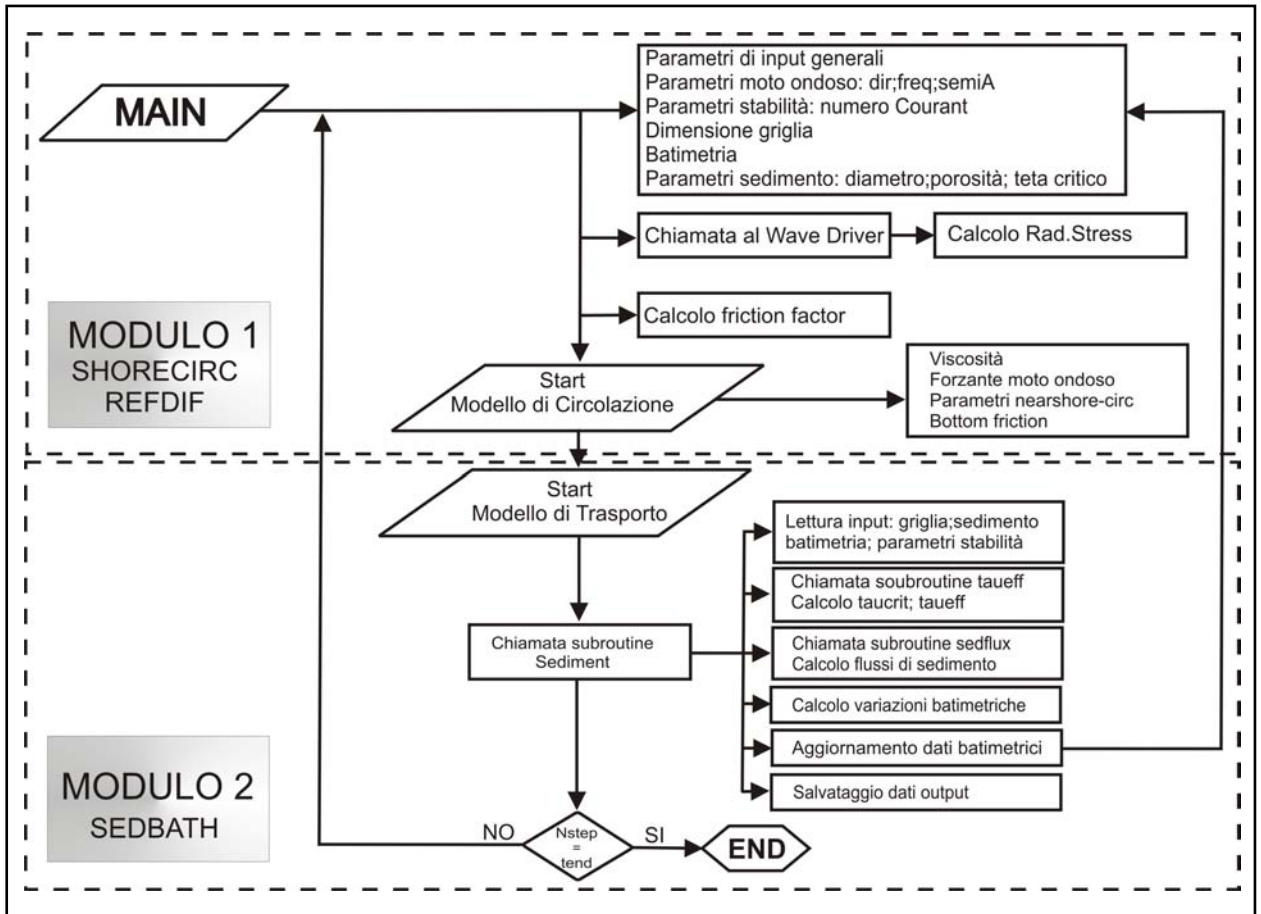


Figura 6.1: Schematizzazione dell'interfaccia e del flusso di dati tra i modelli numerici di circolazione e trasporto.

In figura 6.1 è mostrato uno schema dello scambio dati tra il modello di trasporto SEDBATH ed il modello di circolazione litoranea. Pertanto, il modello numerico di trasporto acquisisce ad intervalli di tempo regolari tutte le informazioni necessarie al

calcolo dei parametri occorrenti alla simulazione del movimento dei sedimenti sia come carico di fondo che come carico sospeso.

La novità introdotta rispetto ad altri modelli riportati in letteratura è un vero e proprio scambio feedback attivo di dati tra il modulo idrodinamico e quello di trasporto (Fig. 6.1), in modo da rendere più realistico il fenomeno morfodinamico simulato includendo anche gli eventuali effetti legati alla variazione delle caratteristiche morfologiche del fondale.

Per quanto riguarda la discretizzazione del dominio computazionale, il modello di trasporto è in grado di elaborare i dati sulla stessa griglia bidimensionale utilizzata dal modello di circolazione così da semplificare lo scambio di informazioni.  $\dot{U}$

Il fenomeno di trasporto dei sedimenti è stato modellato con un approccio *'process based'* in modo da poter simulare la movimentazione sia in sospensione sia sul fondo riproducendo anche le conseguenti variazioni batimetriche locali nei punti della griglia.

Essendo il modello numerico di tipo bidimensionale è possibile prevedere la movimentazione di sedimenti nella colonna d'acqua ed il modellamento trasversale e longitudinale della costa legato all'azione del moto ondoso e alla sedimentazione.

Il continuo scambio di dati con il modello di circolazione litoranea, che produce i valori locali dei parametri forzanti (velocità dell'onda e della corrente, *eddy viscosity*) necessari per il calcolo dei relativi parametri derivati, consente di simulare il naturale *feed-back* che esiste nelle regioni di bassi e medi fondali tra l'idrodinamica e le variazioni batimetriche.

Il modello numerico SEDBATH è stato integrato all'interno del modello di circolazione litoranea sottoforma di *soubroutine* che viene chiamata ciclicamente da quest'ultimo in base ad uno *step* temporale predefinito dall'utente nel file di input "*indat.dat*".

Ad ogni chiamata il modello calcola i flussi di sedimento trasportato al fondo ed in sospensione e le conseguenti variazioni morfobatimetriche.

Sostanzialmente i dati di input vengono acquisiti direttamente dal modulo di circolazione (variabili di griglia, profondità, velocità, viscosità) e da un file di input denominato "*sediment.dat*" che contiene tutte le informazioni sul sedimento che caratterizza il fondale (dimensione espressa dal  $d_{50}$ , densità e porosità).

Il modulo è costituito da tre parti ognuna delle quali costituisce una *soubroutine*:

- La prima in cui viene calcolati i parametri di base (*shear stress critico*, *shear stress effettivo*) che consentono di stimare la suscettibilità del sedimento a muoversi nei vari punti della griglia spaziale.
- La seconda in cui vengono stimati i flussi di sedimento al fondo ed in sospensione in direzione *long-shore* e *cross-shore*.
- La terza ed ultima parte in cui viene fatta la stima delle variazioni morfobatimetriche dovute alla movimentazione del sedimento per aggiornare la profondità in ogni punto della griglia spaziale.

Alla conclusione di ogni ciclo di calcolo vengono effettuate le seguenti operazioni:

- salvataggio dei dati relativi al campo di velocità, ai flussi di sedimento sospeso e al fondo in file aventi estensione “.out”;
- salvataggio dei dati relativi alla variazione morfobatimetrica, stimata nell’arco di un periodo di tempo fissato in input dall’utente, nel file denominato “*dhd.t.out*”;
- aggiornamento del file di input “*depth.dat*” contenente i valori di profondità nei punti della griglia spaziale prescelta e che verrà utilizzato all’inizio di un nuovo ciclo di calcolo dal modello di circolazione litoranea per stimare l’entità della correnti e le eventuali nuove condizioni di frangimento.

### 6.3 PARAMETRIZZAZIONE DEL TRASPORTO CROSS-SHORE E LONGSHORE AL FONDO E IN SOSPENSIONE

Il modello numerico SEDBATH utilizza una parametrizzazione per il trasporto di sedimenti non coesivi basata su una stima dei parametri locali mediati sul tempo. La prima operazione che viene effettuata dalla *soubroutine* “*sediment*” è la stima della mobilità del sedimento partendo dall’espressione dello stress di taglio al fondo data da:

$$\tau = \frac{1}{2} \rho f_w \bar{u}^2 \quad (6.1)$$

in cui  $\rho$  rappresenta la densità del sedimento,  $f_w$  è il *friction factor* di fondo variabile nello spazio (viene calcolato dal modello idrodinamico ed è costante nel tempo), ed  $\bar{u}^2$  è la velocità al fondo mediata nel tempo espressa come segue:

$$\bar{u}(t) = \bar{u}_w(t) + \bar{V}_b(t) \quad (6.2)$$

dove  $\bar{u}_w(t)$  rappresenta la velocità media dell’onda in prossimità del fondo, e  $\bar{V}_b(t)$  è la velocità media della corrente in vicinanza del fondo.

Successivamente la *soubroutine* “*taucrit*” calcola lo stress di taglio critico, considerando il valore del parametro di *Shields* stimato a partire dalla formula di Shields (capitolo 4).

In base a quanto premesso, il trasporto di sedimenti al fondo, stimato nella *soubroutine* “*sediment*” in direzione cross-shore e long-shore può essere espresso come prodotto dell’avvezione generata dalle velocità long-shore e cross-shore mediate sulla profondità e lo stress di taglio al fondo mediato nel tempo ovvero come segue (Haas & Hanes, 2004):

$$q_{bx} = \frac{2 \cdot c_1}{\rho g} \cdot V_{mx} \bar{\tau} \quad q_{by} = \frac{2 \cdot c_1}{\rho g} \cdot V_{my} \bar{\tau} \quad (6.3)$$

dove  $c_1$  rappresenta un coefficiente dimensionale funzione delle caratteristiche del sedimento delle forme di fondo ovvero della morfologia, e  $q_{bx}$  e  $q_{by}$  indicano rispettivamente il trasporto di fondo in direzione longshore e cross-shore.

La stima del trasporto in sospensione viene effettuata mediante lo stesso schema, ovvero:

$$q_{sx} = \frac{2 \cdot c_o}{\rho g} \cdot \frac{\Delta h}{\Delta x} \cdot w_s \bar{\tau} \qquad q_{sy} = \frac{2 \cdot c_o}{\rho g} \cdot \frac{\Delta h}{\Delta y} \cdot w_s \bar{\tau} \qquad (6.4)$$

dove  $q_{sx}$  e  $q_{sy}$  rappresentano rispettivamente il trasporto di sedimenti in sospensione valutato in direzione cross-shore e longshore, mentre  $\Delta h / \Delta x$  e  $\Delta h / \Delta y$  indicano la pendenza locale del fondo nelle due direzioni e  $c_o$  è ancora una volta un coefficiente variabile che esprime le caratteristiche del sedimento e della morfologia del fondale.

Il trasporto totale in direzione cross-shore e long-shore, rispettivamente  $q_{tx}$  e  $q_{ty}$ , viene espresso come semplice somma algebrica dei contributi al fondo e in sospensione, ovvero:

$$q_{tx} = q_{bx} + q_{sx} \qquad q_{ty} = q_{by} + q_{sy} \qquad (6.5)$$

#### 6.4 AGGIORNAMENTO IN TEMPO REALE DELLE VARIAZIONI BATIMETRICHE INDOTTE DAL TRASPORTO

Il trasporto di sedimenti non coesivi sia in sospensione che sul fondo è in grado di determinare una vera e propria trasformazione dell'aspetto morfologico del fondale man mano che i fattori forzanti innescano il movimento dei sedimenti.

In particolare, ci si aspetta che le variazioni morfobatimetriche siano molto evidenti soprattutto nella zona di frangimento, dove l'onda dissipa la maggior parte della propria energia provocando la movimentazione dei sedimenti che successivamente potranno essere trasportati verso largo o verso costa dalle correnti.

Nel modello SEDBATH le variazioni morfo-batimetriche sono descritte sia all'interno che all'esterno della surf-zone e quindi in tutto il dominio di calcolo

attraverso l'equazione di conservazione del sedimento che nel caso unidimensionale può essere scritta in forma generale come:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{1}{1-\varepsilon} \left( \frac{\partial q_{bx}}{\partial x} + D - E \right) \quad (6.6)$$

in cui,  $h$  rappresenta la profondità locale riferita ad un livello di riferimento (minima marea sigiziale),  $q_{bx}$  è il carico di fondo espresso in termini volumetrici valutato in direzione cross-shore,  $D$  è il tasso di deposizione, espresso come volume di materiale sospeso che sedimenta su un'area unitaria di fondo per unità di tempo ed infine  $E$  rappresenta il tasso di erosione espresso come volume di sedimento che viene eroso da un'area unitaria di fondo per unità di tempo.

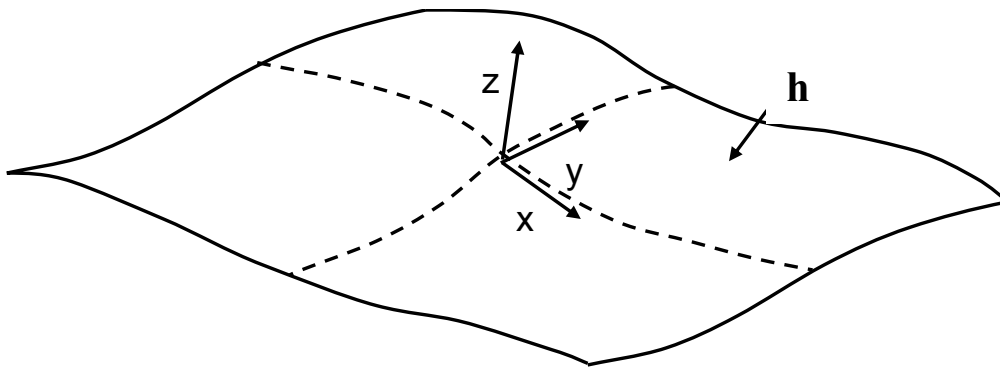


Figura 6.2: Dominio di calcolo di riferimento per la stima delle variazioni morfobatimetriche.

L'eq. 6.6 è valida nel caso in cui sia presente solo il trasporto di fondo, ma su distanze superiori a 100 m e su lunghi intervalli di tempo la conservazione di sedimento sospeso data dalla differenza tra i termini  $D$  ed  $E$  può essere espressa sostituendo il termine che compare tra parentesi con la stima del trasporto volumetrico totale in direzione cross-shore, ovvero:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{1}{1-\varepsilon} \left( \frac{\partial q_t}{\partial x} \right) \quad (6.7)$$

Nel modello numerico sviluppato l'eq. 6.7 è applicata sia in direzione trasversale che in direzione longitudinale rispetto alla linea di costa, ovvero in forma bidimensionale sarà:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{1}{1-\varepsilon} \left( \frac{\partial q_{tx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{ty}}{\partial y} \right) \quad (6.8)$$

dove  $h$  è profondità locale corrispondente ad un certo istante, la cui variazione viene ricavata in funzione dei contributi forniti dalla stima dei flussi di sedimento al fondo ed in sospensione, in direzione sia cross-shore che long-shore, tenendo conto anche della porosità del fondo ovvero della quantità d'acqua contenuta dal sedimento. Ovviamente, ci si aspetta che un valore positivo del gradiente di profondità determini una fase di accrescimento del fondale dovuta sia alla sedimentazione che al trasporto di sedimento come carico di fondo, mentre quando è presente un valore negativo del gradiente di profondità ci si aspetta una condizione di erosione del fondo.

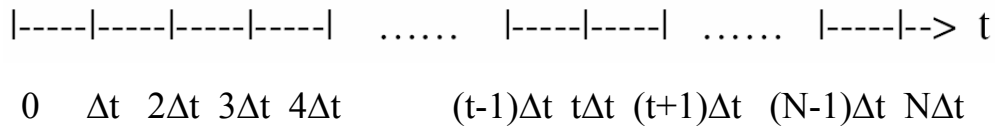
L'equazione utilizzata consente di simulare ed aggiornare ad ogni passo temporale anche la batimetria del fondale in funzione della differenza locale del flusso ricavato dalla stima della quantità di sedimento trasportato in sospensione e al fondo.

Il metodo numerico adottato per risolvere l'eq. 6.8 è uno schema alle differenze finite di tipo "upwind" applicato ad una funzione di una o due variabili ripetutamente nei domini monodimensionale e bidimensionale tipo quelli mostrati in fig. 6.3. e fig. 6.4. Il metodo alle differenze finite o "grid-point" consente di approssimare le equazioni differenziali con espressioni formate da differenze della variabile dipendente su intervalli di tempo e di spazio finiti, pari al passo di griglia spaziale o temporale o ai loro multipli secondo uno sviluppo in serie di Taylor arrestato al termine prescelto. In tal modo, le equazioni differenziali si trasformano in equazioni algebriche facilmente risolvibili a livello computazionale.

Con questo tipo di schema, ogni funzione con le relative derivate può essere calcolata per un numero finito di punti approssimando il valore numerico in base alla variazione rispetto a due o più punti della griglia in esame.

Ad esempio, considerando una generica funzione  $X=X(x_1, \dots, x_n, t)$  dove  $x_1 \dots x_n$  sono delle variabili generiche, e  $t$  è il tempo, è necessario dividere il dominio  $t$  di calcolo in un numero  $N$  di intervalli (Fig. 6.3) di durata  $\Delta t$  per ottenere  $N+1$  valori  $X^{(t)}=X(t \Delta t)$  con  $t=0$ .





**Figura 6. 3: Discretizzazione del dominio di calcolo monodimensionale.**

Queste ipotesi permettono di approssimare una derivata nel seguente modo:

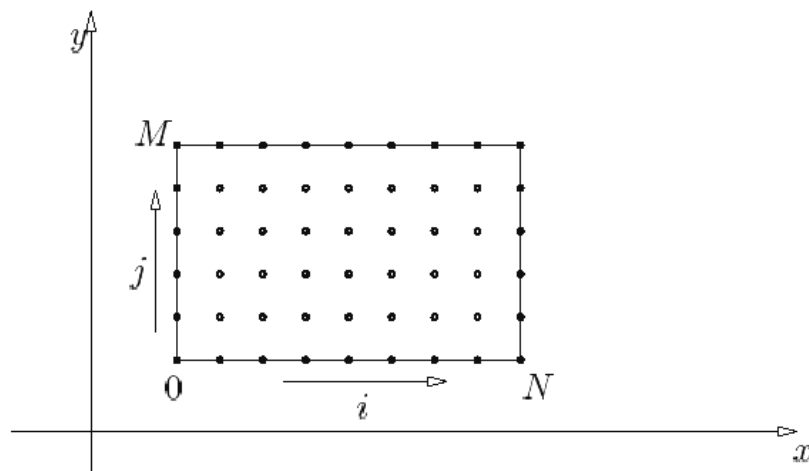
$$\frac{\partial X}{\partial t} \approx \frac{X_{t+1} - X_t}{\Delta t} \quad (6.9)$$

dove il termine a primo membro può essere riferito al tempo  $t$ , oppure  $t+1$  o ancora  $t+1/2$ . Nel caso di una funzione di una variabile il metodo alle differenze finite utilizzato consente di approssimare l'equazione differenziale considerata (Eq. 6.8) come:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{h_{t+1} - h_t}{\Delta t} \quad (6.10)$$

In cui  $\Delta t$  rappresenta il passo temporale della griglia che permette di discretizzare il dominio.

Nel caso di una funzione di più variabili lo schema alle differenze finite è analogo, ma prevede la presenza di una griglia bidimensionale  $N \times M$  (Fig. 6.4).



**Figura 6. 4: Discretizzazione del dominio di calcolo bidimensionale.**

Nel piano cartesiano un punto generico sarà individuato da una coppia di indici  $i, j$  con  $i=1:N$  e  $j=1:M$ .

Nel modello numerico la griglia di *default* è a maglia quadrata e quindi la distribuzione dei punti è uniforme su tutto il dominio, per cui tutti i nodi che hanno la stessa coordinata  $x$  hanno anche lo stesso indice  $i$  e analogamente tutti i punti di coordinata  $y$  sono individuati mediante lo stesso indice  $j$ .

Quindi, data la funzione  $h(i, j)$ , effettuando una opportuna discretizzazione con passo spaziale prefissato  $\Delta x = \Delta y$  si calcolerà la derivata rispetto alle diverse variabili utilizzando uno sviluppo in serie di Taylor troncato del tipo:

$$f'_i = \frac{-f_{i+2} + 4f_{i+1} - 3f_i}{2h} + f''' \frac{h^2}{3} + \dots \quad (6.11)$$

dove  $h$  rappresenta il generico passo scelto per la griglia spaziale e  $f$  la funzione da approssimare.

In base a quanto detto si può approssimare il valore della derivata nelle due direzioni del dominio di calcolo come segue:

$$\frac{\partial qx}{\partial x} = \frac{qx_{i+1} - qx_i}{2\Delta x} \quad (6.12)$$

$$\frac{\partial qy}{\partial y} = \frac{qy_{i+1} - qy_i}{2\Delta y} \quad (6.13)$$

In pratica, la derivata complessiva dell'eq.6.8 viene approssimata nella *soubroutine* "sediment" come:

$$\frac{h_{i+1} - h_i}{\Delta t} = \left( \frac{1}{1 - \varepsilon} \right) \left[ \frac{qtx_{i+1} - qtx_i}{2\Delta x} + \frac{qty_{i+1} - qty_i}{2\Delta y} \right] \quad (6.14)$$

E necessario precisare che i metodi numerici alle differenze finite rappresentano comunque delle approssimazioni del valore vero, per cui l'errore introdotto nel calcolo della soluzione, nel caso di una funzione di una variabile, sarà:

$$err = \left( \frac{\partial X}{\partial t} \right)_{\text{vero}} - \left( \frac{\partial X}{\partial t} \right)_{\text{approx}} \quad (6.15)$$

da cui espandendo il primo termine in serie di Taylor, si ottiene:

$$err = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial^2 X}{\partial t^2} \right) \Delta t + \frac{1}{6} \left( \frac{\partial^3 X}{\partial t^3} \right) (\Delta t)^2 + \dots \quad (6.16)$$

in cui *err* rappresenta l'errore di troncamento nell'approssimazione della derivata, in questo caso commetterà un errore dell'ordine del passo temporale ovvero:

$$err = O(\Delta t) \quad (6.17)$$

Una ulteriore precisazione va fatta in merito al criterio di stabilità che deve essere rispettato al fine di garantire la convergenza del metodo numerico adottato.

Nel caso di un modello basato su un metodo numerico alle differenze finite dove si utilizza un passo di discretizzazione temporale  $\Delta t$  ed uno di discretizzazione spaziale  $\Delta x$ , in base al criterio di stabilità noto con il nome di regola di Courant-Friedricks-Levy (CFL) in un caso monodimensionale dovrà essere rispettata, la seguente disuguaglianza:

$$c \frac{\Delta x}{\Delta t} \leq 1 \quad (6.18)$$

con *c* pari al modulo della massima velocità osservata all'interno del dominio di calcolo.

Per il caso bidimensionale, sempre in base al criterio di stabilità di Courant-Friedricks-Levy (CFL) vale la seguente regola generalizzata:

$$c \frac{\Delta x}{\Delta t} \leq \frac{1}{\sqrt{2}} \quad (6.19)$$

dove  $c$  è di nuovo pari al modulo della massima velocità osservata all'interno del dominio di calcolo.

## 6.5 FEED-BACK TRA MORFODINAMICA ED IDRODINAMICA

Il modello numerico di trasporto SEDBATH è in grado di simulare il naturale *feedback* che esiste tra i processi morfodinamici e quelli idrodinamici che interessano i fondali a media e bassa profondità. Come visto nel capitolo dedicato alla morfodinamica costiera la spiaggia, emersa e sommersa, rappresenta l'elemento più attivo della costa essendo spesso in una condizione di equilibrio dinamico con l'azione del moto ondoso.

Infatti, attraverso le variazioni morfologiche la spiaggia si difende dall'azione erosiva del moto ondoso, basti pensare alla formazione delle barre che determinano lo spostamento verso largo della profondità di frangimento.

Pertanto, il modello, attraverso l'aggiornamento dei dati batimetrici contenuti nel file "*depth.dat*", eseguito ad intervalli di tempo regolari e prestabiliti dall'utente, fa sì che sia preservato il legame attivo che esiste tra fenomeni morfologici ed idrodinamici, per cui si avrà che:

$$h_t = f(h_{t-1}, q_{Tx,t-1}, q_{Ty,t-1}, H_t) \quad (6.20)$$

ovvero la profondità nei punti di griglia si evolverà localmente a partire da quella che era la profondità all'istante precedente ( $h_{t-1}$ ), in base ai parametri di trasporto ( $q_{tx,t-1}$ ,  $q_{ty,t-1}$ ) e in funzione dell'altezza d'onda presente ( $H_t$ ). A loro volta, i parametri idrodinamici potranno subire delle modificazioni sia spaziali sia temporali in funzione della corrispondente evoluzione morfobatimetrica. Infatti, ogni volta che viene aggiornata la batimetria, i parametri idrodinamici risentiranno di tali variazioni per cui progressivamente, come avviene nella realtà, si potrà avere una variazione delle caratteristiche d'onda in funzione della variazione morfologica del fondale.

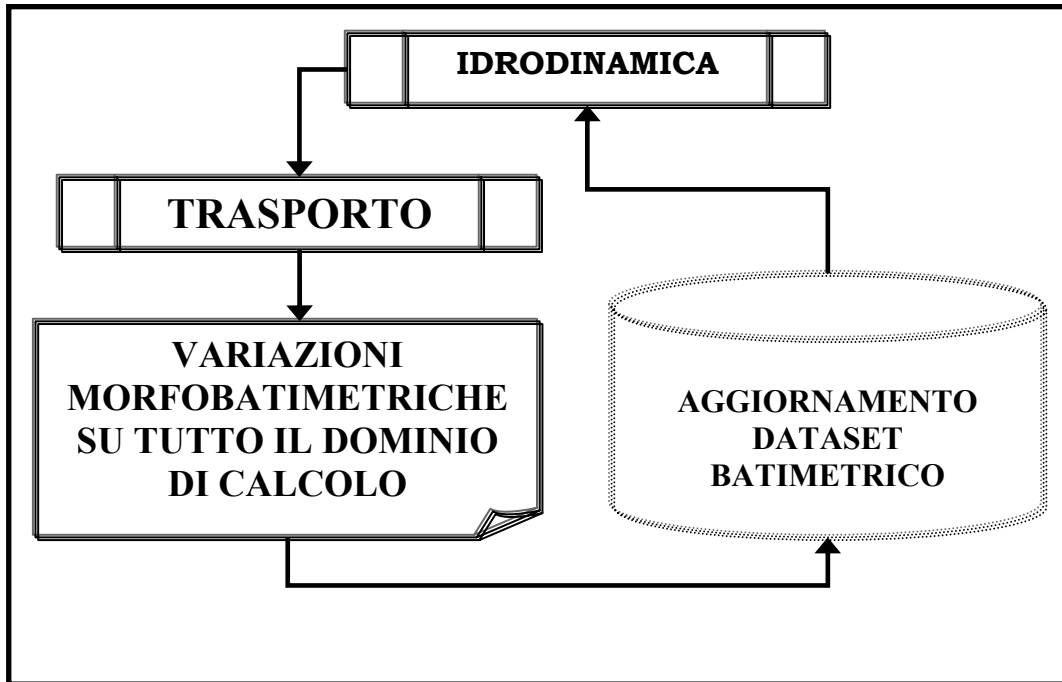


Figura 6.5: Schematizzazione del feed-back tra idrodinamica e morfodinamica.

L'inclusione di questo tipo di *feedback* all'interno del modello SEDBATH ha consentito di realizzare simulazioni più realistiche anche dei fenomeni che caratterizzano l'idrodinamica all'interno e all'esterno della *surf-zone*.

## 6.6 CONDIZIONI AL CONTORNO

Le condizioni al contorno adottate nel modello di trasporto SEDBATH sono sostanzialmente analoghe a quelle valide per il modello di circolazione litoranea.

Le equazioni sono tipicamente risolte in un dominio rettangolare della regione costiera (Fig. 6.6), pertanto è necessario considerare tre differenti tipologie di "*boundary*":

- al largo;
- laterali;
- alla linea di costa;

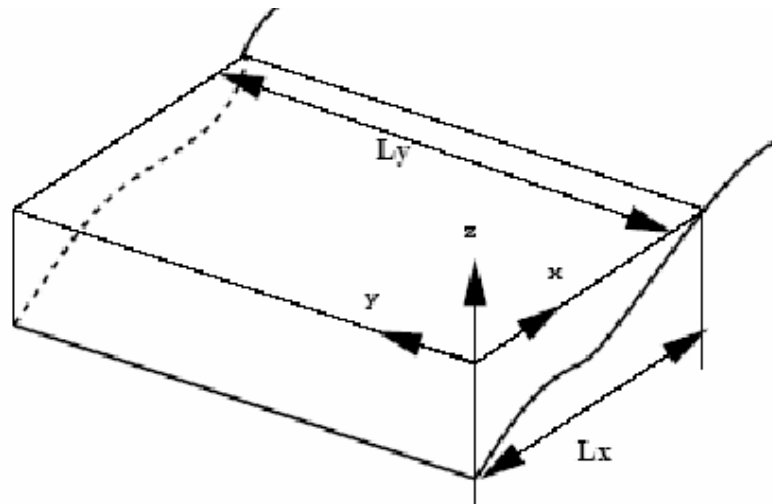


Figura 6.6: Schematizzazione del dominio di calcolo.

Le condizioni al contorno sono analoghe a quelle specificate nel modello di circolazione litoranea che rappresenta il principale “*process driver*”.

Per quanto riguarda il “*boundary*” di largo è possibile specificare delle condizioni aperte o chiuse per il trasporto di sedimenti in accordo con le condizioni imposte dal modello idrodinamico.

Ai “*boundary*” laterali, ovvero ortogonali alla costa, possono essere specificate le seguenti condizioni:

- condizione di flusso noto in corrispondenza di ogni punto della griglia appartenente al “*boundary*”;
- condizione *wall* ovvero flusso nullo in corrispondenza di ogni punto della griglia appartenente al “*boundary*”;
- condizione periodica ovvero i flussi istantanei in corrispondenza di ogni punto di uno dei “*boundary*” laterali sono posti uguali all’analogo punto dell’altro.

Le condizioni al “*boundary*” coincidente con la linea di costa devono essere compatibili con la necessità del modello di trasporto di poter simulare la variazione della linea di costa, assumendo o la presenza di un flusso noto lungo i punti del dominio oppure posizionando un vincolo verticale ovvero imponendo una condizione tipo “*wall*” in corrispondenza di una profondità molto bassa dell’ordine

di qualche centimetro, così da poter comunque riprodurre con una buona accuratezza la componente *longshore* dei flussi.

E' bene precisare che la scelta delle condizioni al contorno è legata principalmente alla tipologia di fenomeno simulato e alle esigenze di calcolo, pertanto l'utente può specificare nel file di input "*indat.dat*" le opportune condizioni al contorno.

## 6.7 LIMITI E APPROSSIMAZIONI DEL MODELLO NUMERICO SEDBATH

I principali limiti del modello numerico SEDBATH derivano dall'inclusione di quest'ultimo all'interno del modello di circolazione litoranea che a sua volta è sottoposto a limitazioni computazionali e di stabilità che dipendono dalle caratteristiche intrinseche delle parametrizzazioni e dei metodi numerici adottati.

Ad esempio, il modello di circolazione litoranea, basato sulle equazioni del momento integrate sulla quota e mediate nel tempo, impone di considerare i parametri stimati effettuando una media sul periodo dell'onda, inoltre la simulazione della circolazione litoranea e dei conseguenti fenomeni di trasporto avviene in un dominio temporale nel quale, anche quando le forzanti sono costanti o debolmente variabili, i *pattern* del flusso possono essere comunque considerati non stazionari e per rendersene conto basta pensare alla variazione temporale delle rip-current.

Le limitazioni essenziali del modello di circolazione litoranea che influenzano anche i parametri derivati dal modello di trasporto sono legate principalmente alle seguenti approssimazioni:

- stima degli *stress* turbolenti: la turbolenza è rappresentata tramite un modello di *eddy viscosity* zero dimensionale che influenza il moto medio dell'onda in modo costante con la profondità;
- stima dell'attrito al fondo mediante un semplice *friction factor*;
- non risoluzione del flusso nel *boundary layer*.

L'integrazione del modulo di trasporto all'interno del modello di circolazione litoranea implica ulteriori restrizioni numeriche date sia dalla diversità di scala

(spaziale e temporale) dei processi simulati sia dalle caratteristiche dei metodi numerici adottati.

Per quanto riguarda le limitazioni dovute ai metodi numerici è bene ricordare che il modello numerico SEDBATH è basato su uno schema alle differenze finite di tipo “*upwind*”, pertanto l’accuratezza nel calcolo delle variabili risulta condizionata dall’utilizzo di tale metodo come evidenziato nel paragrafo 6.4.

In relazione alla compatibilità dei metodi numerici adottati e alla reciproca stabilità è necessario precisare che lo schema utilizzato nel modello di circolazione litoranea è un metodo di ordine superiore “*multistep*” del genere “*predictor-corrector*”.

Tale schema consente di utilizzare passi di griglia relativamente ampi garantendo una certa robustezza, e le instabilità numeriche che possono verificarsi sono legate esclusivamente a repentine ed innaturali variazioni dei profili di velocità verticali che possono essere eliminate modificando in modo appropriato il parametro di *eddy viscosity*.

Pertanto, i principali vincoli di stabilità sono dovuti al tipo di griglia utilizzata e alla dimensione dei passi spaziali e temporali che devono necessariamente soddisfare, in entrambi i modelli, di circolazione litoranea e di trasporto, i criteri di stabilità imposti dalla regola di *Courant-Friedericks-Levy* (CFL).

Il criterio di stabilità per il modello di trasporto SEDBATH è stato già illustrato nel paragrafo 6.4, e chiaramente la scelta dei passi di griglia deve essere fatta in modo da soddisfare anche il criterio di stabilità per il modello numerico di circolazione litoranea, ovvero il parametro di Courant ( $Cr$ ) dovrà soddisfare la seguente disuguaglianza :

$$Cr = \sqrt{gh_m ax} \frac{\Delta t}{\Delta x} \leq \frac{1}{2} \quad (6.21)$$

dove  $h_m ax$  è la massima profondità che si osserva all’interno del dominio di calcolo, mentre  $\Delta t$  e  $\Delta x$  rappresentano rispettivamente il passo temporale e quello spaziale.

In conclusione, ulteriori vincoli numerici sono legati alla compatibilità delle dimensioni dei passi di griglia, che in entrambi i modelli devono rispettare anche i seguenti criteri generali:



- Il piano cartesiano viene discretizzato ,mediante una griglia, a maglia quadrata o rettangolare, che deve essere scelta in funzione della direzione del sistema di coordinate prescelto.
- La dimensione della griglia deve essere costante in ognuna delle direzioni indicate dal sistema di coordinate, ma può differire nei due sensi (maglia rettangolare).
- Le dimensioni del passo di griglia vanno fissate in funzione dei criteri di stabilità, ma anche tenendo conto del fatto che una griglia troppo ampia implica una perdita di risoluzione in prossimità della costa.

## *Capitolo VII*

*Test dei modelli numerici di circolazione e trasporto*

## 7.1 INTRODUZIONE

In questo capitolo saranno illustrati i risultati di alcuni dei più classici test utilizzati per la valutazione del corretto funzionamento del Coastal Area Model realizzato.

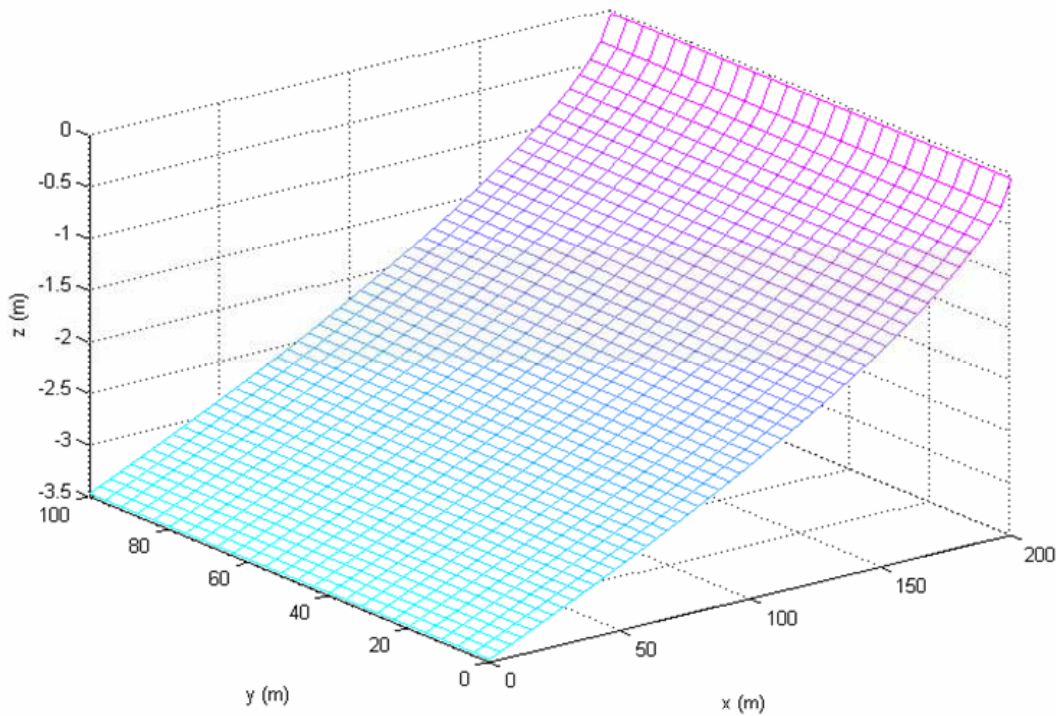
Il test dei modelli numerici è stata realizzato attraverso una serie di simulazioni che hanno consentito di valutarne sia la stabilità che la precisione di calcolo. Le simulazioni sono state condotte riproducendo dei casi semplici in cui i dati batimetrici, utilizzati in input, presentano caratteristiche di estrema regolarità. La scelta di tali batimetrie, impiegate spesso in letteratura per la realizzazione di test di accuratezza stabilità e attendibilità degli output prodotti da modelli di circolazione (Radder, 1979), ha permesso di effettuare rapidamente tutta l'analisi numerica necessaria alla valutazione del corretto funzionamento dei modelli numerici implementati. La durata di ogni simulazione è stata fissata a 5,5 ore.

## 7.2 TEST SU BATIMETRIA REGOLARE

Il primo test è stato realizzato supponendo di voler simulare la circolazione su una spiaggia caratterizzata da una batimetria regolare e interessata da un'onda con direzione di propagazione ortogonale alla linea di riva; di seguito sono riportati i dati di input utilizzati (Tab 7.1). Inoltre, tra le condizioni iniziali viene imposto che il campo di velocità sia nullo su tutto il dominio di calcolo ( $\bar{U} \equiv \bar{V} \equiv 0$ ).

PARAMETRI DI INPUT	
Periodo dell'onda (s)	10.0
Altezza dell'onda (m)	2.0
Definizione griglia cross-shore (m)	4.0
Definizione griglia long-shore (m)	4.0
Numero dei punti di griglia cross-shore (m)	51.0
Numero dei punti di griglia long-shore (m)	26.0

Tabella 7.1: Dati di input utilizzati per il test n.1.



**Figura 7.1: Batimetria regolare utilizzata per il test n.1.**

In Figura 7.1 è riportata la batimetria piana a pendenza regolare scelta per la realizzazione della simulazione per valutare sia le prestazioni dei modelli sia la capacità numerica di riprodurre le condizioni di frangimento e la generazione di correnti litoranee. Nelle figure seguenti sono riportati gli output del modello di circolazione,. In particolare, in Figura 7.2 è mostrato lo sviluppo dei profili verticali di velocità, in cui si può notare che avvicinandosi alla riva la corrente tende a diventare di tipo longshore. In Figura 7.4 è riportata la variazione dell'altezza d'onda in funzione della distanza cross-shore da cui è evidente che il frangimento si verifica a circa 135 metri dalla costa ad una profondità di circa 2 metri. Infine, è possibile notare che l'attacco ortogonale del moto ondoso genera una corrente di tipo longshore che predomina rispetto a quella cross-shore soprattutto all'interno della surf-zone (Figura 7.6-7.8).

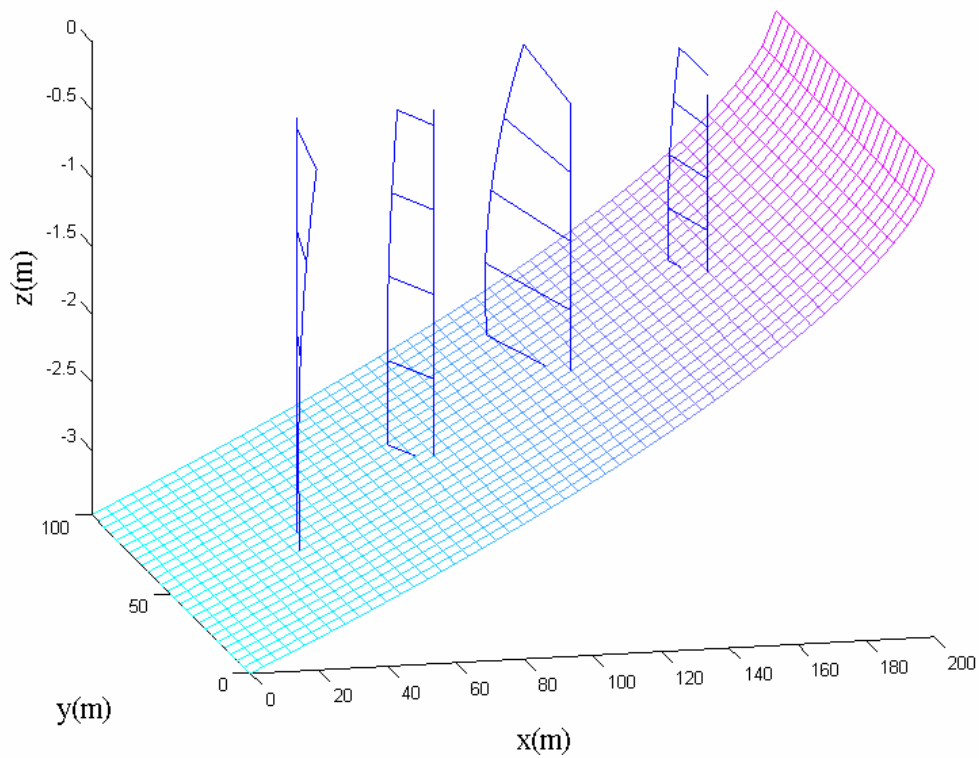


Figura 7.2: Variazione verticale della velocità su un transetto ortogonale alla linea di costa.

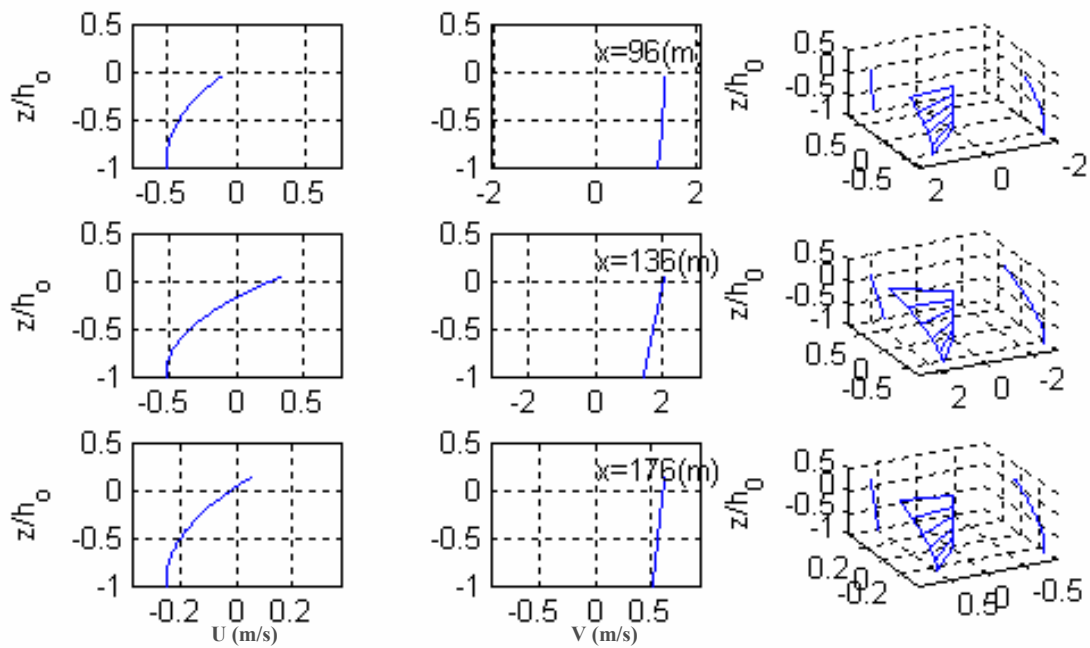


Figura 7.3: Variazione della velocità (cross-shore e longshore) in funzione della profondità relativa e a varie distanze dalla costa.

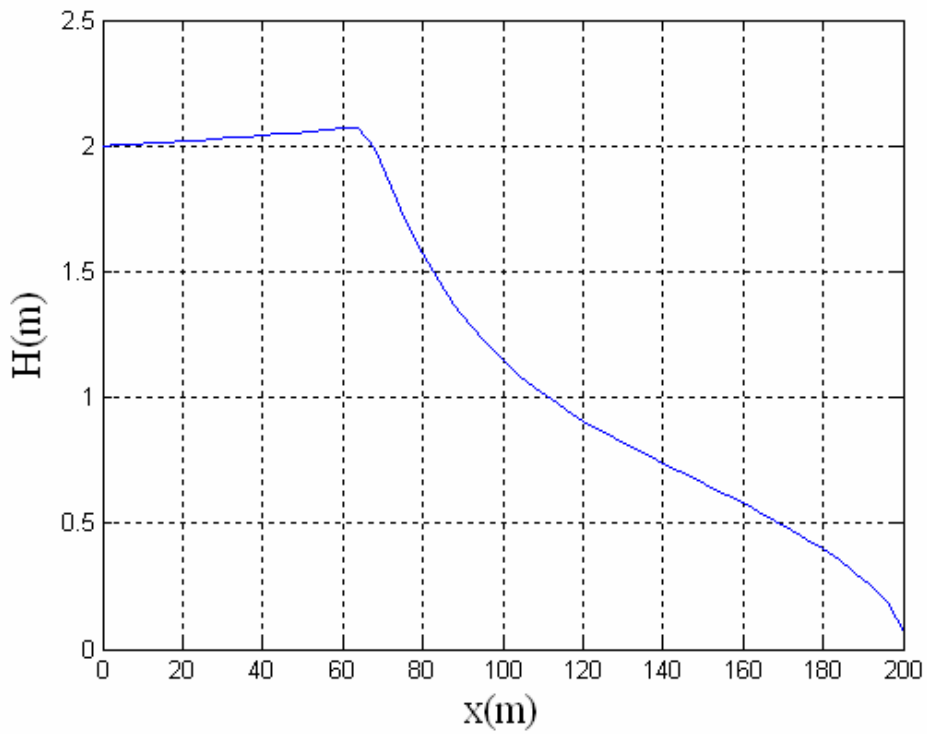


Figura 7.4: Altezza d'onda in funzione della distanza cross-shore.

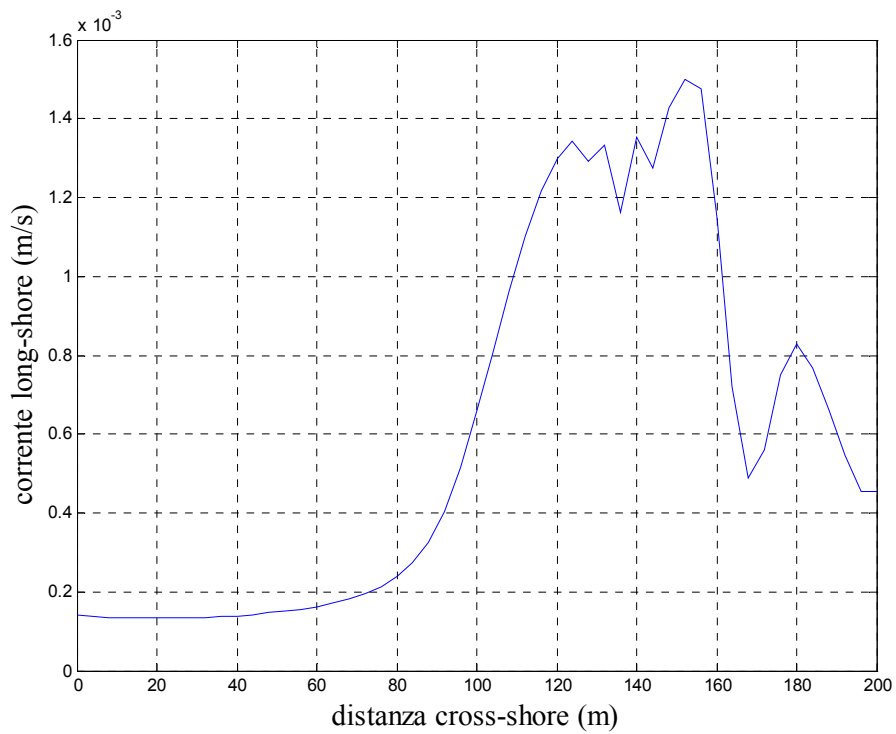


Figura 7.5: Variazione della corrente longshore in funzione della distanza cross-shore.

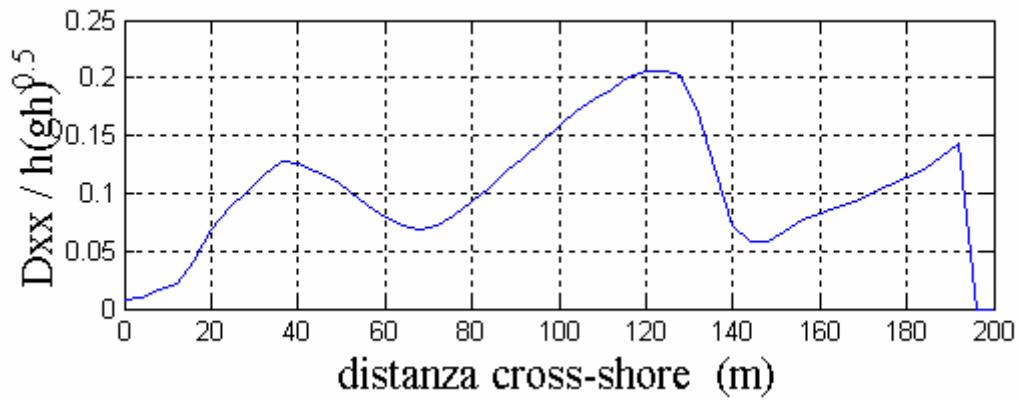


Figura 7.6: Variazione dei radiation stress in direzione cross-shore.

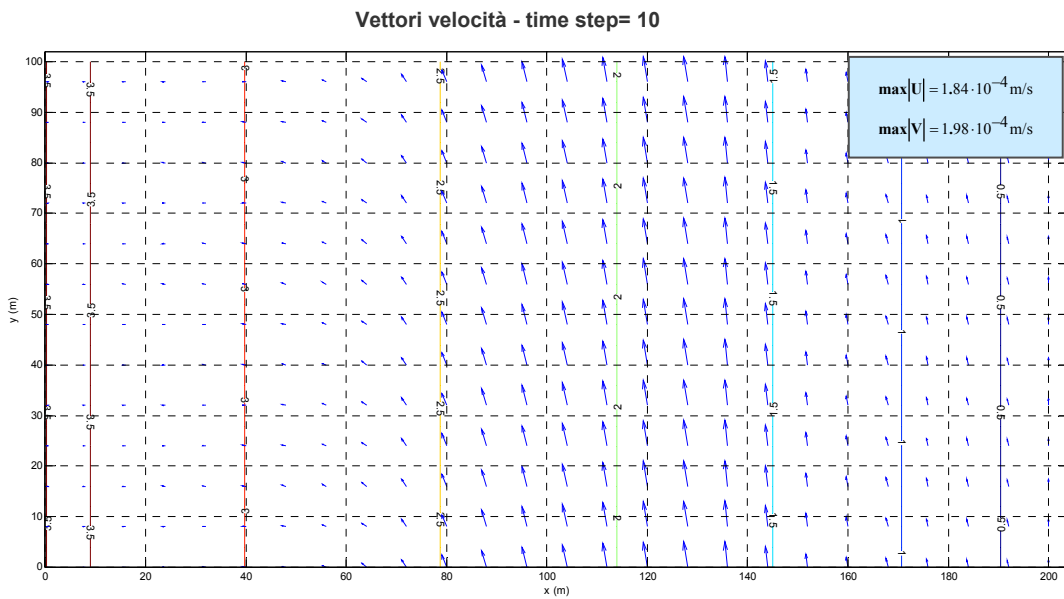


Figura 7.7: Campo di moto ad un istante intermedio di simulazione.

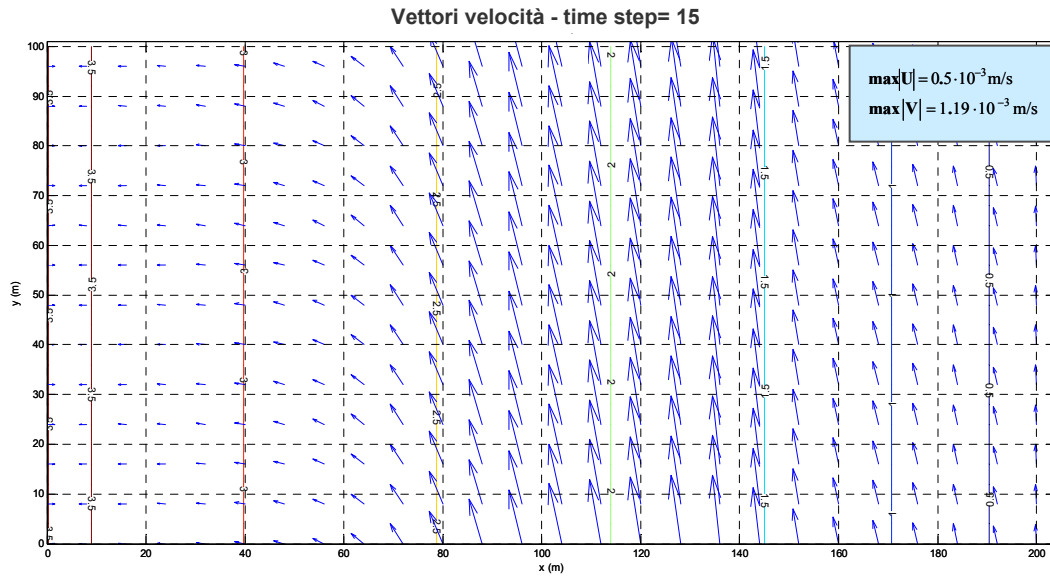


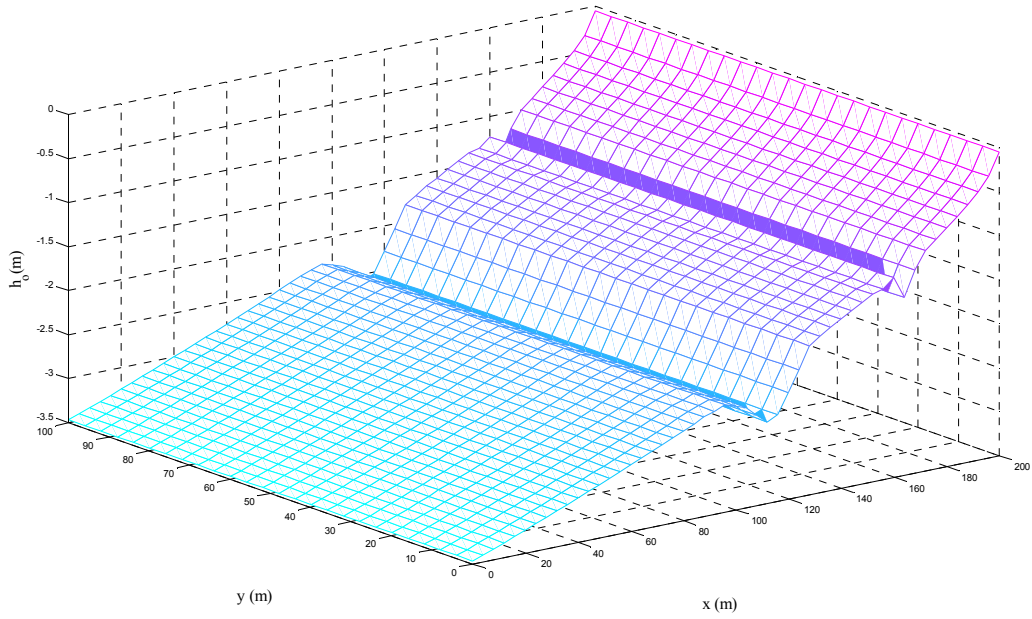
Figura 7.8: Campo di moto al termine della simulazione.

### 7.3 TEST SU BATIMETRIA CON DOPPIA FOSSA

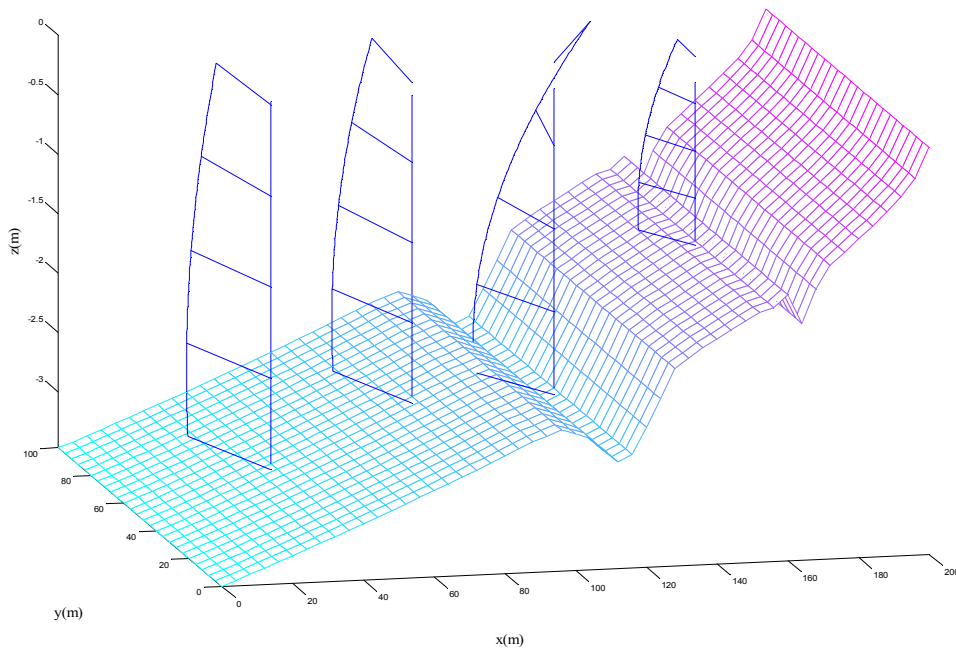
Il secondo test è stato svolto utilizzando una batimetria ideale tipo piano inclinato su cui sono presenti due fosse, una in corrispondenza della batimetria 1.5 m e la seconda posizionata ad una profondità di circa 2.5 m (Fig. 7.8). La simulazione condotta per un tempo di circa 5 ore ha consentito di valutare la stabilità e l'accuratezza numerica del modello di circolazione in presenza di una batimetria accidentata. I parametri di input relativi alla dimensione della griglia e al clima ondoso sono i medesimi del test n.1 riportati in tabella 7.1. Inoltre, le condizioni iniziali impongono che il campo di velocità sia nullo su tutto il dominio di calcolo ( $\bar{U} \equiv \bar{V} \equiv 0$ ).

In Figura 7.10 è possibile osservare la variazione verticale delle componenti cross-shore e long-shore della velocità in alcuni punti della batimetria. E' evidente una deformazione del profilo di velocità indotto dall'improvvisa variazione morfobatimetrica comportamento verificabile anche in figura 7.12.

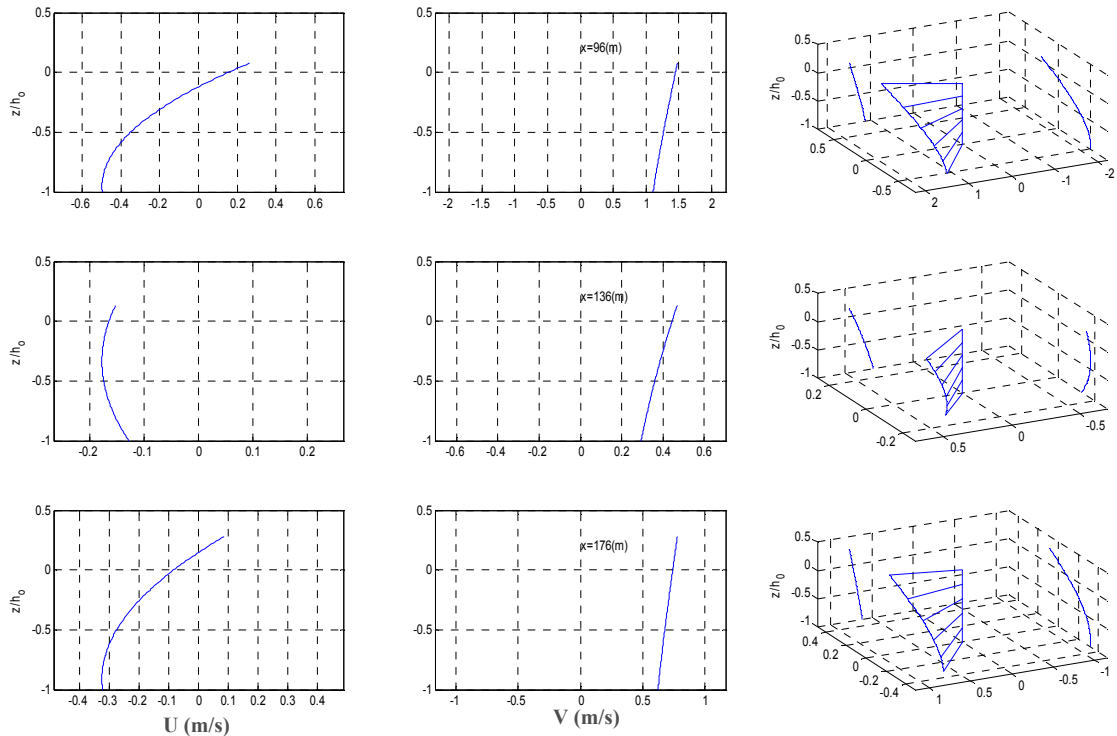




**Figura 7.9: Batimetria con doppia fossa utilizzata per il test n.2.**



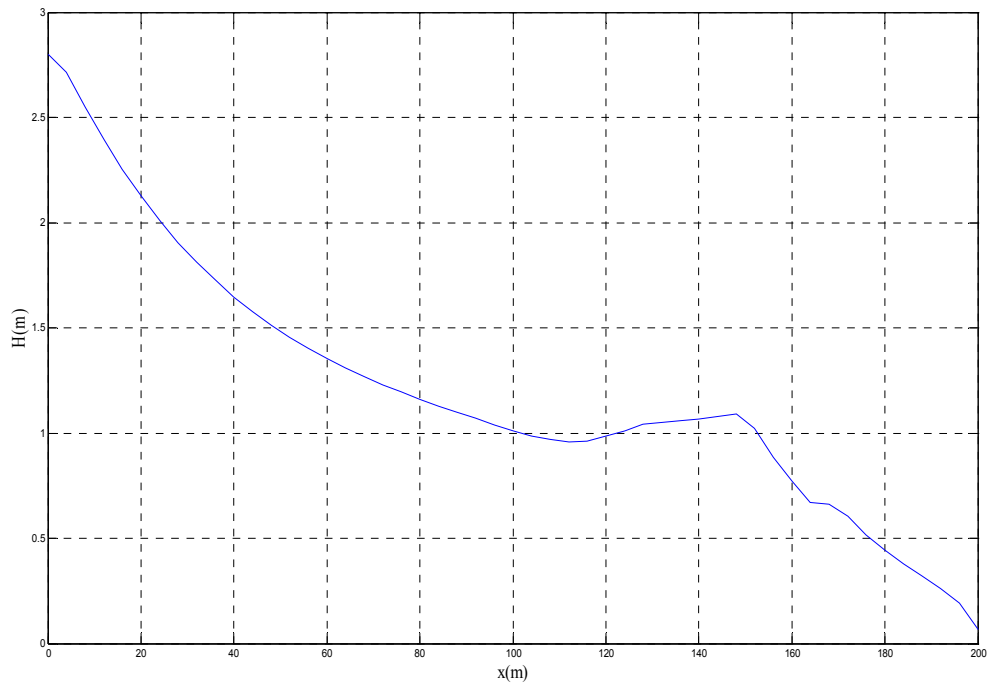
**Figura 7.10: Variazione verticale della velocità su un transetto ortogonale alla linea di costa.**



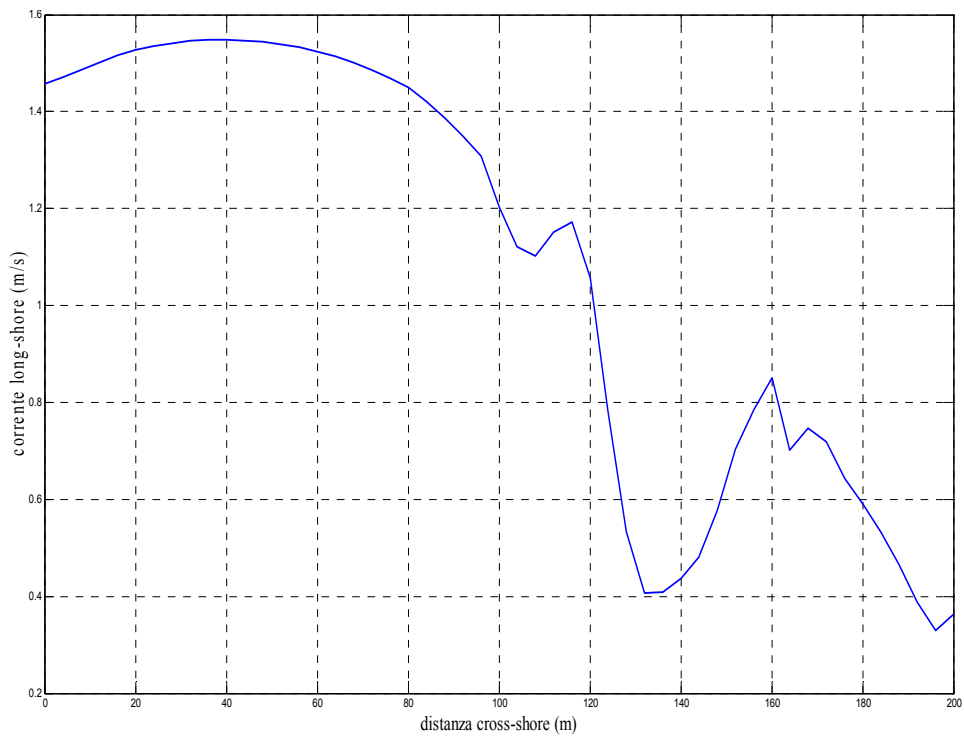
**Figura 7.11: Variazione della velocità in funzione della profondità relativa e a varie distanze dalla costa.**

In Figura 7.12 è mostrato l'andamento dell'altezza d'onda lungo un transetto ortogonale alla linea di riva. E' possibile notare una variazione dell'altezza d'onda associata al fenomeno di *shoaling* che interviene immediatamente prima del frangimento ad una distanza di circa 80 metri dalla costa ed il successivo frangimento a circa 50 metri dalla costa.

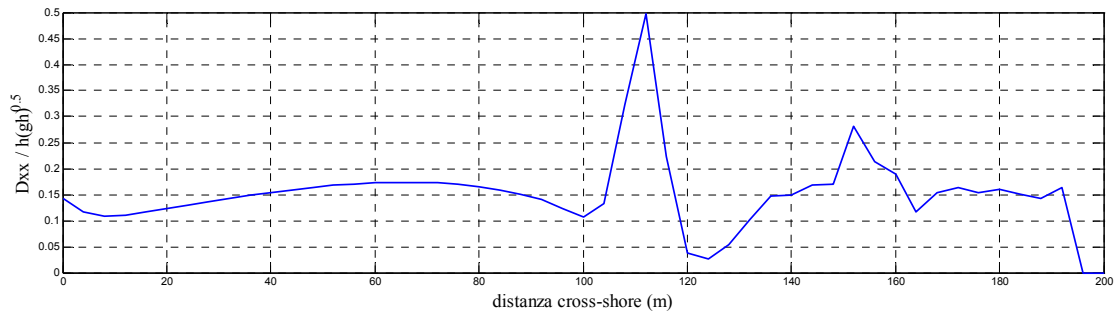
In seguito sono riportate delle figure relative all'andamento della corrente long-shore e dei radiation stress in direzione cross-shore. Il modello numerico di circolazione litoranea è in grado di riprodurre la naturale diminuzione della corrente long-shore in corrispondenza dell'inizio dello shoaling ed un progressivo aumento in presenza di frangimento (Figura 7.12-7.13)



**Figura 7.12: Altezza d'onda in funzione della distanza cross-shore.**



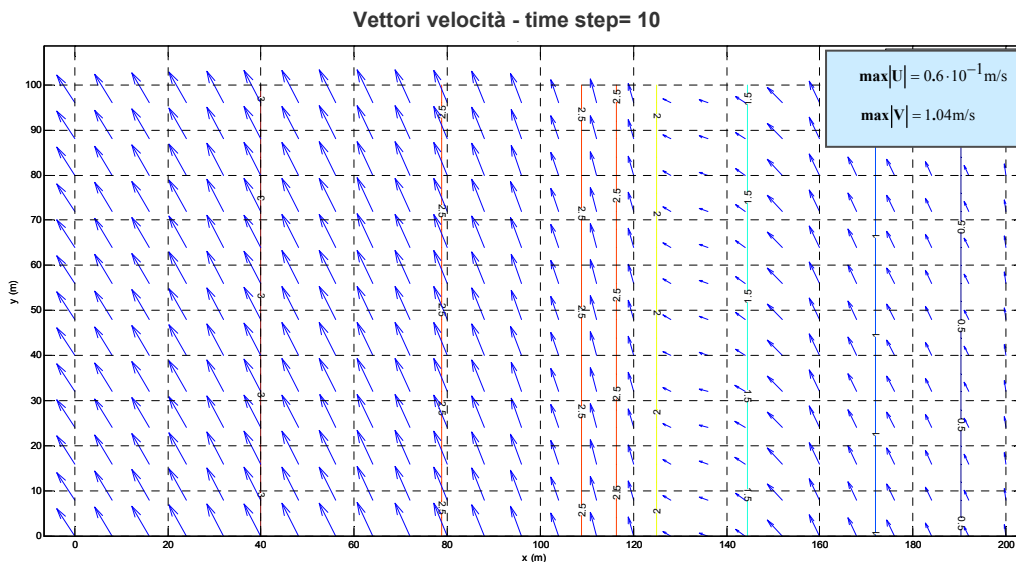
**Figura 7.13: Variazione della corrente longshore in funzione della distanza cross-shore.**



**Figura 7.14: Variazione dei radiation stress in direzione cross-shore.**

Analogamente in figura 7.14 è rappresentato l'andamento dei radiation stress che esibisce due massimi molto evidenti in corrispondenza delle variazioni morfobatimetriche legate alla presenza delle fosse.

Nelle figure seguenti è mostrato lo sviluppo del campo di moto che avviene durante la simulazione, risulta inoltre evidente una variazione direzionale della velocità.



**Figura 7.15: Campo di moto ad un istante intermedio di simulazione.**

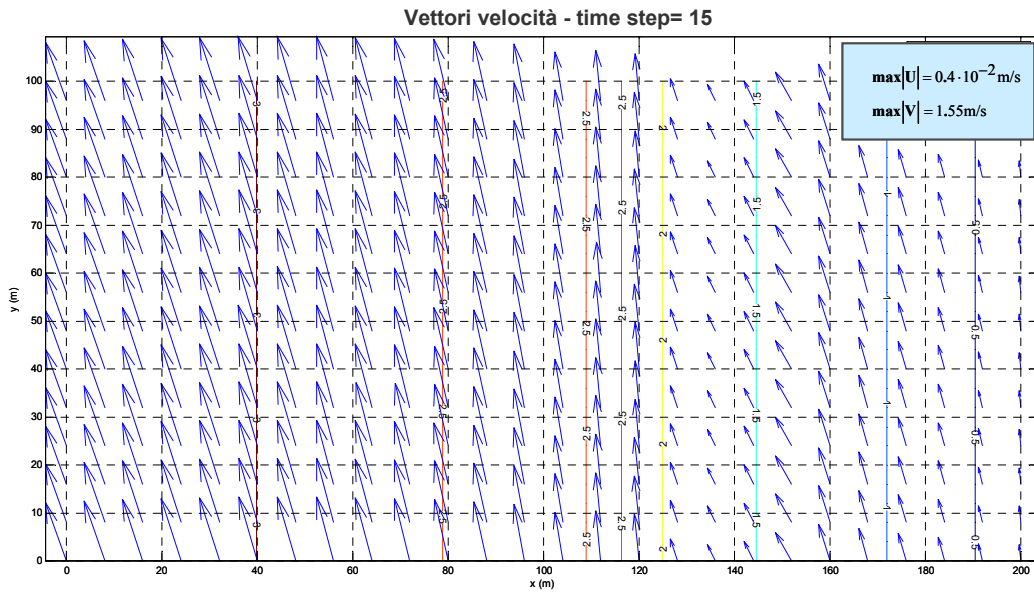


Figura 7.16: Campo di moto al termine della simulazione.

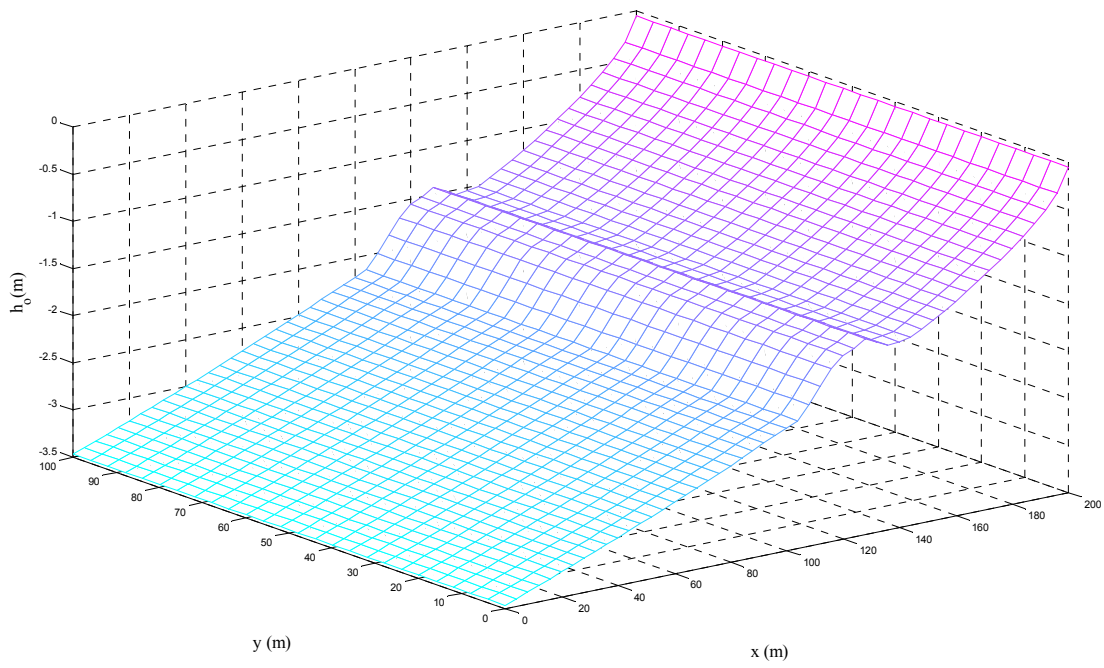
#### 7.4 TEST SU BATIMETRIA REGOLARE IN PRESENZA DI BARRA CON ANGOLO DI ATTACCO DEL MOTO ONDOSO DI 20°

Per la realizzazione del terzo test è stata utilizzata una batimetria ideale tipo piano inclinato il cui profilo è interrotto dalla presenza di una barra dell'altezza di circa un metro (Figura 7.17). I principali parametri di input utilizzati sono riportati in tabella 7.2. Anche in questo caso, le condizioni iniziali impongono che il campo di velocità sia nullo su tutto il dominio di calcolo ( $\bar{U} \equiv \bar{V} \equiv 0$ ).

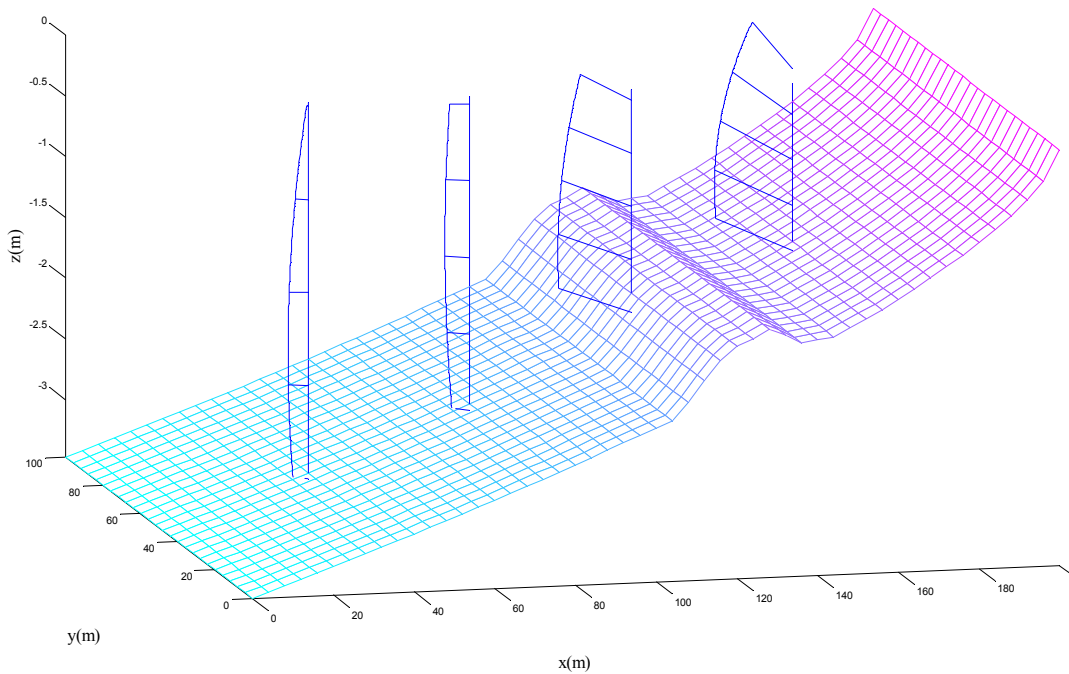
PARAMETRI DI INPUT	
Periodo dell'onda (s)	10.0
Altezza dell'onda (m)	1.6
Definizione griglia cross-shore (m)	4.0
Definizione griglia long-shore (m)	4.0
Numero dei punti di griglia cross-shore (m)	51.0
Numero dei punti di griglia long-shore (m)	26.0

Tabella 7.2: Dati di input utilizzati per il test n.3.

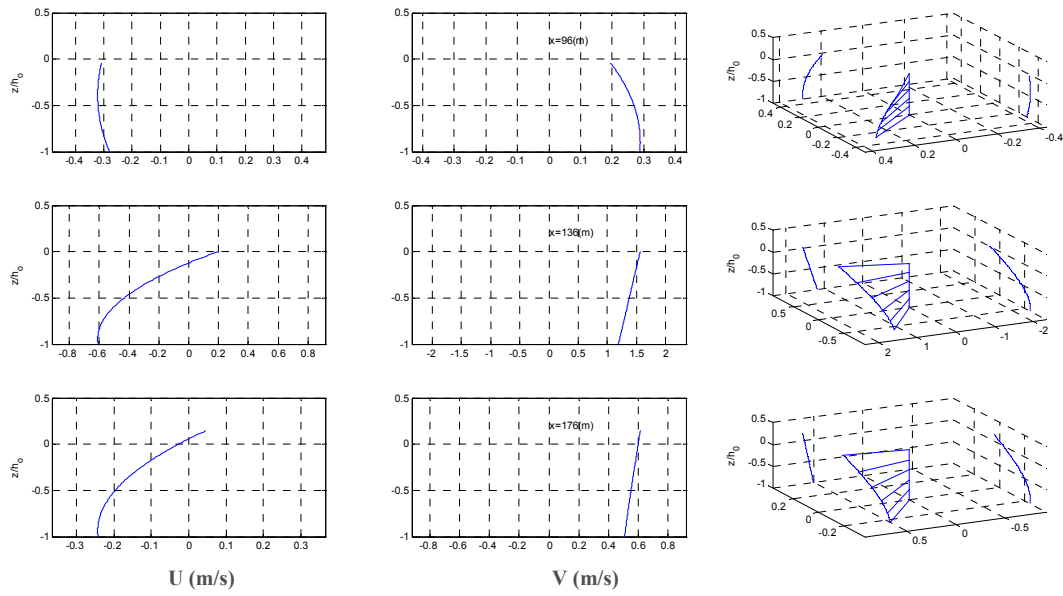
Anche in questo caso il modello di circolazione ha riprodotto i classici profili di velocità, riportati in Figura 7.18 e figura 7.18, in cui si osserva una progressiva variazione di direzione ed intensità dei vettori velocità al diminuire della profondità ed in punti assegnati della griglia spaziale. In Figura 7.20 è rappresentata la variazione spaziale dell'altezza d'onda, in particolare dal grafico si evince che il frangimento avviene a circa 100 metri dalla costa come ci si attende proprio in corrispondenza della barra. Il campo di moto generato è dovuto prevalentemente ad una corrente long-shore che si sviluppa fin dai primi istanti di simulazione ed è molto intensa in corrispondenza della batimetria di frangimento (Figg. 7.23-7.24).



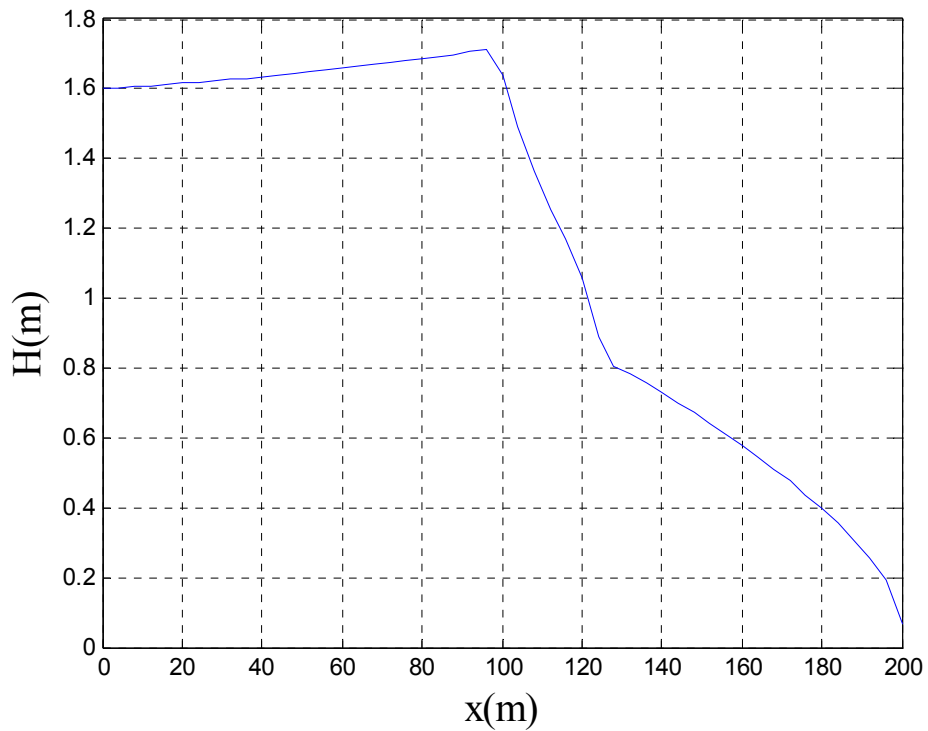
**Figura 7.17: Batimetria con barra utilizzata per il test n.3.**



**Figura 7.18: Variazione verticale della velocità su un transetto ortogonale alla linea di costa.**



**Figura 7.19: Variazione della velocità (cross-shore e long-shore) in funzione della profondità relativa e a varie distanze dalla costa.**



**Figura 7.20: Altezza d'onda in funzione della distanza cross-shore.**



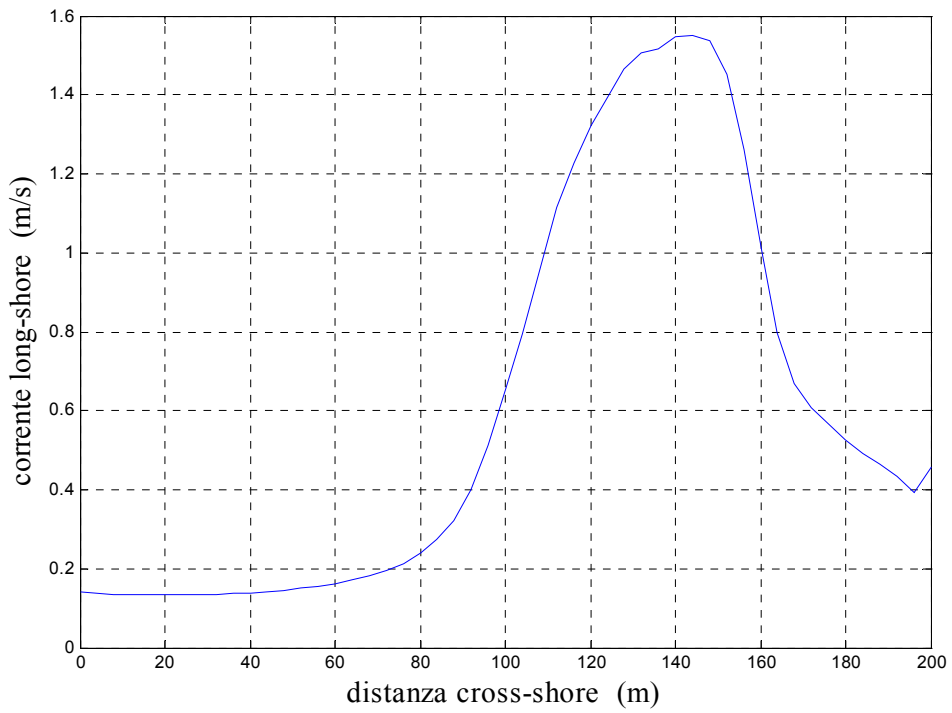


Figura 7.21: Variazione della corrente long-shore in direzione cross-shore.

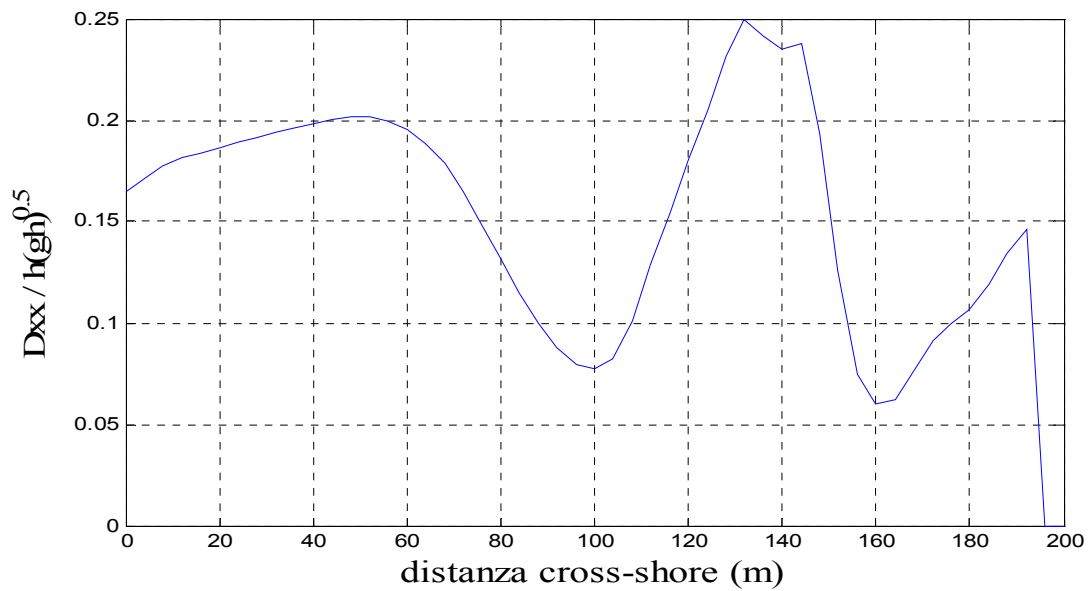


Figura 7.22: Variazione dei radiation stress in direzione cross-shore.

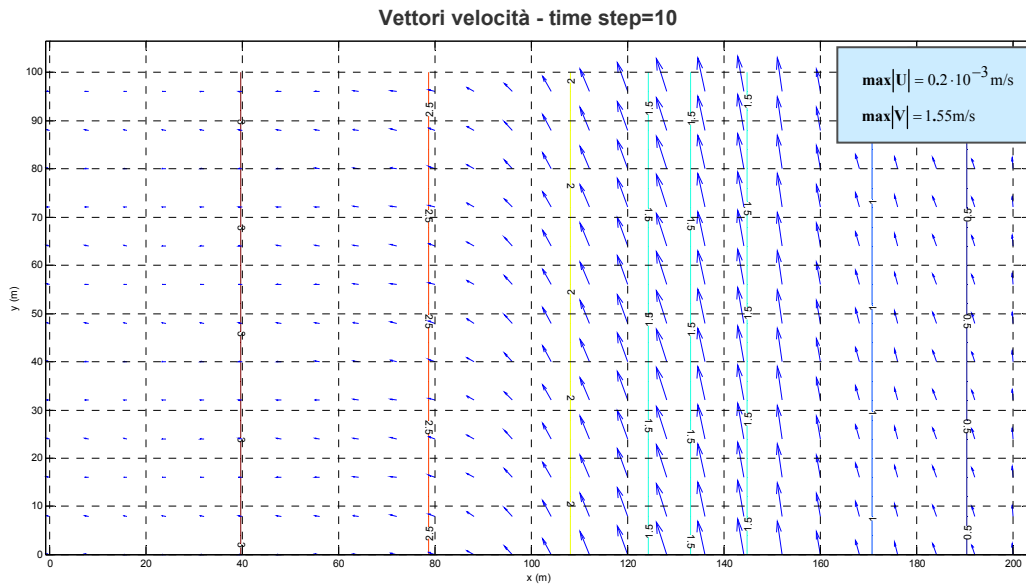


Figura 7.23: Campo di moto ad un istante intermedio di simulazione.

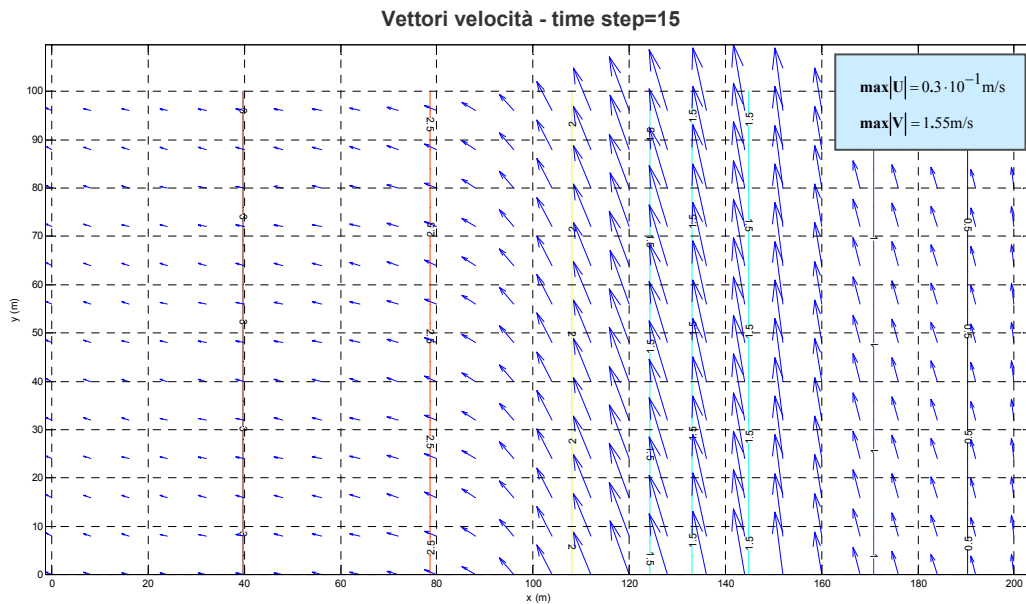


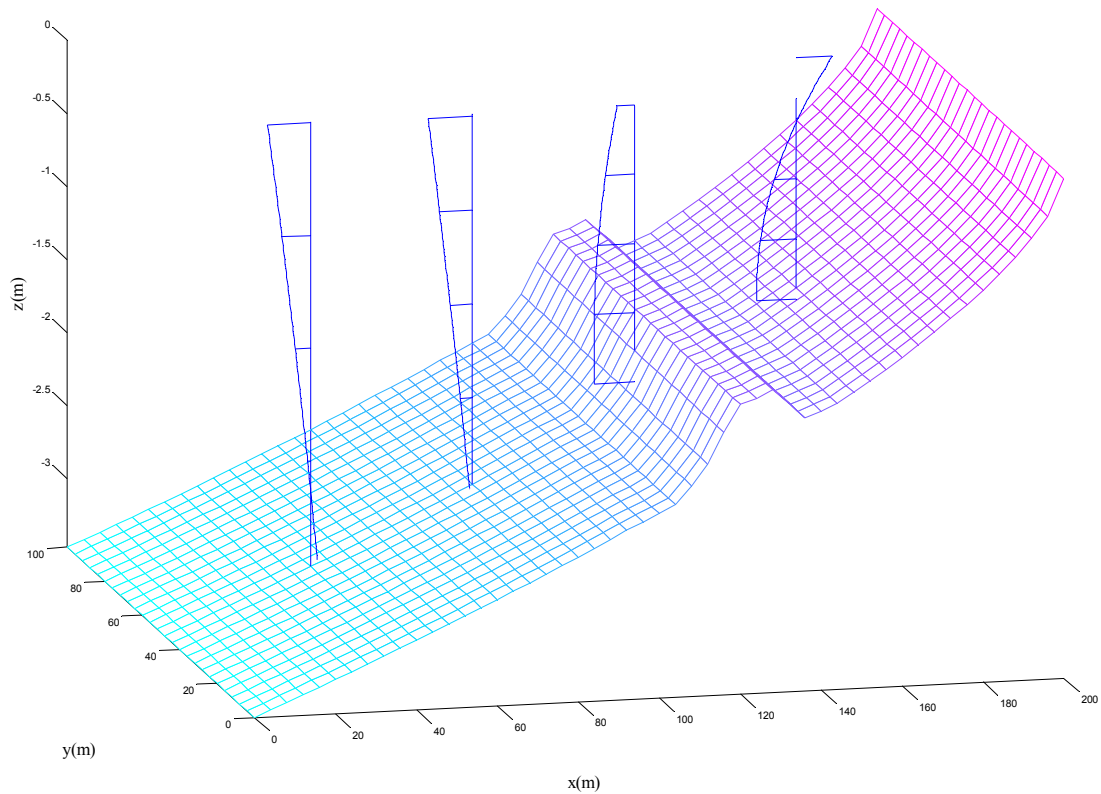
Figura 7.24: Campo di moto al termine della simulazione.

## **7.5 TEST SU BATIMETRIA REGOLARE IN PRESENZA DI BARRA CON ATTACCO FRONTALE DEL MOTO ONDOSO**

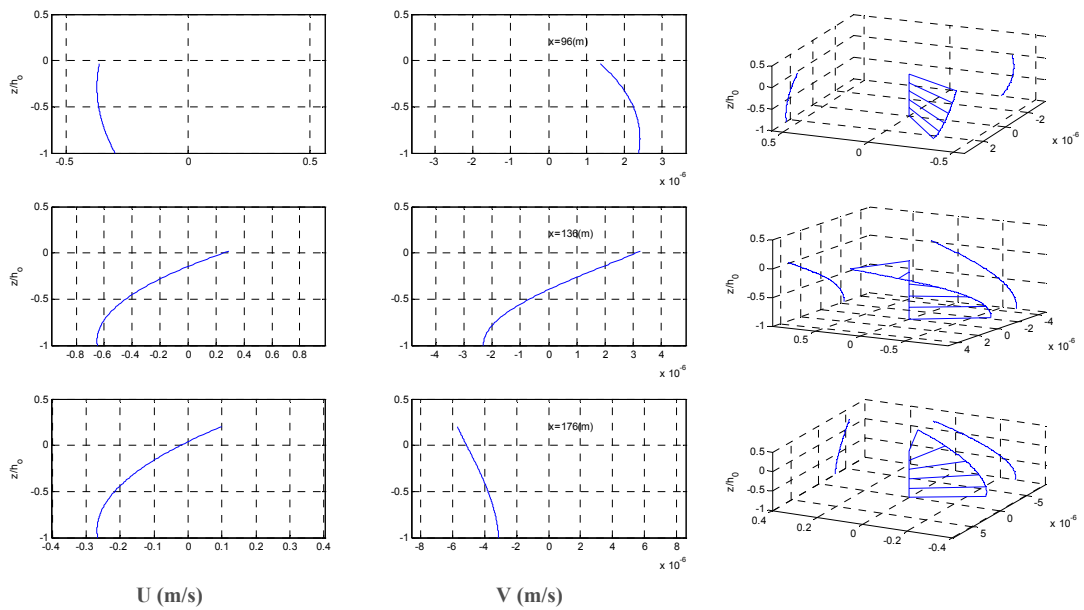
Il quarto test è stato realizzato modificando l'angolo d'attacco del moto ondoso rispetto al precedente test per simulare la formazione di una corrente di tipo cross-shore, i dati di input relativi alla definizione della griglia spaziale e ai parametri del moto ondoso sono analoghi a quelli utilizzati per il test n.3 riportati in tabella 7.2. La batimetria utilizzata è la medesima del test precedente e le condizioni iniziali prescelte impongono che il campo di velocità sia nullo su tutto il dominio di calcolo ( $\bar{U} \equiv \bar{V} \equiv 0$ ).

In Figura 7.25 è mostrato l'andamento verticale della velocità valutato sempre su un transetto prestabilito ortogonale alla linea di riva che risulta estremamente modificato a tergo della barra sommersa. Nelle figure successive è invece riportato l'andamento della velocità (Fig 7.26) valutata in alcuni punti di controllo e dell'altezza d'onda (Fig 7.27), il valore della corrente longshore (Fig 7.28), e dei radiation stress (Fig 7.29). Rispetto al caso simulato nel precedente paragrafo si osserva la formazione di una corrente di tipo cross-shore soprattutto nella regione di bassi fondali.

Inoltre, come si osserva nella realtà, la corrente presenta una componente diretta verso costa nella zona superficiale della colonna d'acqua ed una corrispondente corrente di ritorno verso largo nella zona sottostante.



**Figura 7.25: Variazione verticale della velocità su un transetto ortogonale alla linea di costa.**



**Figura 7.26: Variazione della velocità (cross-shore e long-shore) in funzione della profondità relativa e a varie distanze dalla costa.**

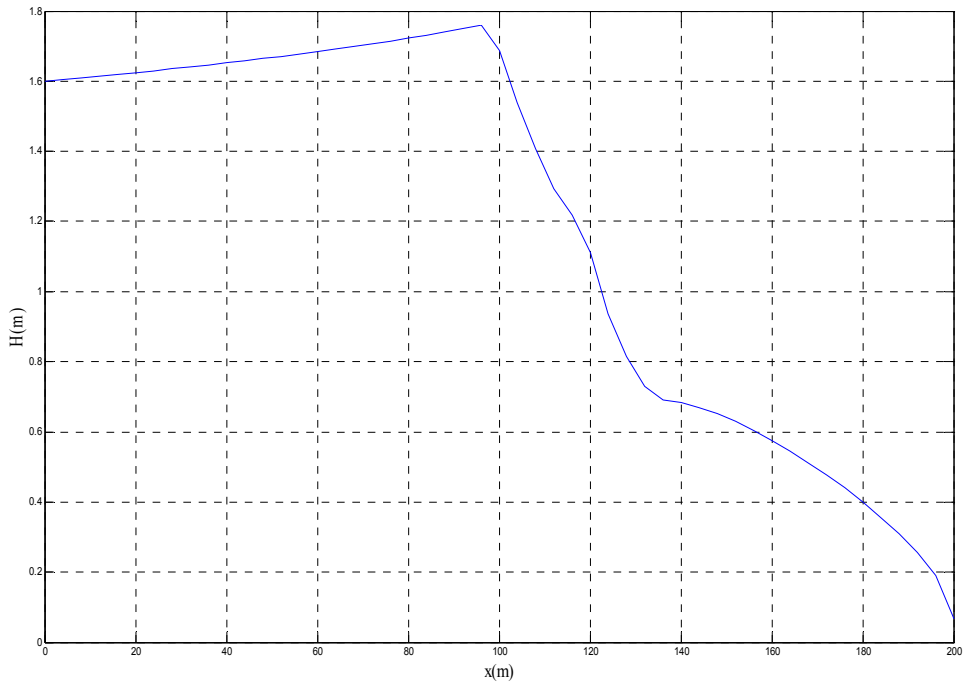


Figura 7.27: Altezza d'onda in funzione della distanza cross-shore.

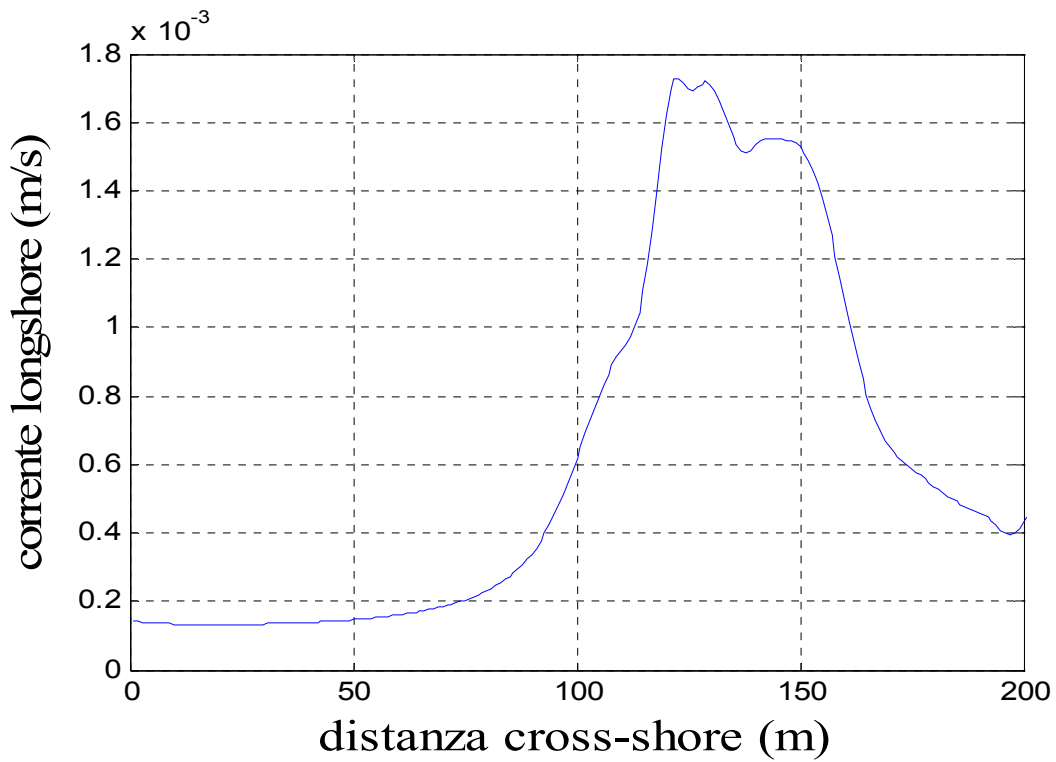


Figura 7.28: Variazione della corrente long-shore in direzione cross-shore.

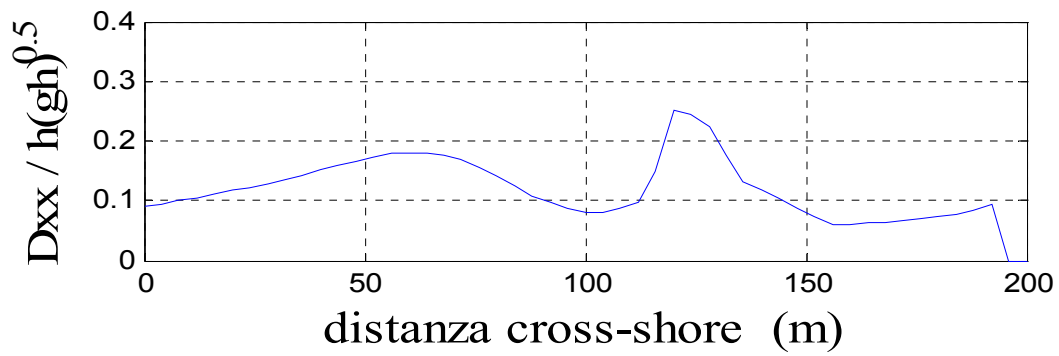


Figura 7.29: Variazione dei radiation stress in direzione cross-shore.

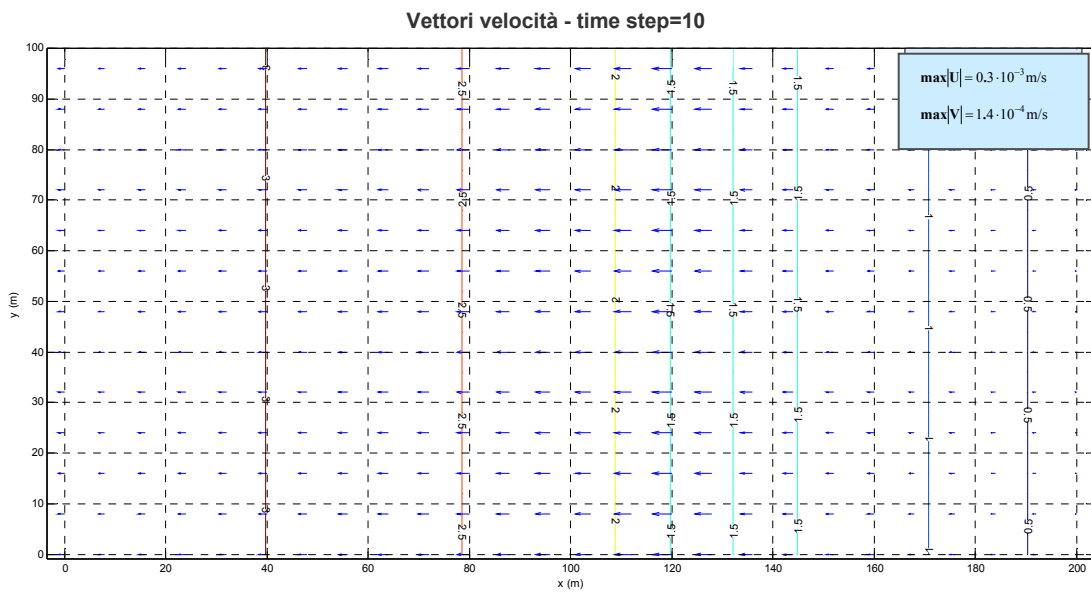


Figura 7.30: Campo di moto ad un istante intermedio di simulazione.

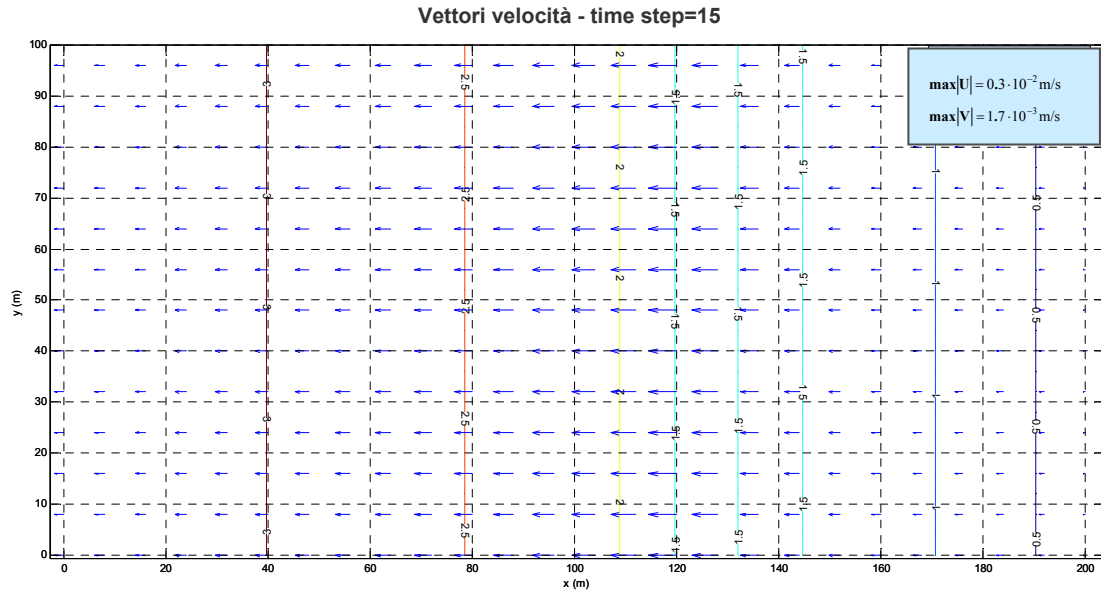


Figura 7.31: Campo di moto al termine della simulazione.

## 7.6 TEST ISOLA SOMMERSA CON ANGOLO D'ATTACCO DEL MOTO ONDOSO PARI A 20°

Il quinto test è stato condotto riproducendo una condizione classica utilizzata comunemente in letteratura per testare i modelli numerici di circolazione basati sulle *Mild Slope Equation - MSE* (Radder, 1979). Infatti, la batimetria utilizzata presenta un elemento morfologico che può essere assimilato ad una sorta di isola sommersa (Figura 7.32) che rappresenta un disturbo per la propagazione delle onde e per la circolazione. Le condizioni iniziali imposte per il campo di velocità prevedono che all'inizio della simulazione il campo di moto sia nullo ( $\bar{U} \equiv \bar{V} \equiv 0$ ), inoltre i principali parametri di input sono riportati in tabella 7.3.

PARAMETRI DI INPUT	
Periodo dell'onda (s)	12.0
Altezza dell'onda (m)	1.0
Definizione griglia cross-shore (m)	4.0
Definizione griglia long-shore (m)	4.0
Numero dei punti di griglia cross-shore (m)	51.0
Numero dei punti di griglia long-shore (m)	26.0

**Tabella 7.3: Dati di input utilizzati per il test n.5.**

Il profilo verticale di risulta notevolmente influenzato dalla presenza dell'elemento sommerso, in particolare si osserva una netta variazione direzionale della velocità a basse profondità (Figg. 7.33-7.34). In figura 7.35 è mostrata la variazione dell'altezza d'onda in funzione della distanza dalla linea di riva, appare evidente l'effetto destabilizzante generato dall'elemento morfologico presente sul fondo. La presenza di una tale morfologia determina, infatti, il frangimento dell'onda e l'andamento della velocità long-shore (Fig. 7.36) e dei radiation stress (Fig. 7.37) risulta in accordo con la situazione morfobatimetrica. Da un esame degli output della simulazione appare evidente che c'è una forte predominanza della corrente long-shore che raggiunge valori di 1 m/s in corrispondenza della profondità di frangimento (Figg. 7.39-7.41).



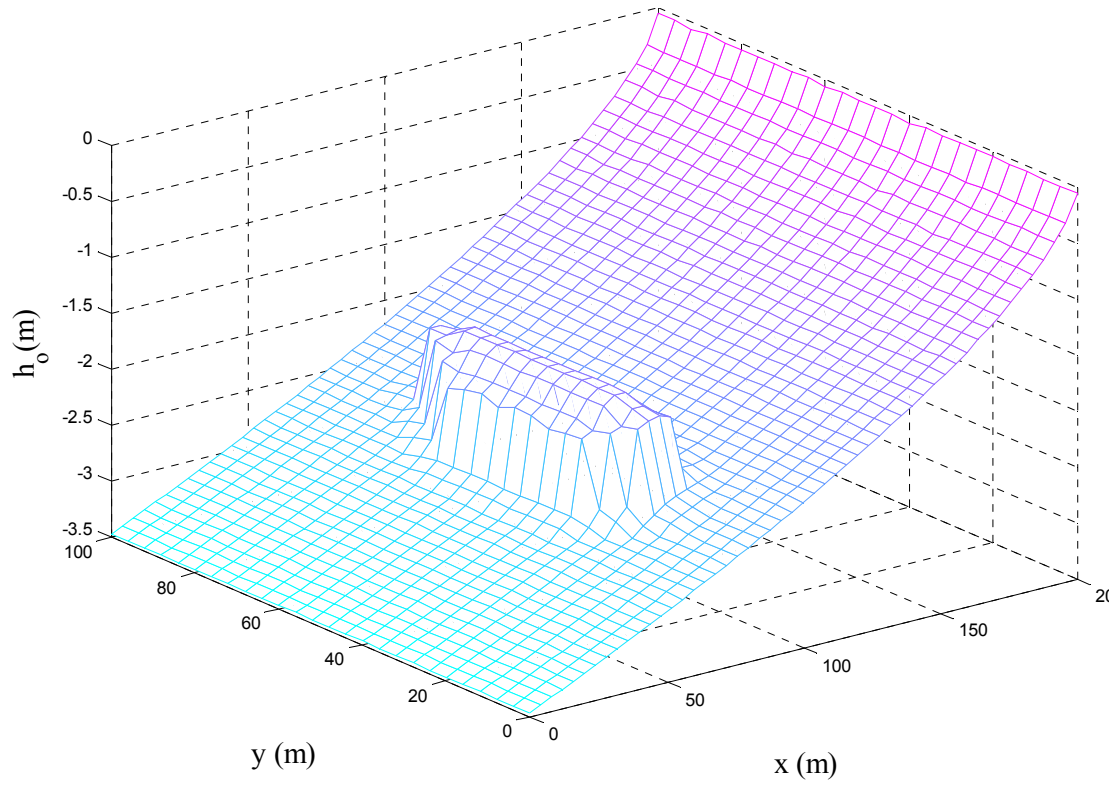


Figura 7.32: Batimetria con isola sommersa utilizzata per il test n.5.

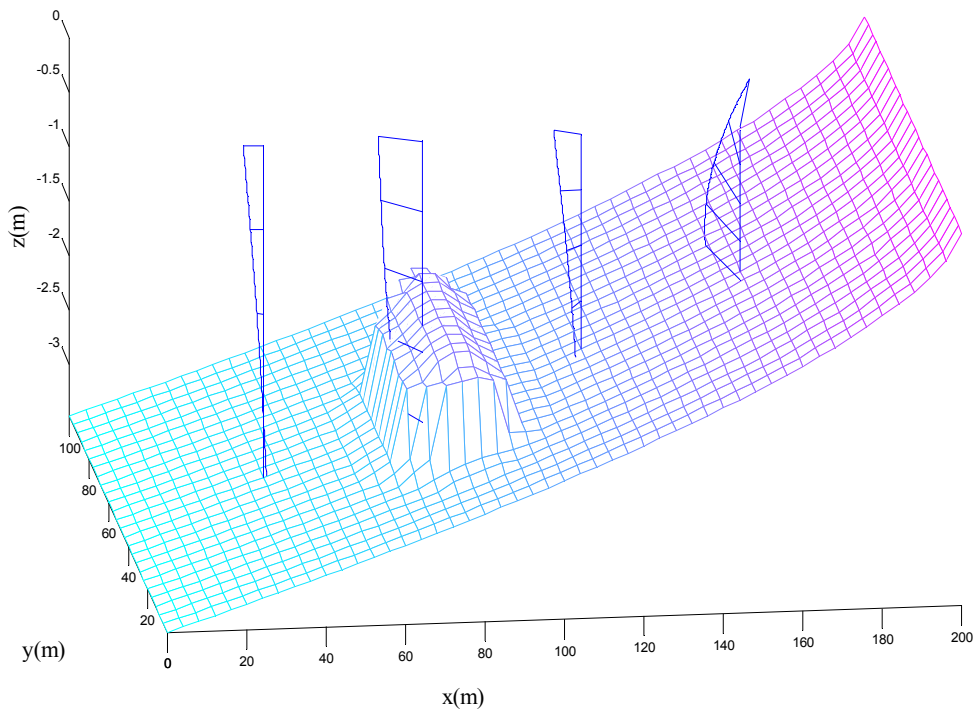
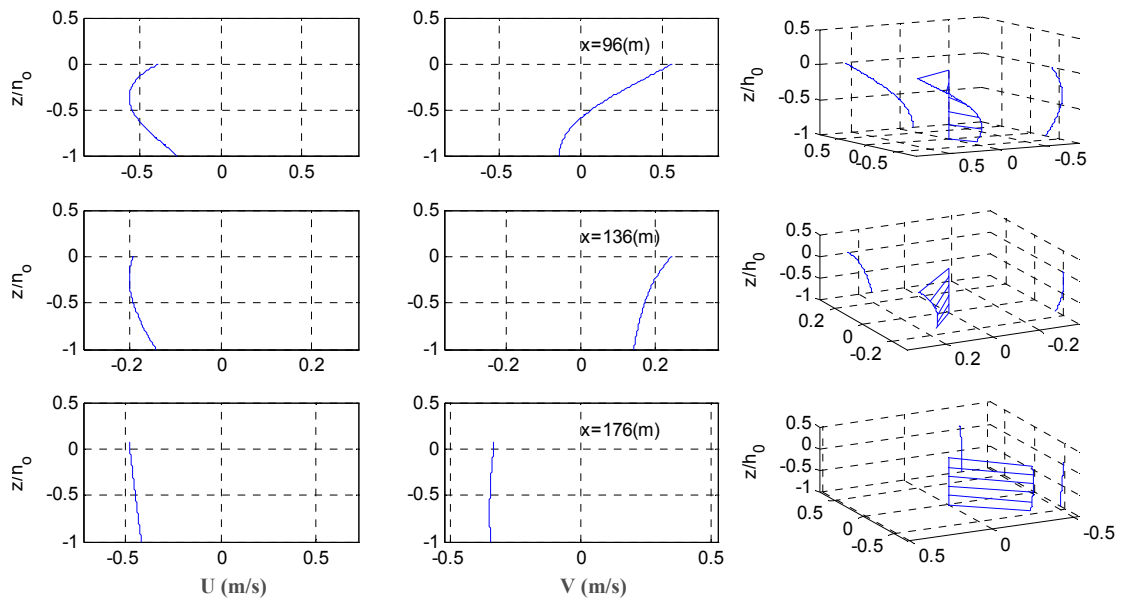
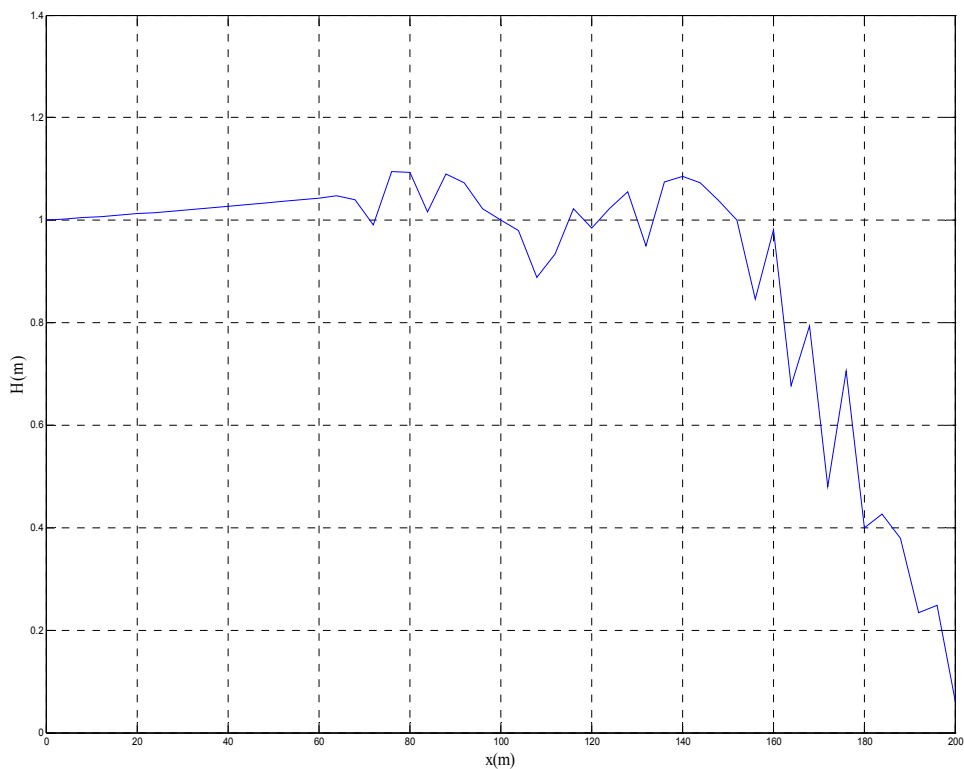


Figura 7.33: Variazione verticale della velocità su un transetto ortogonale alla linea di costa.



**Figura 7.34: Variazione della velocità (cross-shore e longshore) in funzione della profondità relativa e a varie distanze dalla costa.**



**Figura 7.35: Altezza d'onda in funzione della distanza cross-shore.**

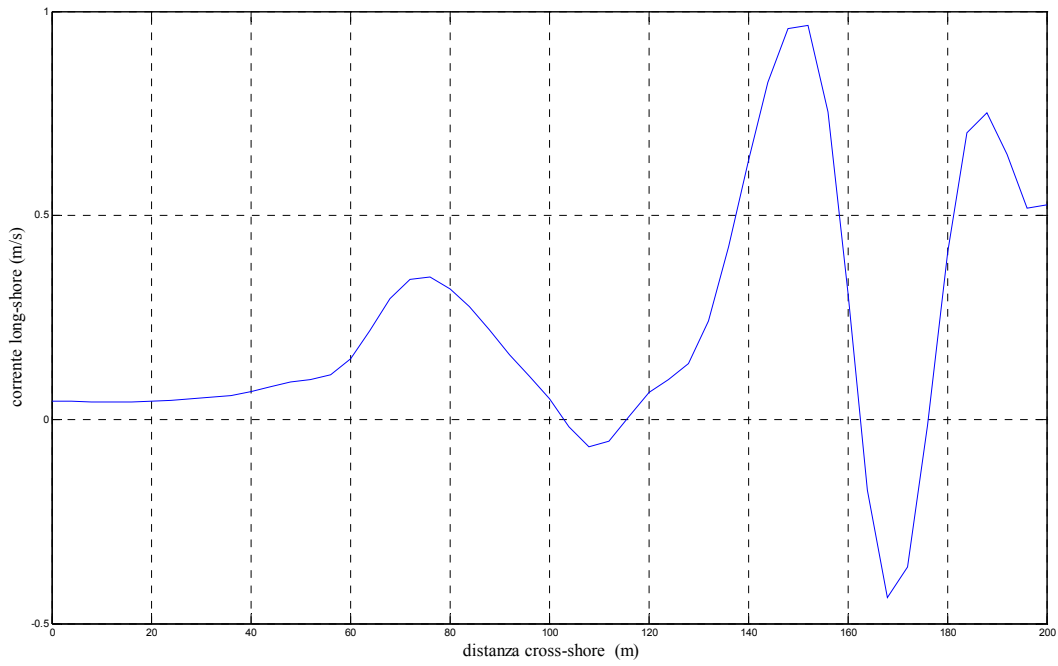


Figura 7.36: Variazione della corrente longshore in direzione cross-shore.

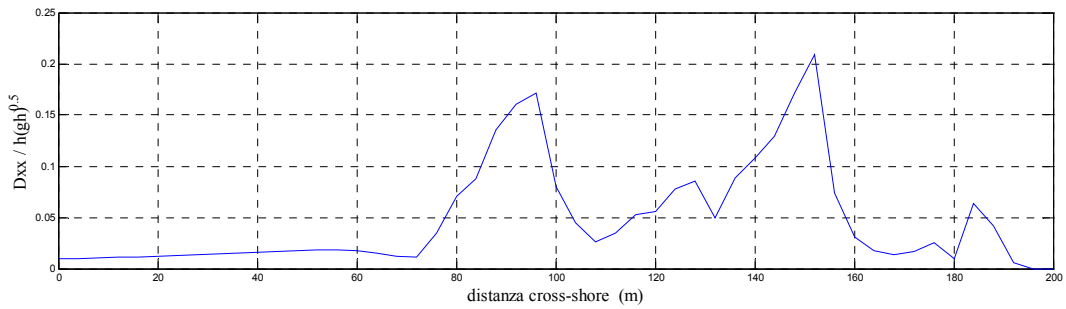


Figura 7.37: Variazione dei radiation stress in direzione cross-shore.

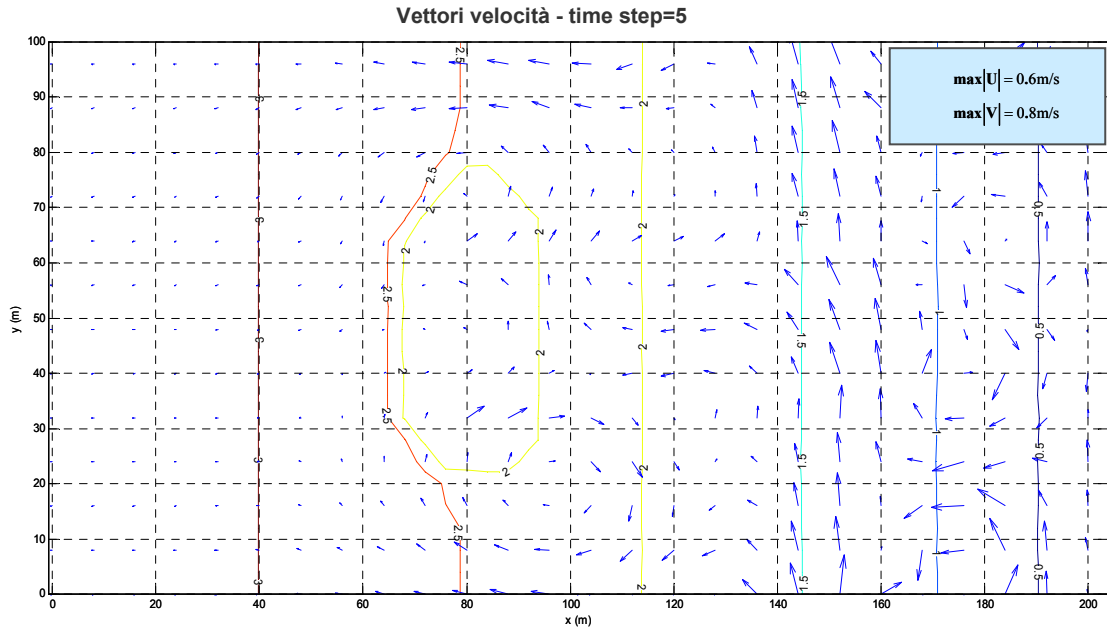


Figura 7.38: Campo di moto ad un istante intermedio di simulazione.

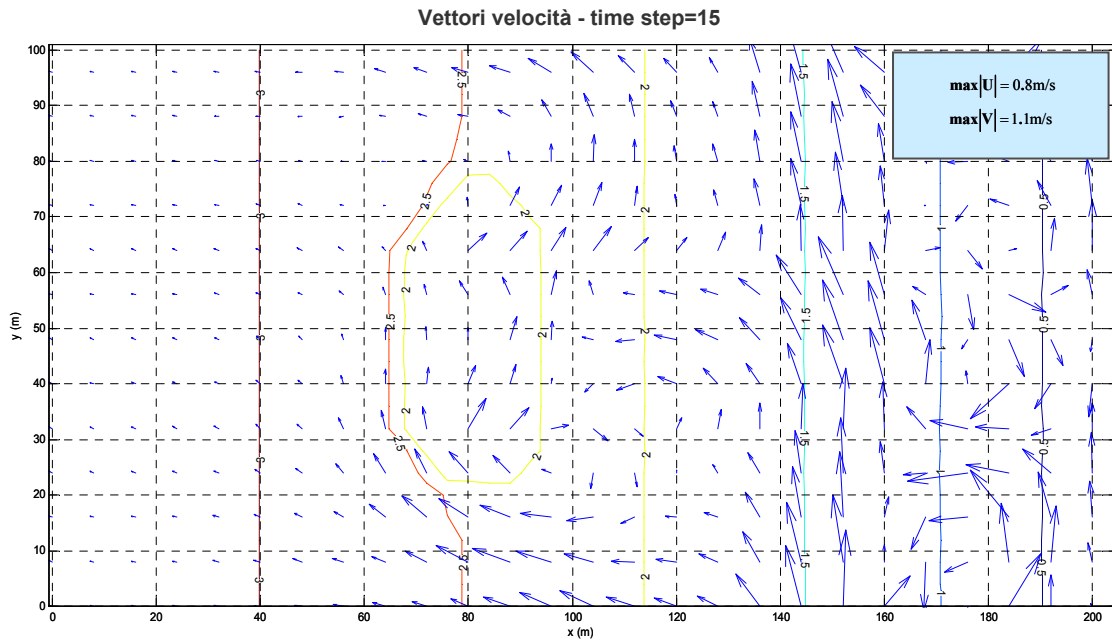


Figura 7.39: Campo di moto al termine della simulazione.

## 7.7 TEST DEL MODELLO DI TRASPORTO

Dopo aver verificato il corretto funzionamento dei modelli di trasformazione del moto ondoso e di circolazione litoranea mediante dei classici test proposti in letteratura, si è proceduto alla realizzazione di alcune simulazioni che hanno consentito di testare il valido funzionamento del modello di trasporto di sedimenti.

In mancanza di dati di campo il modello di trasporto è stato testato in analogia a quanto proposto da Zheng e Dean (1997) riproducendo numericamente un caso particolare degli esperimenti di Saville (Kraus, 1988). In analogia con l'esperimento di Saville 'case 400' è stata utilizzata una batimetria regolare caratterizzata da una pendenza 1:15 con un diametro medio del sedimento pari a 0.2 mm, le condizioni ondose utilizzate sono rappresentate da onde regolari con attacco frontale con un'altezza pari a 1.62 m e periodo di 5.60 s. Mediante l'utilizzo del modello SEDBATH è stato possibile riprodurre l'evoluzione morfobatimetrica su una griglia bidimensionale a vari istanti temporali ed analizzare quindi l'evoluzione del profilo trasversale.

Pertanto, i dati relativi all'evoluzione profilo trasversale sono stati confrontati con quelli misurati durante l'esperimento di Saville e proposti nel lavoro di Zheng e Dean (1997) in cui vengono comparate le prestazioni di alcuni modelli di evoluzione del profilo trasversale tra cui il modello SBEACH. Al termine delle simulazioni è possibile osservare la formazione di una barra off-shore in corrispondenza della profondità di frangimento dell'altezza di circa 1.5 metri (Fig. 7.40) analogamente a quanto ottenuto nell'esperimento di Saville.

E' possibile osservare quindi che il modello SEDBATH consente di simulare in modo accurato la formazione della barra in coincidenza della profondità di frangimento, e la riproduzione delle variazioni morfobatimetriche a bassissima profondità. Tale risultato è estremamente importante poiché suggerisce che le parametrizzazioni adottate nel modello SEDBATH risultano molto sensibili e consentono di ottenere su un dominio bidimensionale dei risultati più accurati rispetto ai classici modelli di evoluzione del profilo trasversale ad una linea 'non process-based'. Questi ultimi infatti, difficilmente permettono di riprodurre accuratamente la

formazione di barre off-shore generando spesso profili ad andamento monotono e molto levigato.

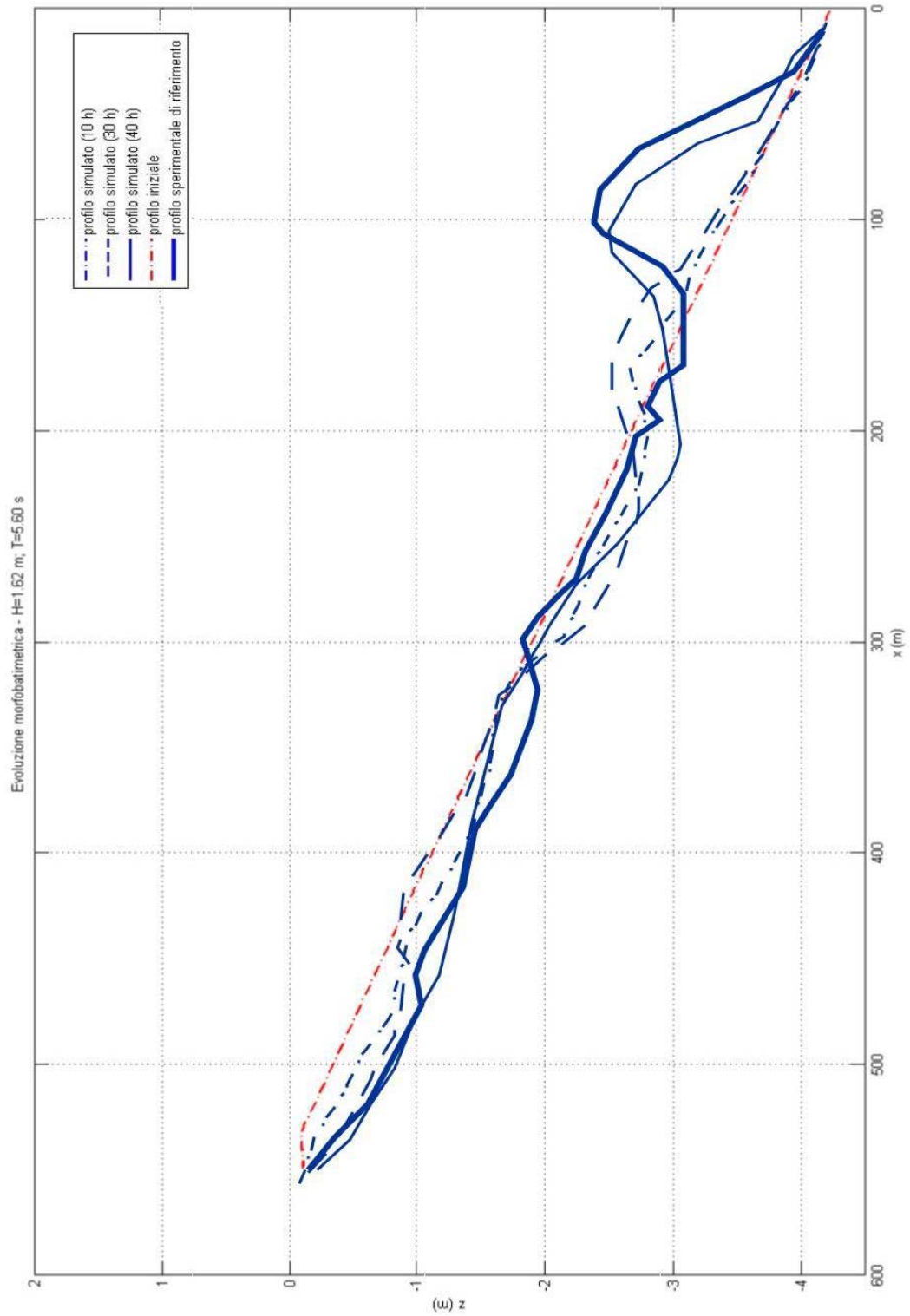


Figura 7.40: Evoluzione del profilo trasversale a diversi istanti di simulazione.

## *Capitolo VIII*

*Un'applicazione del Coastal Area Model:  
la Baia dei Maronti*

## 8.1 INTRODUZIONE

In questo capitolo sarà illustrata un'applicazione del Coastal Area Model costituito dai modelli numerici di circolazione litoranea e di trasporto di sedimenti sviluppati nell'ambito di questo lavoro di tesi.

I modelli sono stati applicati allo studio dell'evoluzione morfobatimetrica dei fondali della Baia dei Maronti (Isola d'Ischia (Na) – Mar Tirreno) (Figg. 8.1-8.2). Il tratto di costa oggetto di studio si inquadra nel contesto generale evolutivo delle coste ischitane che tipicamente si presentano alte e frastagliate e dove le spiagge presentano evidenti problemi di stabilità. La Baia dei Maronti è stata scelta come caso studio perché oltre ad essere interessata da fenomeni erosivi a lungo termine è stata oggetto nell'anno 2002 di un intervento ripascimento artificiale.

Per tale motivo, si è pensato di applicare i modelli numerici sviluppati alla riproduzione di uno scenario 'critico' dal punto di vista erosivo in cui la movimentazione di sedimenti rappresenta un fattore decisivo per la stabilità della costa.

L'aspetto più interessante del problema erosivo presente alla Baia dei Maronti è probabilmente legato all'esistenza di alcune testate di *canyon* sottomarini che in caso di mareggiata estrema possono funzionare da veri e propri 'inghiottitoi' di sedimento. Pertanto, l'obiettivo principale dell'applicazione è stato simulare le correnti litoranee e la conseguente evoluzione morfobatimetrica del fondale dovuta alla movimentazione dei sedimenti nella regione costiera sia in presenza di una mareggiata estrema che in presenza di condizioni ondose che determinano il modellamento della spiaggia (onda morfologica).

I dati morfobatimetrici e sedimentologici utilizzati per realizzare le simulazioni, sono stati tratti da una ricerca, compiuta dall'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero del CNR nell'anno 2000 e precedente all'intervento di ripascimento, durante la quale sono state eseguite indagini geologiche, geofisiche (rilievi batimetrici Multibeam, rilievi sismici con sistema Sparker, rilievi geomorfologici con sistema Side Scan Sonar), sedimentologiche (prelievi di campioni della spiaggia emersa e del fondo fino a -150 m) e ispezioni visive del fondale nella baia dei Maronti.





Figura 8.1. L'Isola d'Ischia (NA) – Mar Tirreno, Italia.

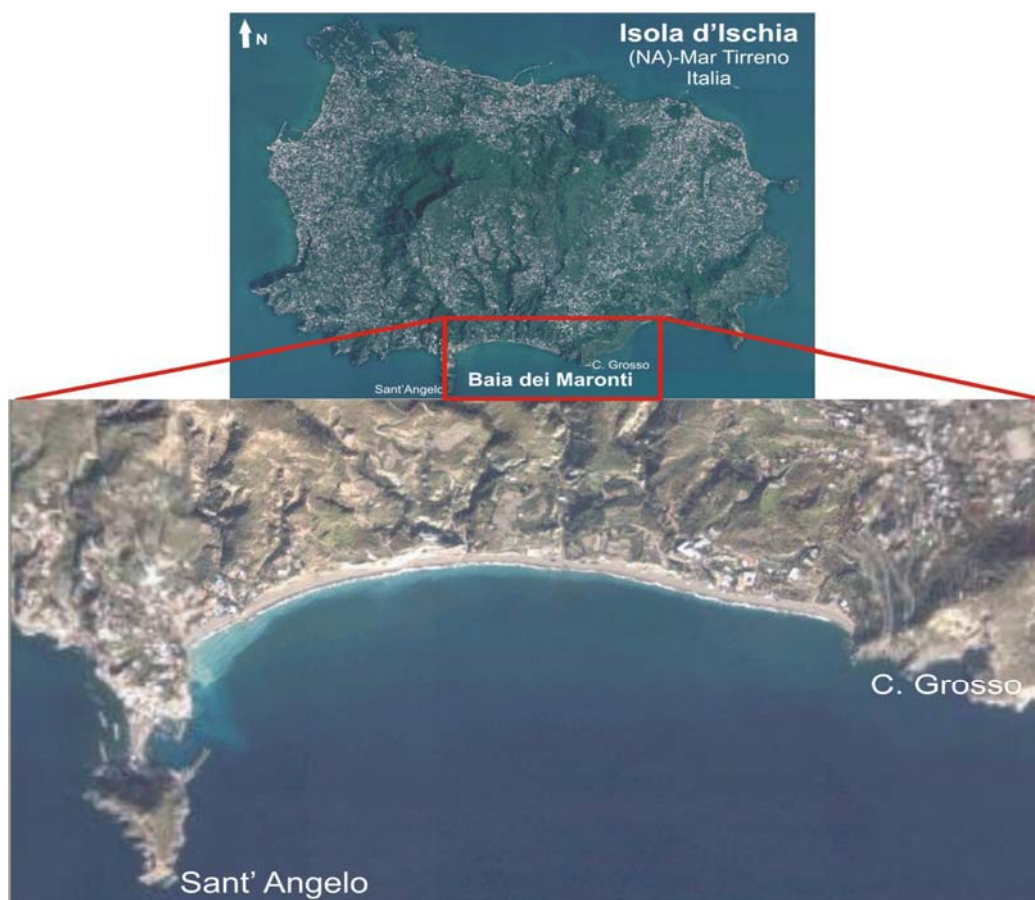


Figura 8.2: Ortofoto dell'Isola d'Ischia e della Baia dei Maronti.

## 8.2 DESCRIZIONE MORFOLOGICA E FISIOGRAFICA DELLA BAI A DEI MARONTI

Le coste dell'Isola d'Ischia si estendono per 34 Km, e sono costituite per il 67% da coste alte e rocciose e per il 33% da coste basse e sabbiose. Infatti, in tutta l'Isola, che si estende per circa 46 Km<sup>2</sup>, le baie ed i promontori, di origine piroclastica e lavica, sono modellati attivamente dal moto ondoso. L'origine dell' Isola è collegata all'evoluzione plio-pleistocenica del margine occidentale della Catena Appenninica caratterizzata da una tettonica distensiva correlata all'apertura del bacino Tirrenico.

Il settore meridionale del Monte Epomeo, in direzione W-E tra Punta S. Angelo e P.ta della Signora comprende il litorale a cui appartiene la spiaggia dei Maronti, che sottende un bacino idrografico pari a circa 5 Km<sup>2</sup>; nella Baia il rifornimento di materiale avviene principalmente attraverso profondi impluvi incisi nei terreni erodibili del Monte Epomeo.

Analizzando la fisiografia del tratto di mare che si estende da P.ta Chiarito a P.ta San Pancrazio è possibile notare una certa instabilità gravitativa della scarpata superiore con una pendenza del 36% circa nella zona meridionale dell'isola. Tale scarpata congiunge le terrazze sommerse di abrasione marina con la scarpata inferiore e con la zona batiale a circa 600 m di profondità. In tale regione sono stati rilevate delle isobate con forte concavità e la presenza di rocce con basso grado di alterazione a testimonianza dell'esistenza di fenomeni di scorrimento e frana lungo il versante. Nel settore centrale del tratto di costa sopra citato, ove ricade il litorale dei Maronti, è presente un marcato terrazzo sommerso di abrasione marina, che si estende per una larghezza di circa 700-800 metri ed è caratterizzato da una pendenza di circa 2°. Il ciglio della piattaforma continentale nel settore centrale della Baia si estende fino a 20-35 metri di profondità, mentre nella fascia occidentale ed orientale la rottura di pendenza è molto minore.

L'aspetto morfobatimetrico dei fondali dalla Baia dei Maronti fino a Barano risulta molto tormentato, infatti, sono presenti 6 testate di canyon che incidendo la scarpata superiore determinano l'arretramento della piattaforma continentale.

Dalle analisi sedimentologiche, geofisiche e geologiche effettuate alla Baia dei Maronti appare evidente che essa possa essere suddivisa in una zona litorale ed una di off-shore.

Nella zona litoranea compresa tra 0 e 6 metri di profondità si incontrano pendenze che si aggirano intorno ai 3°-7° nel settore orientale con predominanza di sedimenti ghiaiosi, mentre pendenze minori caratterizzano il settore occidentale ad ovest di Olmitello, laddove si trovano sabbie grossolane ed affioramenti di substrato sabbioso che caratterizzano un fondale spesso irregolare. Proseguendo verso mare dai 3 ai 5 metri di profondità, sempre all'interno della zona litorale, si distinguono una serie di ondulazioni aventi una lunghezza di 100-300 metri da attribuirsi alla presenza di conoidi di detrito che si alternano con affioramenti dello strato roccioso. All'interno di questi ultimi si inseriscono delle depressioni su cui si concentrano le azioni delle correnti di ritorno.

A profondità maggiori di 6 metri il fondale assume un andamento batimetrico piuttosto omogeneo caratteristico della piattaforma continentale, ad eccezione del tratto antistante Cava Scura su cui dal fondale sabbioso emergono alcuni blocchi rocciosi.

La zona cosiddetta di offshore comincia a partire dai 15 metri e comprende la piattaforma esterna e la scarpata superiore separate dal ciglio di piattaforma che nella Baia si trova a profondità comprese tra i 15 e i 35 metri.

La zona di piattaforma presenta un'estensione variabile, a causa della presenza dei tre principali canyon, detti di S. Angelo, di Capo Grosso e dei Maronti. Il canyon di S. Angelo situato a circa 120 metri ad est del molo di S. Angelo, si spinge fino all'isobata di 15 metri. Il canyon di Capo Grosso si trova in una zona dove la piattaforma continentale è in pratica assente e non vi è un percorso continuo tra falesia sommersa e scarpata, qui, infatti, si ritrovano pendenze fino a 28°. Infine, il canyon dei Maronti ha un'estensione di 1,2 km e la sua testata si trova a circa 16-30 metri di profondità.

Nella parte orientale della Baia e al di là del ciglio della piattaforma si trova la scarpata superiore caratterizzata da pendenze di circa 45° a profondità comprese tra i 55 ed i 100 metri a causa della presenza di un substrato roccioso.

### 8.3 I FENOMENI EROSIVI ALLA BAIÀ DEI MARONTI

La Baia dei Maronti è una pocket-beach ovvero appartenente ad una tipologia di spiaggia in cui il bilancio sedimentario può dipendere dalla presenza di elementi di apporto dovuti di norma alla presenza di eventuali corsi d'acqua e in più in generale di acque pluviali, o ancora dall'erosione dei promontori rocciosi ad opera di vento e pioggia e a fattori di perdita del sedimento come il moto ondoso e le correnti litoranee.

Nel caso della spiaggia dei Maronti la continua modellazione della linea di riva da parte del moto ondoso determina lo sviluppo della linea di riva con forma arcuata con asse mediano orientato secondo la direzione risultante del moto ondoso incidente.

L'andamento interannuale muterà pertanto in funzione della direzione del moto ondoso incidente ed i sedimenti saranno spostati talvolta verso ponente e talvolta verso levante.

L'equilibrio sedimentario della spiaggia è stato alterato, come avviene nella maggior parte dei casi, dalla presenza di attività antropiche che hanno inciso negativamente sul budget dei sedimenti perturbando la naturale tendenza evolutiva dell'omonima Baia. Infatti, una delle prime grosse alterazioni antropiche della Baia dei Maronti risale agli anni '70 quando fu costruito un molo sopraflutto in massi naturali, asportati dal fondale delle Petrelle, al porto di S. Angelo dove la conformazione della scogliera probabilmente ha influito negativamente sul trasporto dei sedimenti alterando le correnti presenti.

Nel corso degli anni, la spiaggia è andata via via scomparendo in alcune zone della Baia, ad esempio a Cavascura e Cava Olmitello, mentre al contrario nella zona di ponente verso Capo Grosso si è avuto un accrescimento. La modificazione della dinamica sedimentaria e quindi la scomparsa della spiaggia come elemento di protezione della costa ha permesso che le onde frangessero sul costone implicando un'azione meccanica continua e generando delle zone a rischio frana.

In realtà, la situazione erosiva al litorale dei Maronti è andata a peggiorare negli ultimi anni in cui si sono registrate delle mareggiate estreme che hanno creato non pochi danni all'arenile, anche dopo l'intervento di ripascimento avvenuto nel 2002 effettuato per ripristinare la spiaggia dopo una mareggiata estrema, con venti WSW di intensità forza 9-10, avvenuta nel dicembre 1999 (Fig. 8.3).



**Figura 8.3: La mareggiata estrema che nel dicembre del 1999 portò alla quasi completa scomparsa dell'arenile alla Baia dei Maronti.**

Le mareggiate registrate dal 1998 al 2003 hanno avuto sulla spiaggia dei Maronti degli effetti devastanti. Infatti, nella maggior parte dei casi considerati estremi (circa il 59%) le mareggiate che interessano la Baia provengono da libeccio-ponente con altezze significative dell'ordine dei 3.5 metri, mentre solo nel 21% dei casi sono state registrate mareggiate provenienti da scirocco-mezzogiorno con altezze generalmente inferiori ai 4.0 metri.

La spiaggia dei Maronti, che è oggi localizzata solo nel settore orientale dell'omonima Baia, si estendeva fino al 1965 per più di 2 km da Capo Grosso fino alla Penisola di S. Angelo. Di seguito sono riportate alcune foto storiche del litorale dei Maronti nel 1945, 1955 e come si presenta nel 2005 (Figg.8.4-8.6)

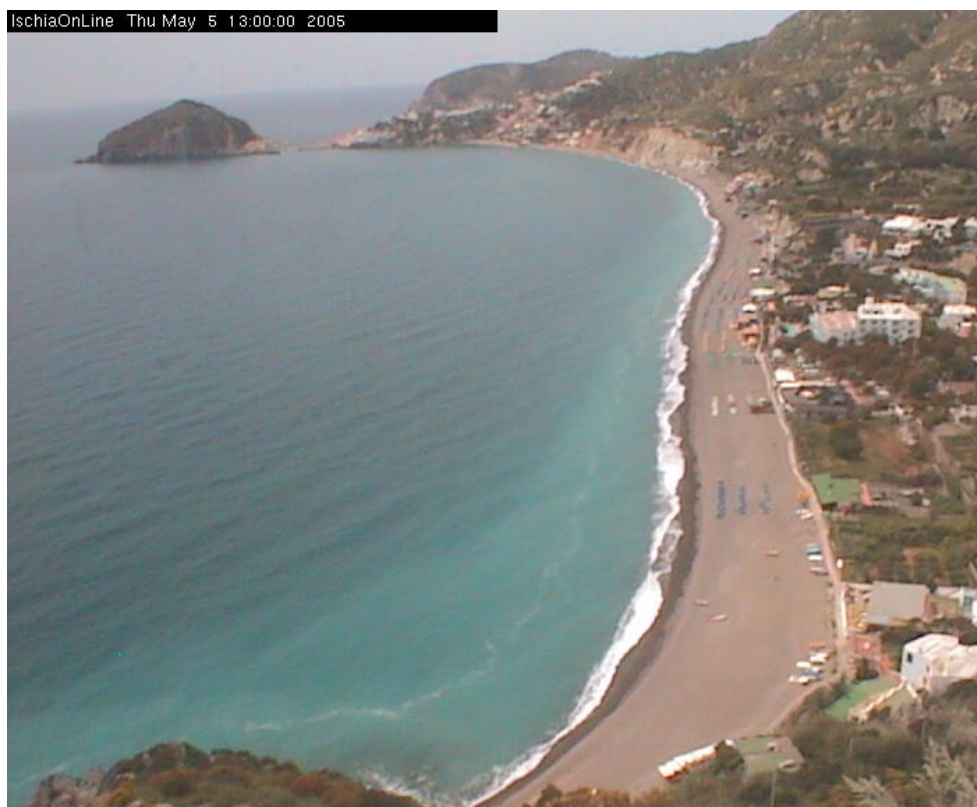




Figura 8.4: La spiaggia dei Maronti (1945/1950).



Figura 8.5: La spiaggia dei Maronti e l'omonima Baia compresa tra s. Angelo e Capo Grosso (1955).



**Figura 8.6:** La spiaggia dei Maronti e l'omonima Baia come si presentano nel 2005.

#### 8.4 COSTRUZIONE DEL DATASET DI INPUT PER LE SIMULAZIONI

Il dataset utilizzato per le simulazioni, costituito da dati morfobatimetrici, sedimentologici ed ondametrici, è stato tratto da una ricerca, compiuta dall' Istituto per l'Ambiente Marino Costiero del CNR nell'anno 2001 nell'ambito del progetto CAR.G. e da uno studio meteomarinario effettuato a partire dai dati della Rete Ondametrica Nazionale (boa di Ponza).

E' stato necessario costruire un dataset omogeneo e compatibile con gli standard imposti dai modelli numerici in modo da agevolare anche le fasi di scambio dati tra il modulo idrodinamico e quello di trasporto solido. Inoltre, trattandosi di dati spaziali di diversa natura ogni categoria è stata rielaborata e riorganizzata in modo da rispondere adeguatamente alle caratteristiche di accuratezza e compatibilità richieste.

- **Dati batimetrici**

I dati batimetrici digitali della Baia dei Maronti, acquisiti nell'ambito del progetto CAR.G., sono stati opportunamente riorganizzati in base alle esigenze di calcolo per essere compatibili con lo standard richiesto per i dati di input utilizzati dal modello di circolazione litoranea. In particolare, è stata effettuata una conversione dei dati acquisiti da un ecoscandaglio multi-fascio ad alta risoluzione dal formato ascii-xyz al formato grid (NxM) operando un opportuno campionamento per ottenere la dimensione di griglia ed il corrispondente passo spaziale pari a 9 metri.

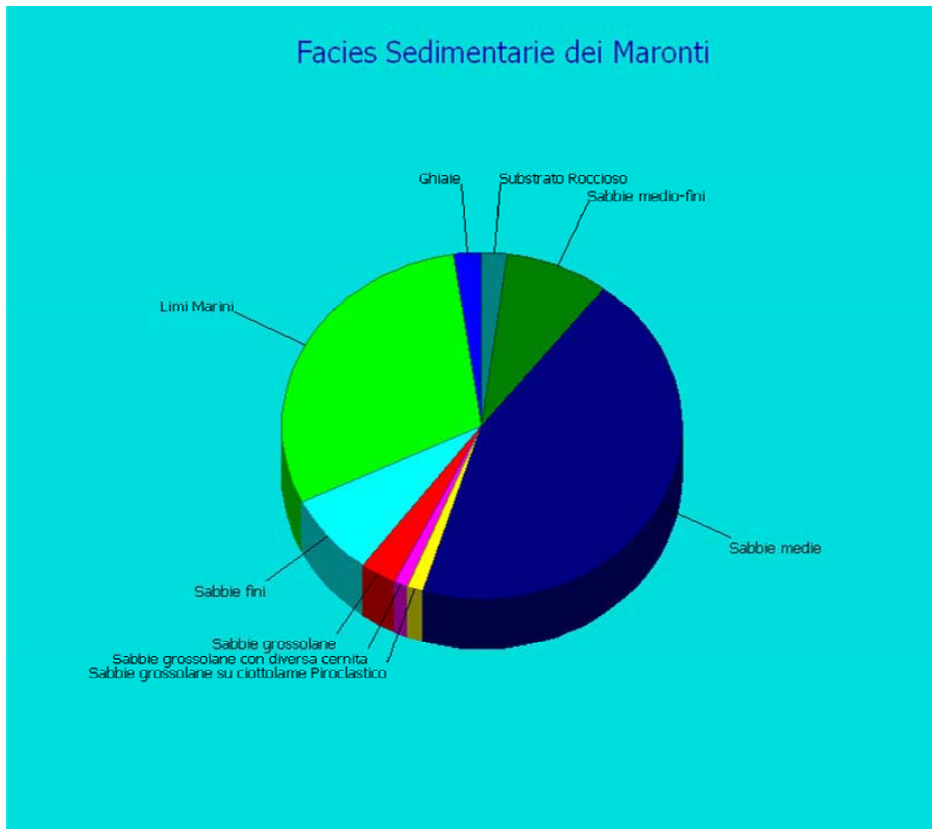
- **Dati sedimentologici**

In tutta l'area di studio la popolazione granulometrica predominante è quella sabbiosa, con prevalenza di sabbie medie e grossolane nella zona litorale e sabbie medio-fini nella zona di off-shore con predominanza di silt a partire da una profondità di circa 50 metri. I dati sedimentologici acquisiti dalla letteratura hanno consentito di riprodurre in modo più realistico il fenomeno di movimentazione di sedimenti all'interno della Baia.

In particolare, l'arenile dei Maronti è caratterizzato, andando da riva verso largo, da ghiaie di spiaggia discretamente classate con diametro della classe dominante



maggiore di 2.0 mm, da sabbie grossolane da scarsamente a ben classate con diametro della classe dominante compreso tra 0.5 e 2.0 mm fino alla batimetrica dei 5 metri, successivamente e fino alla batimetrica di 25 metri si ritrovano sabbie medie da scarsamente a discretamente classate con diametro della classe dominante compreso tra 0.25-0.5 mm.



**Figura 8.7: Diagramma a torta rappresentativo dell'abbondanza percentuale delle facies sedimentarie alla Baia dei Maronti.**

In base ai dati sedimentologici (Fig. 8.7) e alla distribuzione areale delle facies riportata nella carta sedimentologica e geomorfologica è stato possibile scegliere per le simulazioni il diametro rappresentativo della classe dimensionale più abbondante alla baia dei Maronti pari a 0.2 mm.

- **Dati ondametrici**

Il clima meteomarinico del paraggio è stato caratterizzato elaborando le serie temporali della Rete Ondametrica Nazionale (RON) acquisite dalla boa ondametrica direzionale posizionata al largo dell'Isola di Ponza.

Tali condizioni nonostante non possano essere considerate pienamente coincidenti con le condizioni meteomarine del paraggio in esame possono certamente ritenersi generate dalle stesse forzanti atmosferiche.

Pertanto, si è proceduto a definire le condizioni meteomarine medie ed estreme che caratterizzano l'idrodinamica costiera nell'area oggetto di studio.

A tal fine, è stato necessario determinare l'esposizione del paraggio al moto ondoso, per poi ricostruire il clima ondoso di largo e le caratteristiche delle onde estreme secondo gli assegnati periodi di ritorno e delle onde di modellazione in acque profonde.

La conoscenza delle caratteristiche delle onde estreme è di fondamentale importanza per lo studio evolutivo di un litorale a breve termine ovvero che si manifestano nell'arco di ore o giorni come avviene in seguito alle mareggiate.

Le onde di modellazione, utilizzate per lo studio evolutivo a lungo termine, rivestono un ruolo centrale per lo studio degli effetti del clima ondoso del paraggio sulla dinamica sedimentaria.

I dati ondametrici, relativi ad un periodo che va dal 1999 al 2001, sono stati trasposti fino all'area a largo della Baia dei Maronti mediante la stima dei coefficienti di trasposizione per l'altezza d'onda  $(H_s^P/H_s^O = |F^P/F^O|^{1/2})^1$  ed il periodo  $(T_m^P/T_m^O = |F^P/F^O|^{1/3})^2$  e poi sono stati trasformati da largo a sotto costa utilizzando il modello idrodinamico implementato in modo da ottenere i valori del campo di velocità superficiale e verticale nelle aree a bassi e medi fondali.

La Baia risulta interessata da stati di mare provenienti da scirocco e mezzogiorno che determinano un trasporto solido positivo diretto da est ad ovest e da stati di mare provenienti da libeccio e ponente che indicano la generazione di flussi contrari ai precedenti ovvero diretti da ovest verso est.

---

<sup>1,2</sup> Indicando con gli apici O e P rispettivamente le grandezze al punto di misura e al punto di trasposizione e fissando una direzione geografica media da cui spira il vento alla quale risultano associati i fetch efficaci  $F_P$  ed  $F_O$ .

### ANALISI DI FREQUENZA DIREZIONALE DEL MOTO ONDOSONO

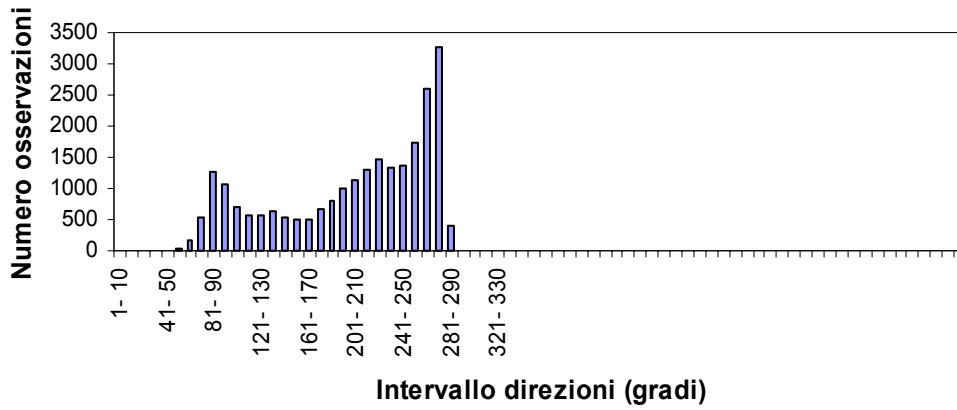


Figura 8.8: Analisi di frequenza direzionale del moto ondoso ai Maronti.

### Coefficiente di trasposizione delle altezze H

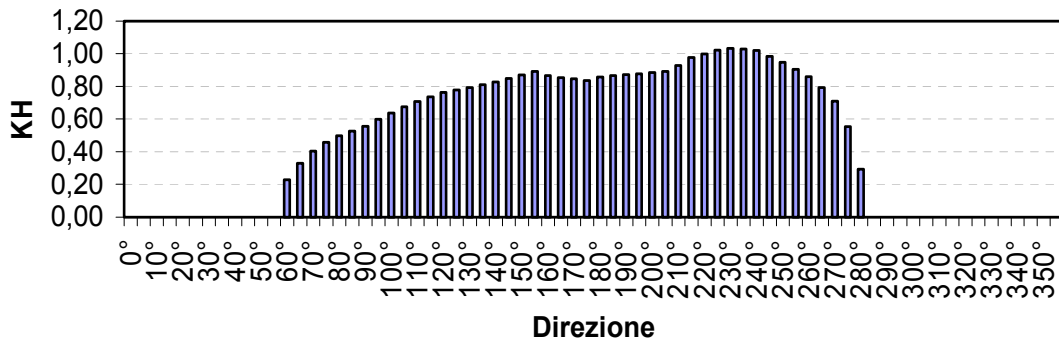


Figura 8. 9: Coefficiente di trasposizione delle altezze H.

### Coefficiente di trasposizione del periodo T

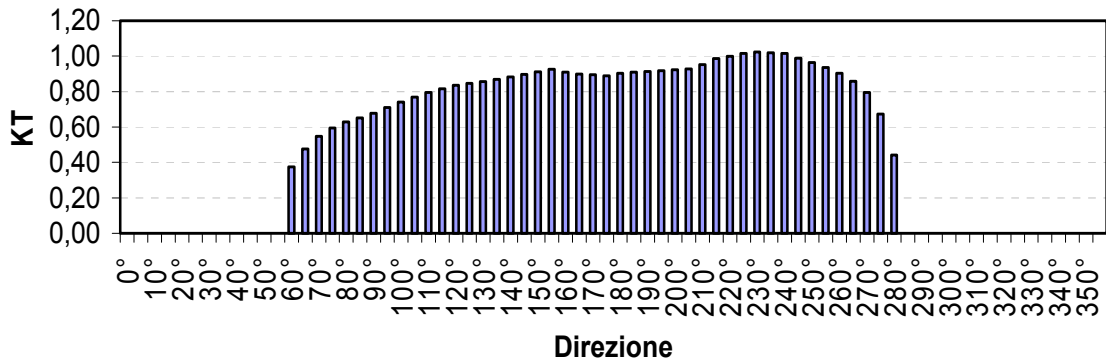


Figura 8.10: Coefficiente di trasposizione del periodo.

Tali informazioni hanno consentito di realizzare le simulazioni con il modello idrodinamico e di trasporto in modo da studiare i flussi di sedimenti nelle condizioni ordinarie ovvero per circa il 70% degli stati di mare così da comprendere in modo più accurato quali sono le normali condizioni di modellamento della Baia e la conseguente movimentazione di sedimenti sia in sospensione che al fondo.

I parametri dell'onda morfologica che determina le condizioni di modellamento della Baia dei Maronti sono stati stimati considerando che essa è rappresentata dall'altezza d'onda che possiede un flusso di energia pari a  $\overline{H_m^2} \cdot \overline{T_m}$  e può essere valutata a partire dalle seguenti equazioni:

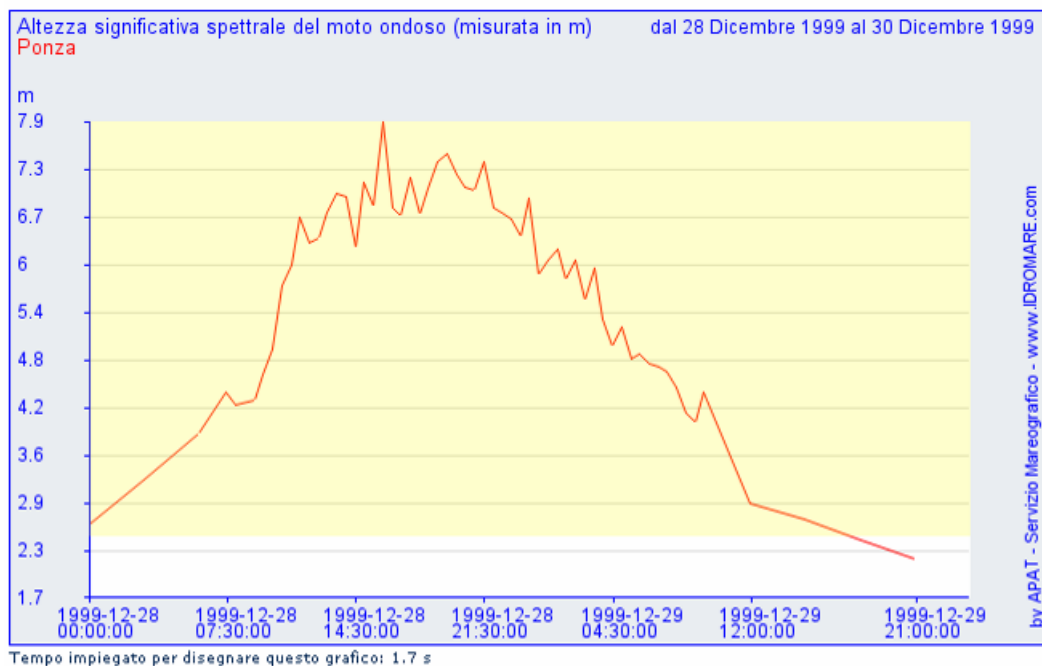
$$\overline{H_m^2} \cdot \overline{T_m} = \frac{\sum_{i=1}^{Nm} n_i \cdot H_{m,i}^2 \cdot T_{m,i}}{\sum_{i=1}^{Nm} n_i} \quad (8.1)$$

$$\frac{\overline{H_m}}{\overline{T_m}^2} = \frac{\sum_{i=1}^{Nm} n_i \cdot \frac{H_{m,i}}{T_{m,i}^2}}{\sum_{i=1}^{Nm} n_i} \quad (8.2)$$

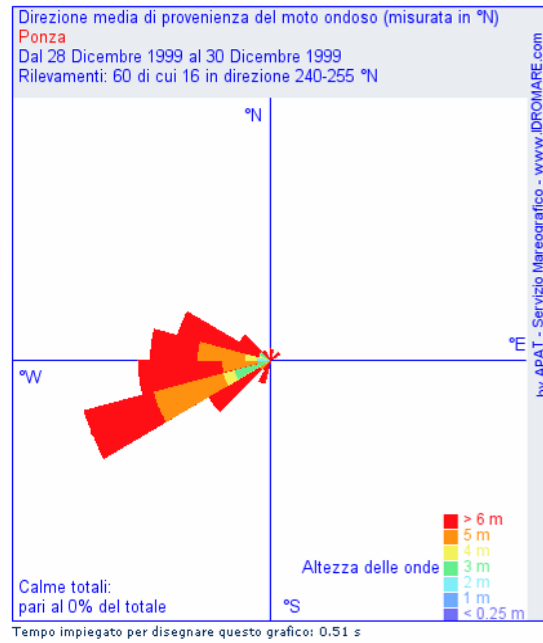
in cui  $H_m$  e  $T_m$  sono rispettivamente l'altezza d'onda media e il periodo medio, mentre  $n = D/T_m$  è il numero di onde relativo ad una mareggiata, e  $D$  è la durata

dell'evento ed  $N_m$  è il numero totale di mareggiate nel periodo di osservazione. In base ai calcoli effettuati sul dataset ondametrico relativo ad un intervallo di 13 anni è stato possibile stimare che l'altezza dell'onda morfologica alla Baia dei Maronti è di circa 1.6 metri con un periodo di 10 secondi.

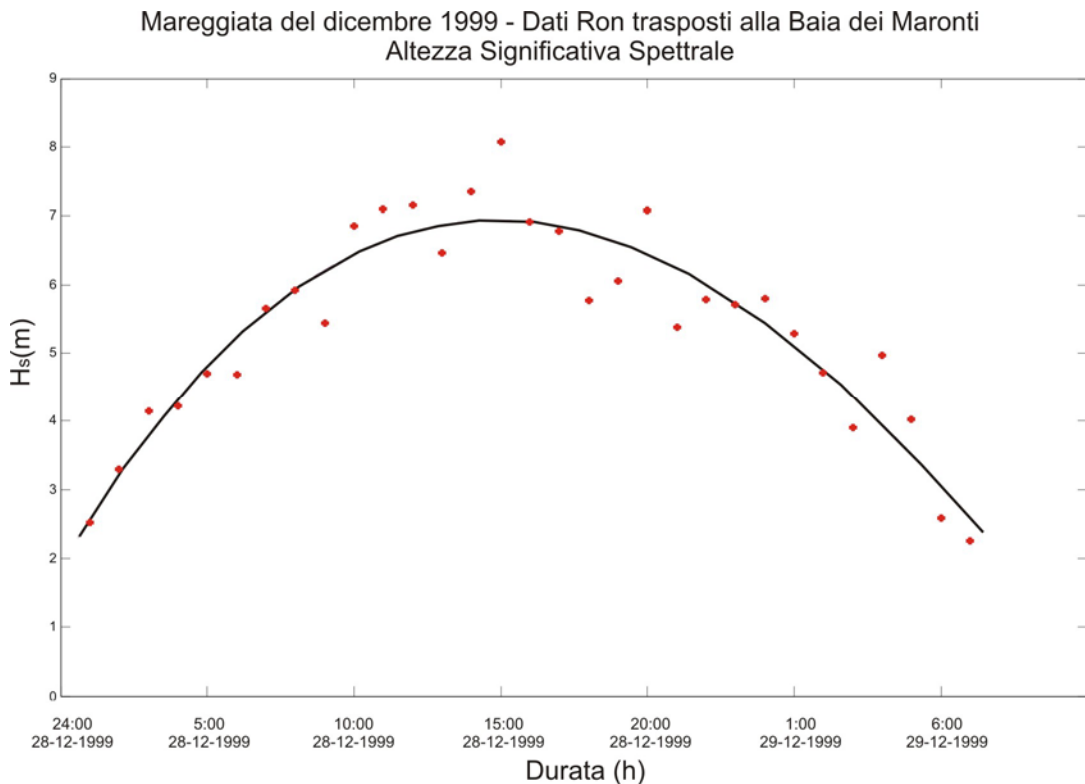
Infine, disponendo dei dati ondametrici relativi ad una mareggiata eccezionale che nel dicembre del 1999 portò alla quasi completa scomparsa dell'arenile nella Baia dei Maronti si è proceduto all'analisi ed alla successiva trasposizione delle altezze d'onda e dei periodi in modo da poter simulare gli effetti della mareggiata sull'evoluzione morfobatimetrica del fondale con lo scopo di individuare le cause di scomparsa dei sedimenti, i valori delle principali forzanti e le traiettorie seguite dal sedimento verso il largo. La mareggiata del Dicembre 1999, con venti da W-SW di intensità forza 9-10 proveniente dalla direzione  $240^\circ$  N, fu caratterizzata da un'altezza significativa d'onda massima di 7.8 metri e da un periodo massimo di 12 secondi. Di seguito sono riportati i dati ondametrici elaborati on-line (sul sito [WWW.IDROMARE.com](http://WWW.IDROMARE.com) – Figg. 8.11-8.12) e quelli utilizzati in input nel modello numerico ottenuti effettuando gli opportuni calcoli di trasposizione (Fig. 8.13).



**Figura 8.11: Altezza significativa spettrale del moto ondoso misurata in metri alla boa RON di Ponza durante la mareggiata estrema del 1999.**



**Figura 8.12: Diagramma relativo alla direzione di provenienza del moto ondoso misurata alla boa RON di Ponza durante la mareggiata estrema del 1999.**



**Figura 8.13: Altezze d'onda trasposte alla Baia dei Maronti relative alla mareggiata estrema del dicembre 1999.**

## 8.5 ANALISI DEI DATI DI OUTPUT

Di seguito saranno illustrati i risultati delle elaborazioni dei dati di output delle simulazioni relative agli effetti della mareggiata estrema del dicembre 1999 e alla ricostruzione dell'evoluzione morfobatimetrica dovuta ad un'onda morfologica le cui caratteristiche sono state discusse nei precedenti paragrafi.

- **SIMULAZIONE DELLA MAREGGIATA ESTREMA**

In seguito alla simulazione della mareggiata estrema del dicembre 1999, durata 31 ore, si osserva complessivamente, una variazione morfobatimetrica estremamente accentuata con la progressiva formazione di barre stabili soprattutto in corrispondenza delle profondità di frangimento delle altezze d'onda maggiori (Figg. 8.14-8.18). I dati sono stati analizzati sia globalmente sia lungo il transetto esempio mostrato in Figura 8.19, posizionato in corrispondenza dell'asse mediano della Baia dei Maronti.

Lungo il transetto considerato si osserva una diminuzione media della pendenza di circa  $1^\circ$  al termine della mareggiata nella zona entro 200 metri dalla costa, mentre nella zona offshore posizionata ad oltre 200 metri dalla costa si osserva un aumento medio della pendenza di circa  $1^\circ$  (Figg. 8.20-8.21).

In seguito alla mareggiata la linea di riva risulta arretrata di circa 15 metri rispetto alla posizione pre-storm (Fig. 8.20). La circolazione globale all'interno della Baia dei Maronti è stata rappresentata visualizzando le componenti del campo di velocità mediato sulla quota e dovuto alla presenza contemporanea di onde e correnti (Figg. 8.22-8.25), risulta evidente la formazione di una circolazione a prevalente controllo topografico con picchi dei valori della velocità soprattutto in corrispondenza delle pendenze maggiori, complessivamente le correnti cross-shore dominano rispetto a quelle di tipo longshore e ciò implica un potenziale trasporto di sedimento verso il largo.

Nelle figure 8.26-8.27 è mostrato l'andamento della velocità lungo il transetto considerato (nel sistema di riferimento adottato dal modello idrodinamico lo 0 è posto a largo) e a diverse profondità in presenza di un'altezza d'onda di 2.4 metri e di 7.5 metri (Fig. 8.27). Come atteso la variazione verticale di velocità risulta influenzata

dall'altezza d'onda, per  $H=7.5$  metri si osserva un picco massimo di velocità di circa 1.8 m/s ad una profondità di circa 10 metri.

Nelle figure 8.28-8.31 sono invece riportate, lungo il transetto esempio, le curve di *shoaling* e frangimento in relazione alla variazione del profilo batimetrico durante la mareggiata simulata. Si osserva la marcata formazione di barre in corrispondenza delle diverse profondità di frangimento dovute alla movimentazione di sedimenti. La distribuzione delle velocità al fondo (Figg. 8.32-8.34) indica un netto e prevalente trasporto diretto verso il largo e anche in questo caso si osserva un forte controllo topografico del campo di velocità da mettere in relazione con la presenza di una morfobatimetria accidentata. Nelle figure 8.35-8.37 è invece riportata una stima 2D del carico totale di sedimento sospeso in funzione di alcune altezze d'onda simulate, risulta molto evidente la movimentazione di sedimenti nelle zone corrispondenti alla fascia di frangimento. Nell'area di frangimento della massima altezza d'onda è presente una movimentazione di sedimenti fino a profondità di 15 metri ed in particolare, si può notare un picco massimo nel trasporto in sospensione proprio in corrispondenza delle zone antistanti le testate dei canyon sottomarini.

Tutto questo induce a considerare il ruolo dei canyon di fondamentale importanza nella successiva movimentazione del sedimento verso il largo che pertanto non potrà più essere recuperato durante una successiva mareggiata. Elaborando i dati relativi all'evoluzione morfobatimetrica del fondale in 3D è stato possibile stimare le variazioni batimetriche intervenute durante la simulazione (Fig. 8.38).

Da un esame complessivo delle variazioni altimetriche che intervengono alla Baia dei Maronti durante un evento estremo come quello del dicembre 1999 con provenienza  $240^{\circ}N$  è possibile evidenziare una serie di zone in cui si osservano marcati fenomeni erosivi, in particolare si tratta delle due fasce batimetriche rispettivamente comprese tra 0 e 2 metri e tra 6 e 8 metri in cui si osserva una diminuzione media della profondità di circa 1.2 metri. All'interno della fascia di fondale compresa tra i 2 ed i 4 metri si osserva invece una situazione di stabilità e talvolta di deposizione di sedimento.

Infine, la presenza del frangimento di onde estreme con altezza pari a 7.5 metri induce come già visto nei precedenti grafici la formazione di barre posizionate a profondità comprese tra i 6 e gli 8 metri che localmente determinano un accumulo di sedimento.



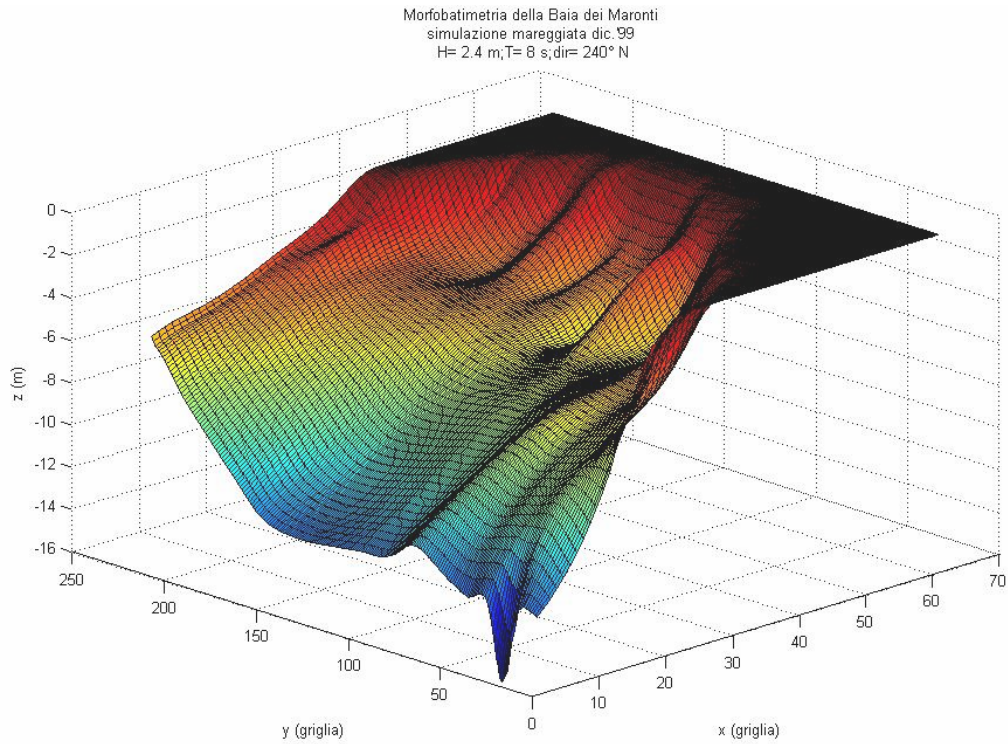


Figura 8.14: Morfobatimetria all'inizio della simulazione.

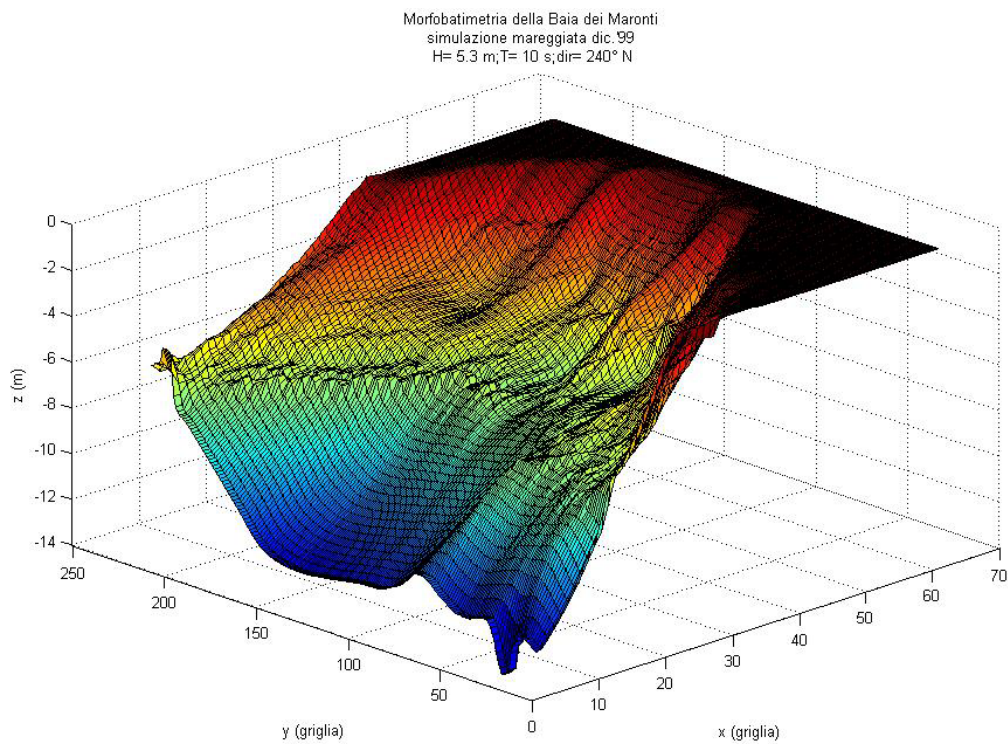
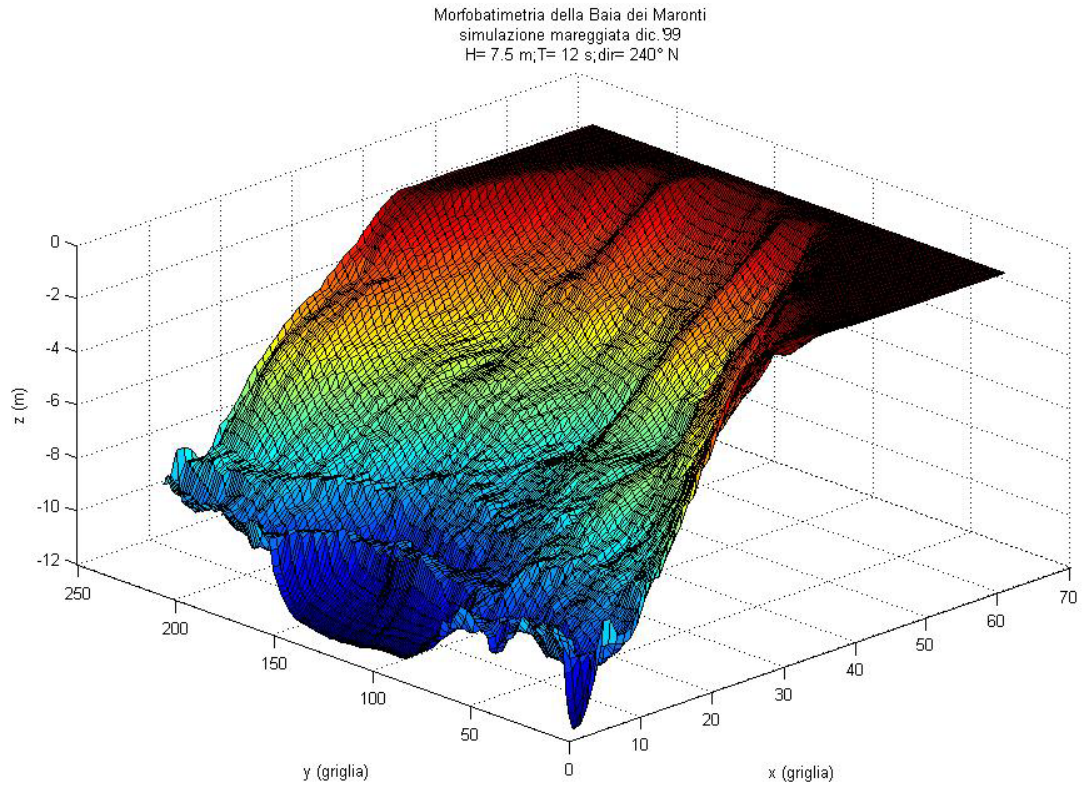
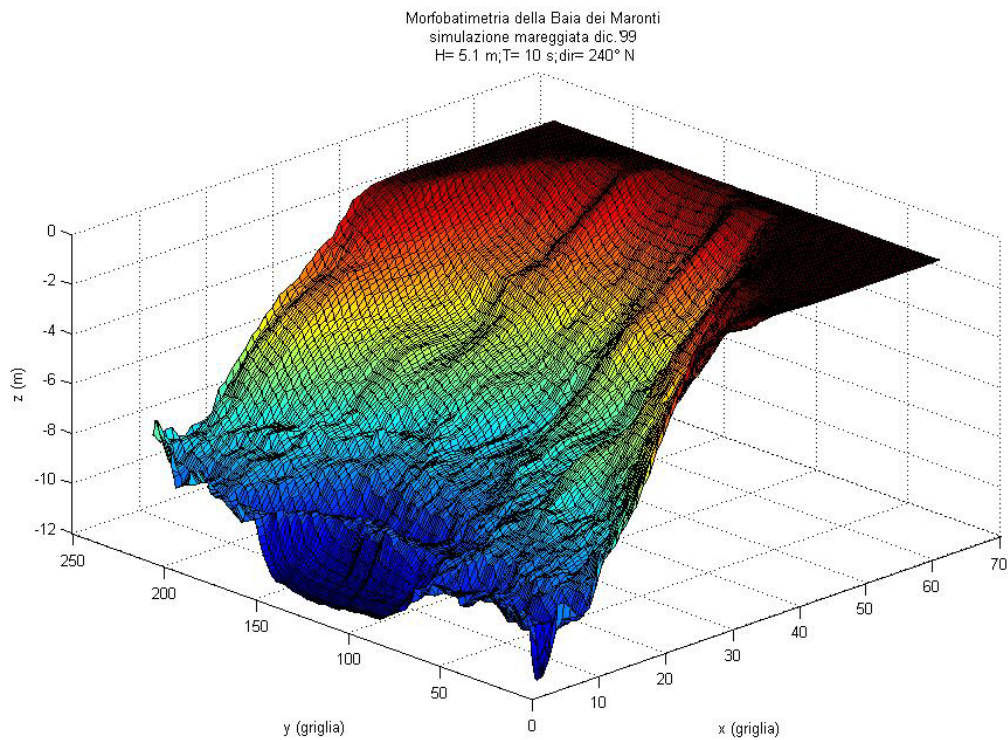


Figura 8.15: Morfobatimetria della Baia dei Maronti dopo 7 ore di simulazione.

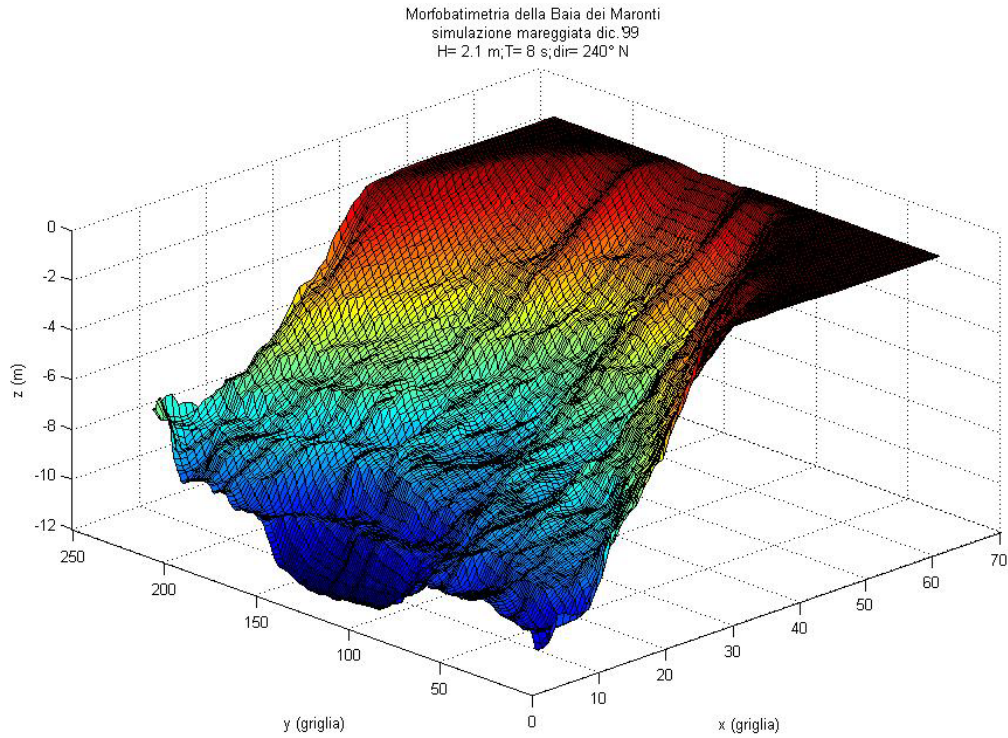


**Figura 8.16: Morfobatimetria della Baia dei Maronti dopo 15 ore di simulazione.**

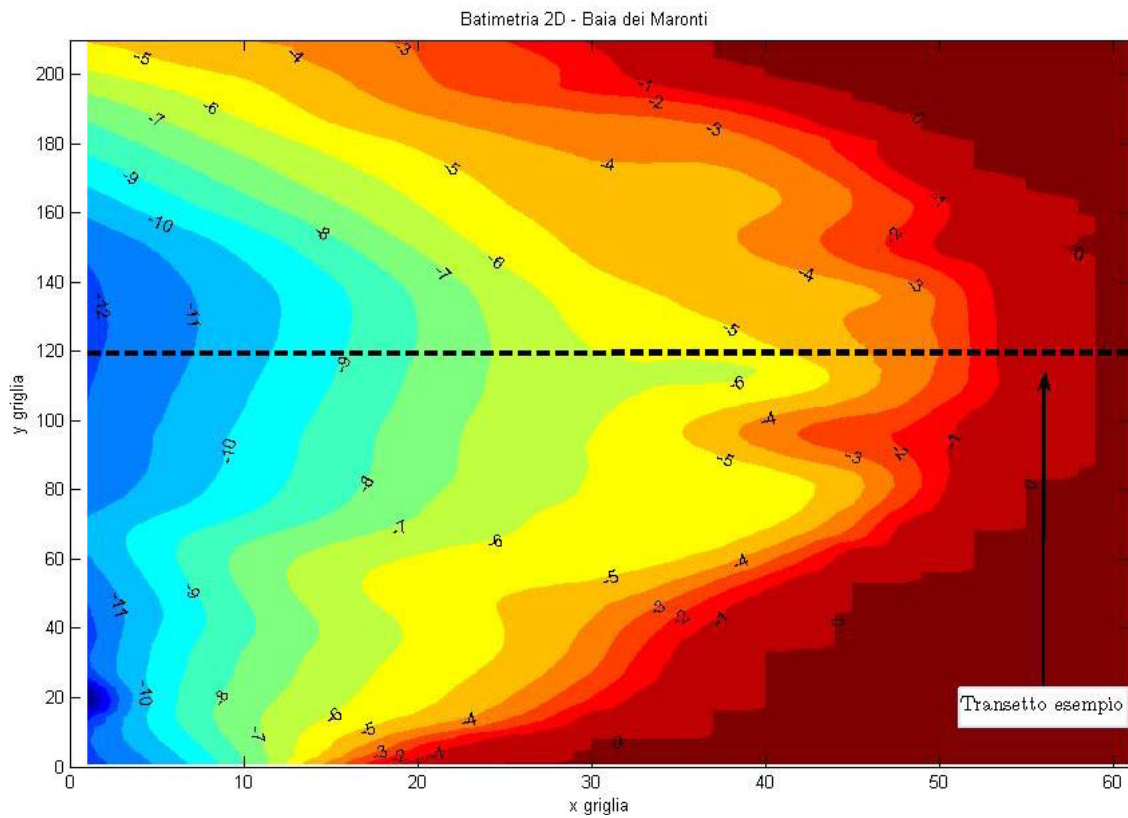


**Figura 8.17: Morfobatimetria della Baia dei Maronti dopo 21 ore di simulazione.**





**Figura 8.18: Morfobatimetria della Baia dei Maronti dopo 31 ore di simulazione (fine mareggiata).**



**Figura 8.19: Transetto esempio cross-shore su batimetria 2D della Baia dei Maronti.**

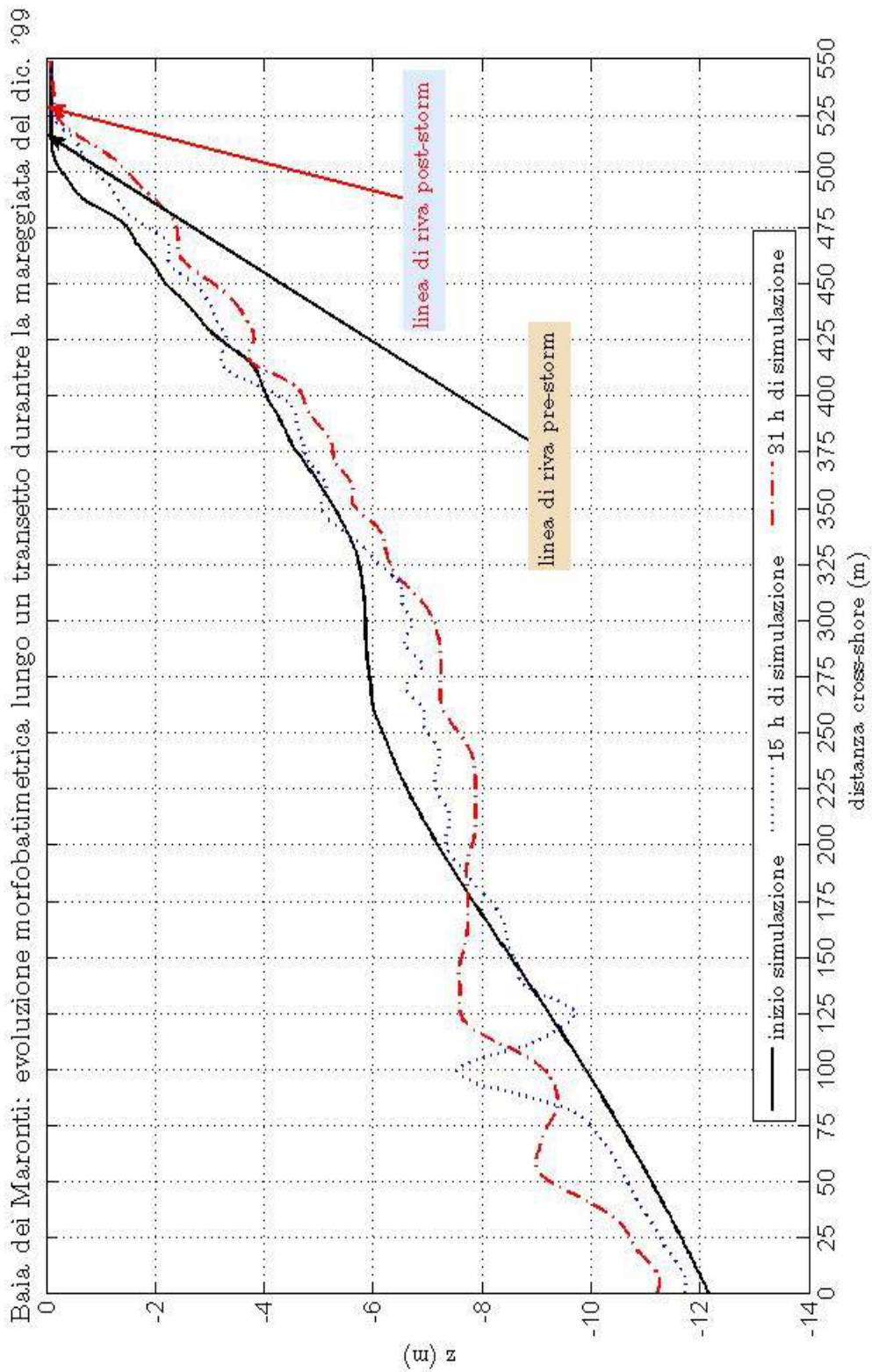


Figura 8.20: Evoluzione morfobatimetrica della Baia dei Maronti in seguito alla mareggiata del dic.'99. L'arretramento della linea di riva è pari a circa 16 metri.

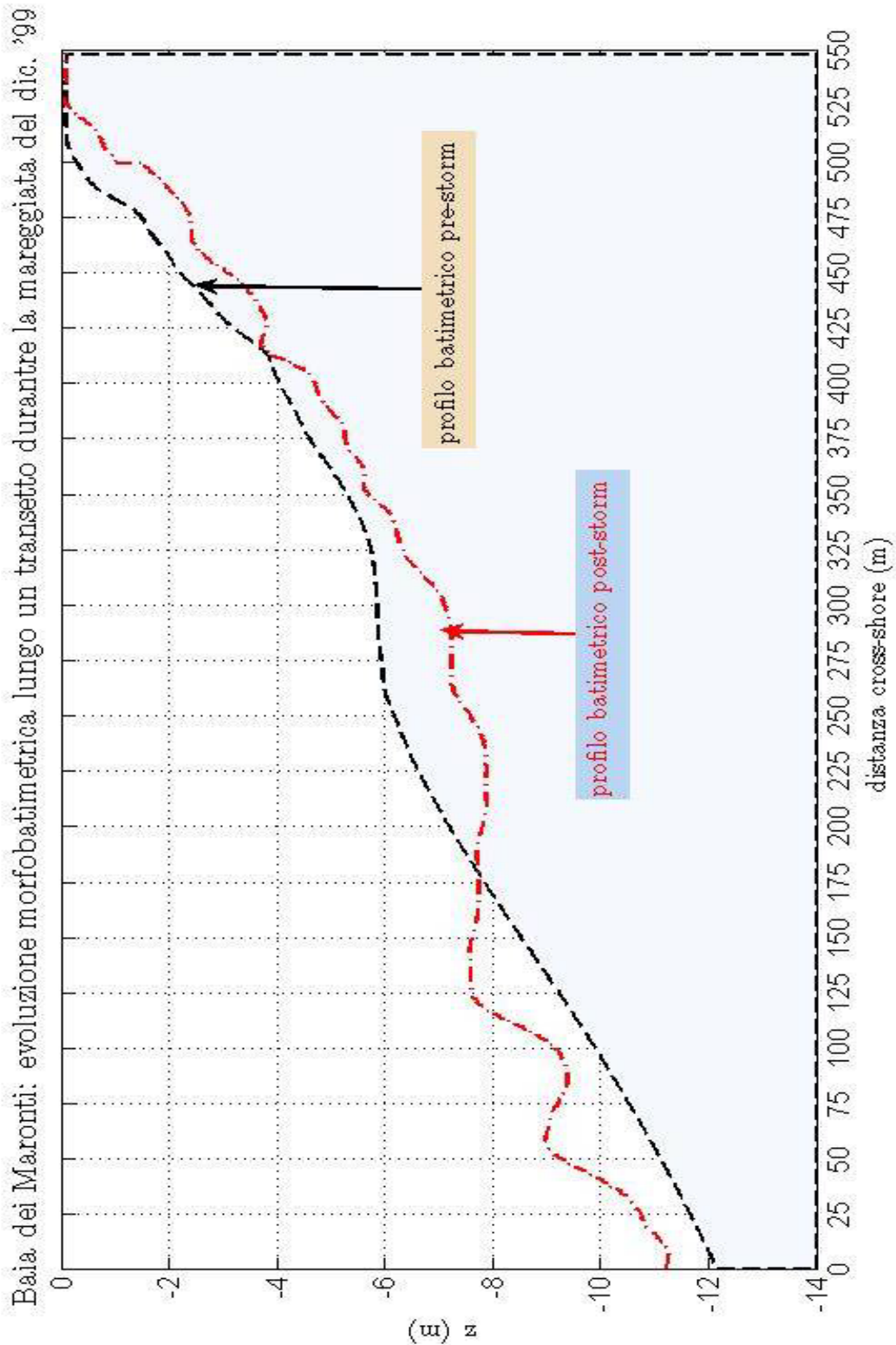


Figura 8.21: Evoluzione morfobatimetrica della Baia dei Maronti in seguito alla mareggiata del dic.'99 visualizzazione della quantità di sedimento movimentato lungo il transetto.



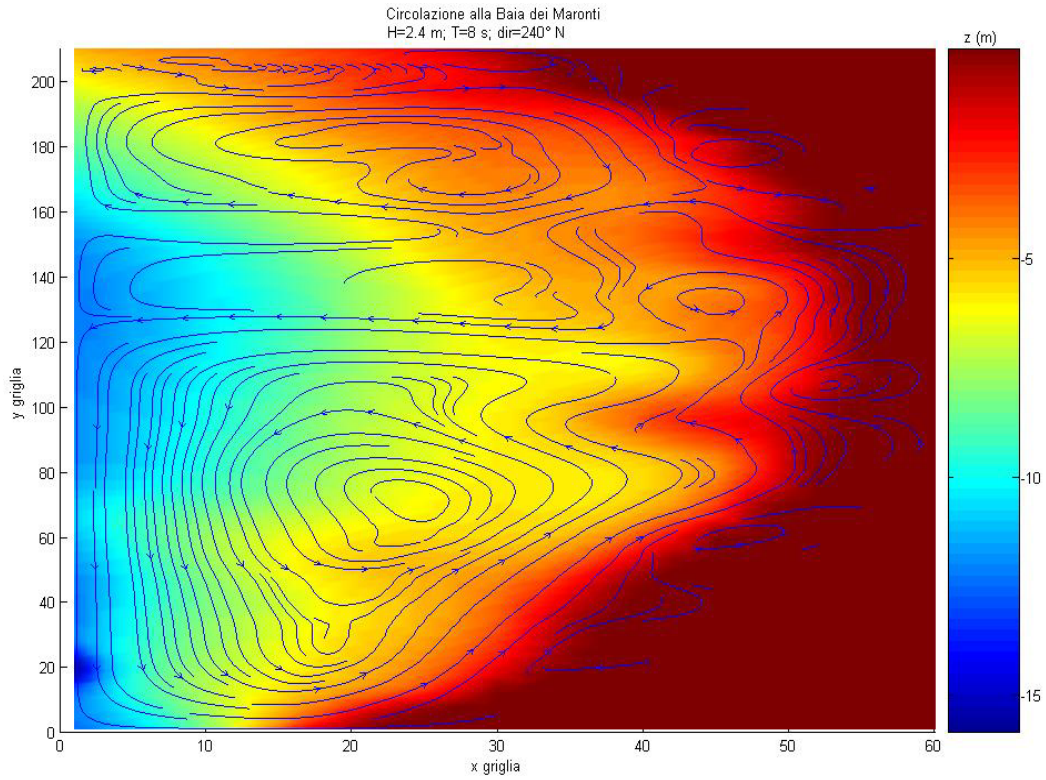


Figura 8.22: Circolazione alla Baia dei Maronti H=2.4; T=8 s dir=240 °N.

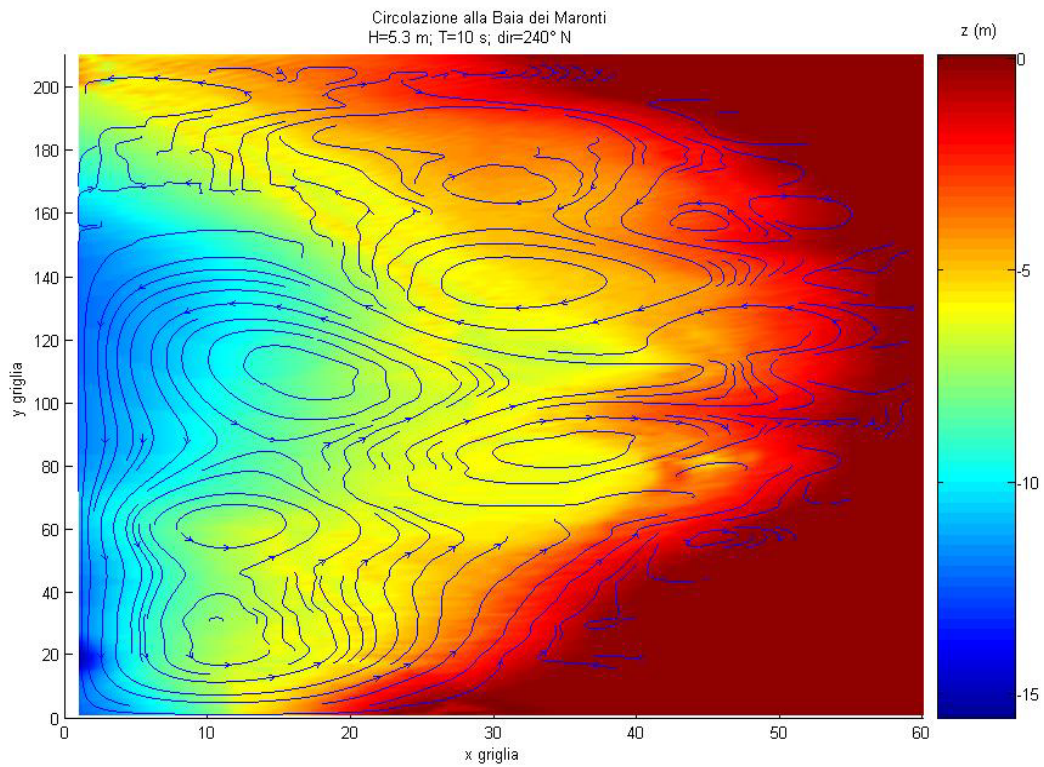


Figura 8.23: Circolazione alla Baia dei Maronti H=5.3; T=10 s dir=240 °N.

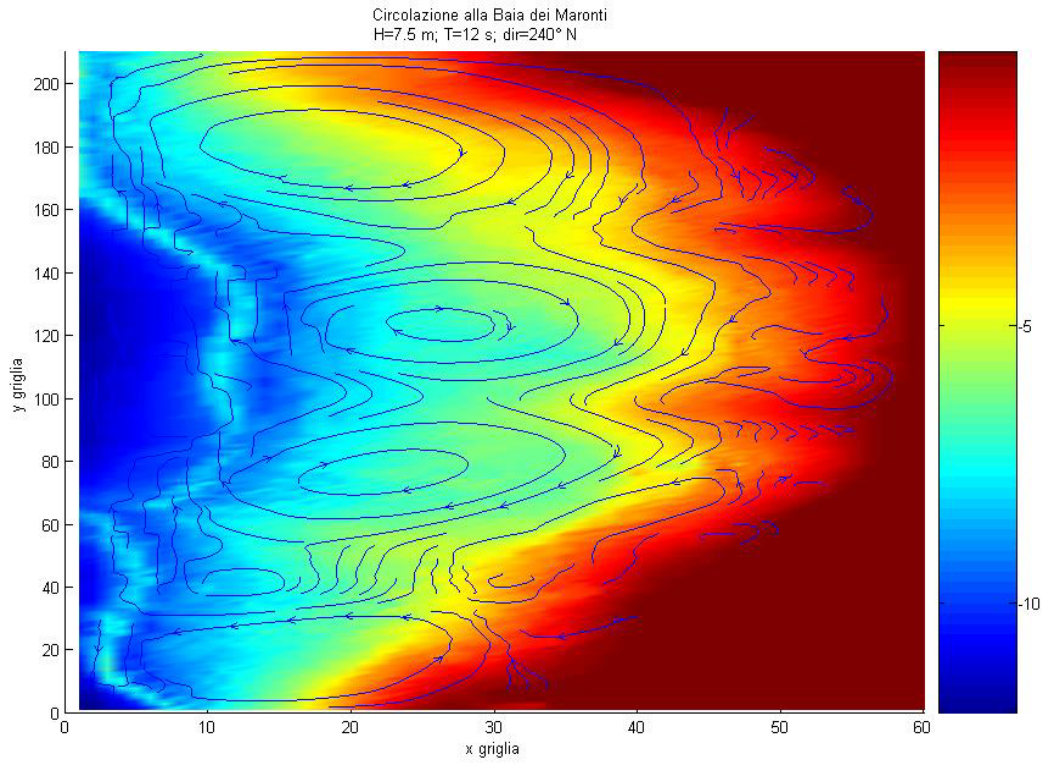


Figura 8.24 Circolazione alla Baia dei Maronti H=7.5; T=12 s dir=240° N.

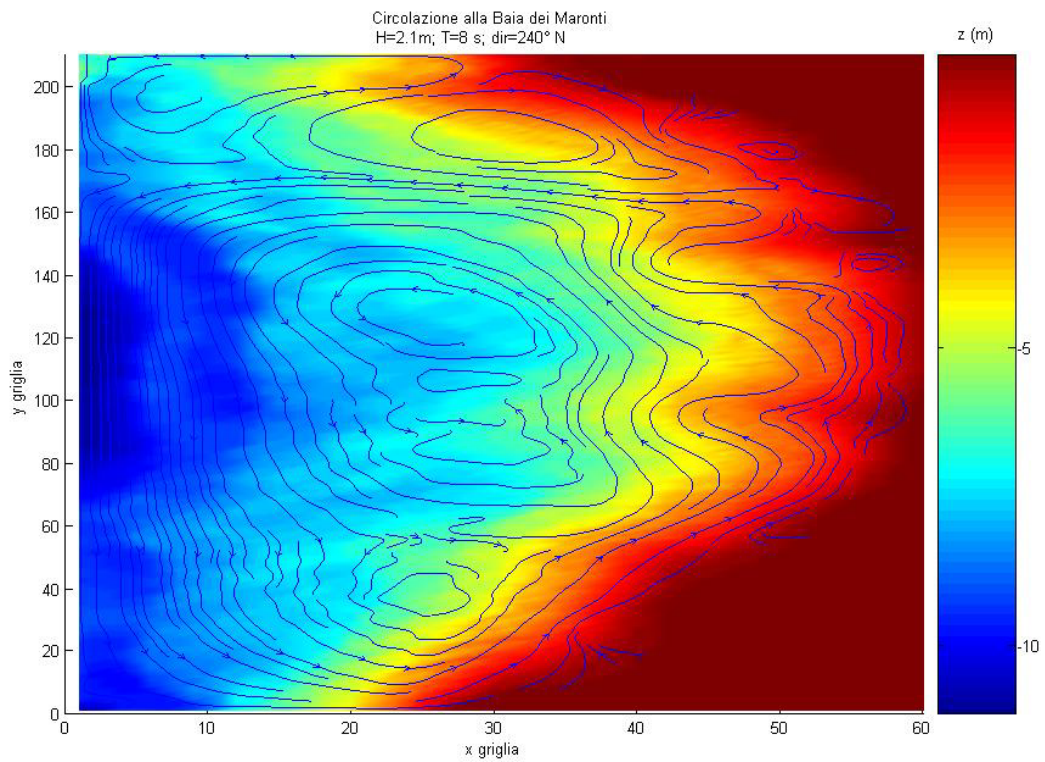


Figura 8.25: Circolazione alla Baia dei Maronti H=2.1; T=8 s dir=240° N.

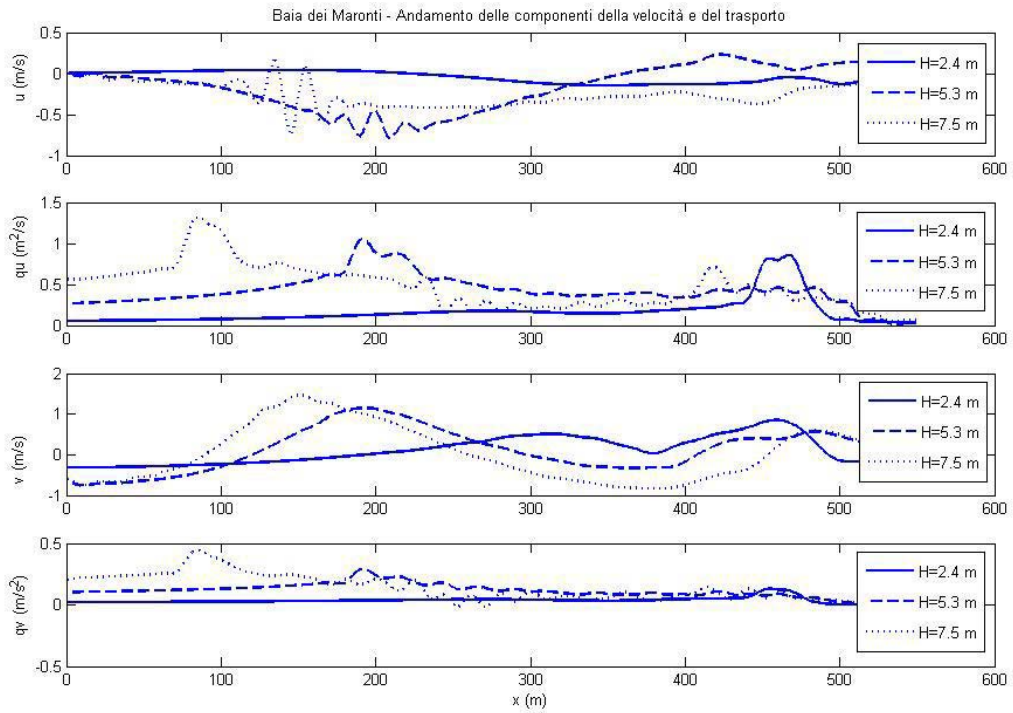


Figura 8.26: Andamento delle componenti della velocità e del trasporto al fondo in direzione cross-shore.

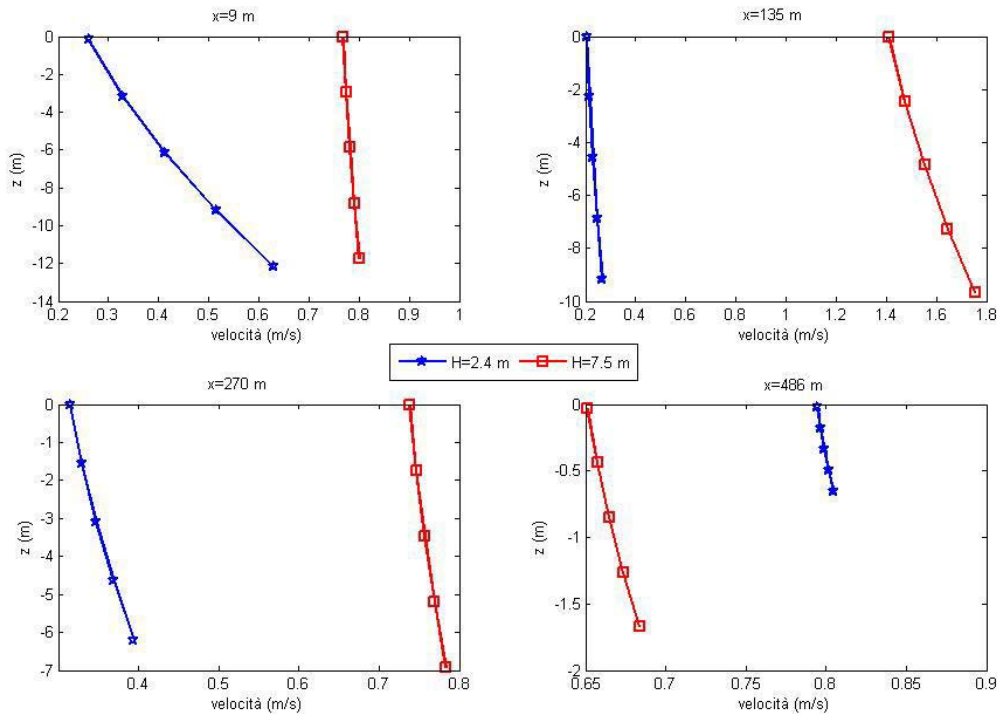
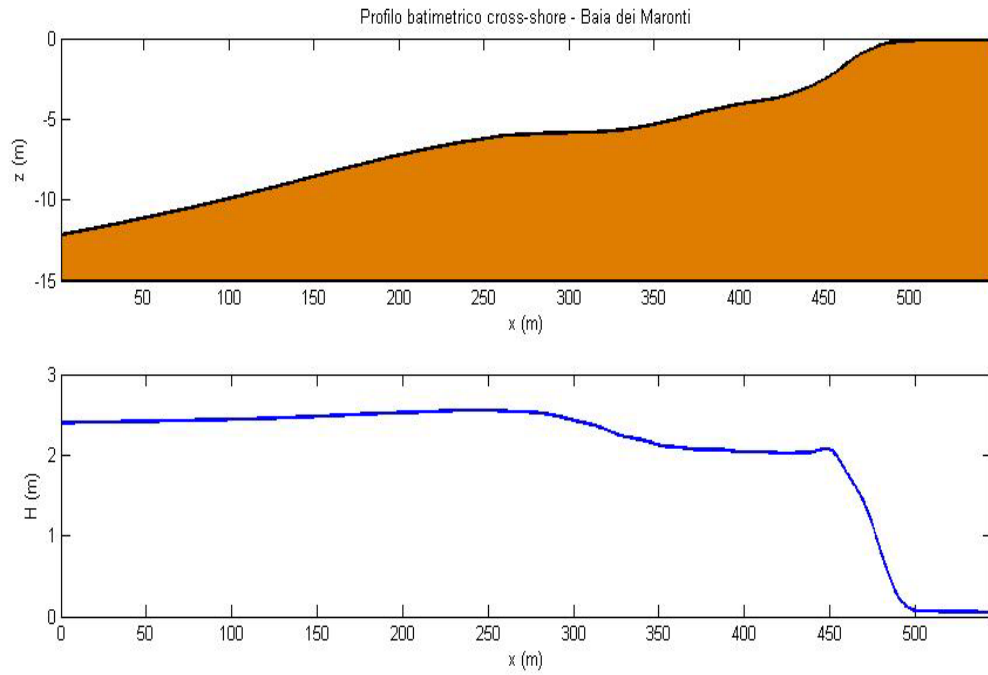
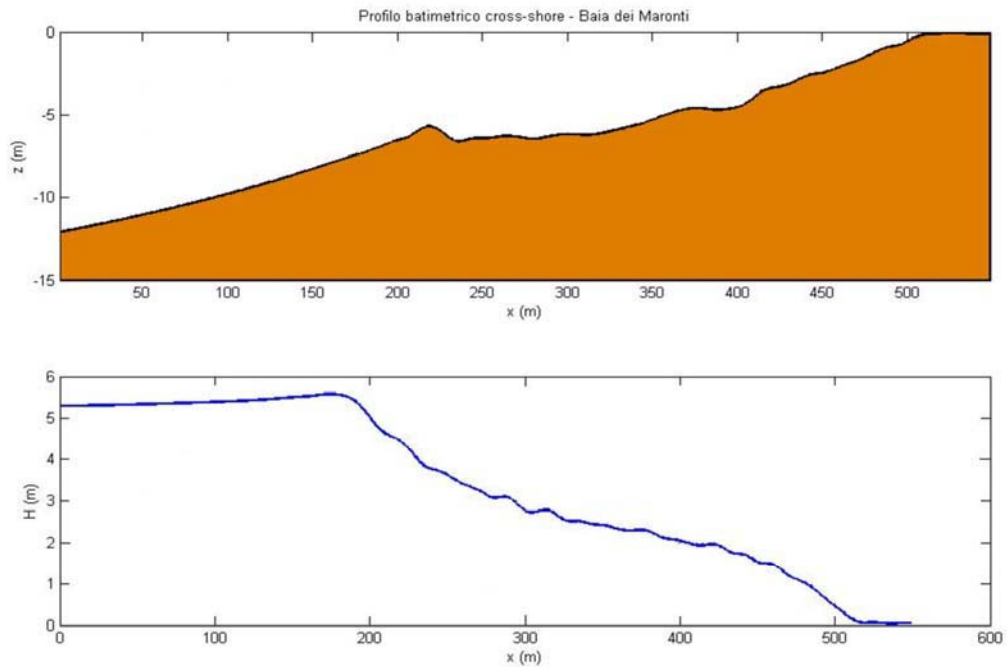


Figura 8.27: Andamento della velocità a diverse profondità per  $H=2.4$  m e  $H=7.5$  m.





**Figura 8.28:** Morfobatimetria del profilo trasversale all'inizio della simulazione e curva di shoaling e frangimento.



**Figura 8.29:** Evoluzione morfobatimetrica del profilo trasversale (15 h) e curva di shoaling e frangimento.

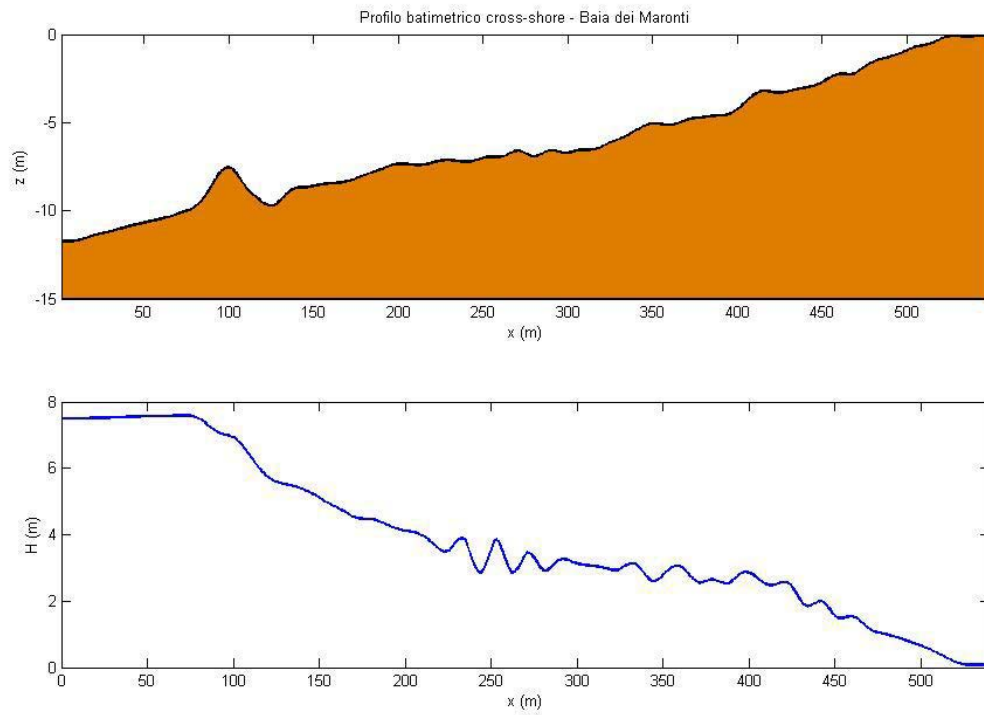


Figura 8.30: Evoluzione morfobatimetrica del profilo trasversale (21 h) e curva di shoaling e frangimento.

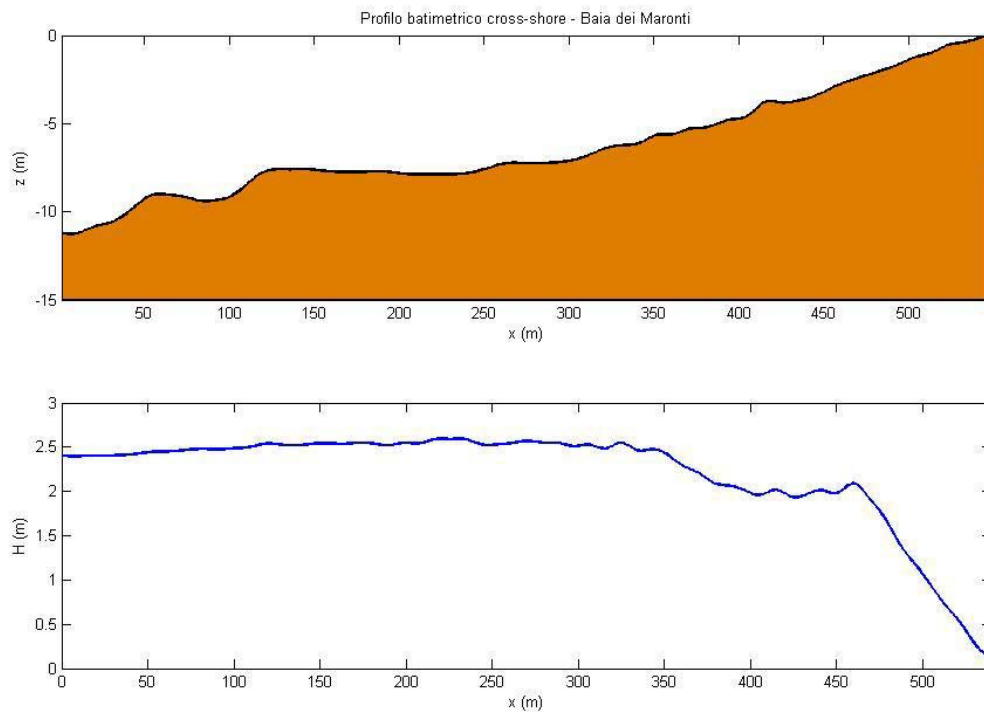


Figura 8.31: Evoluzione morfobatimetrica del profilo trasversale (31 h) e curva di shoaling e frangimento.

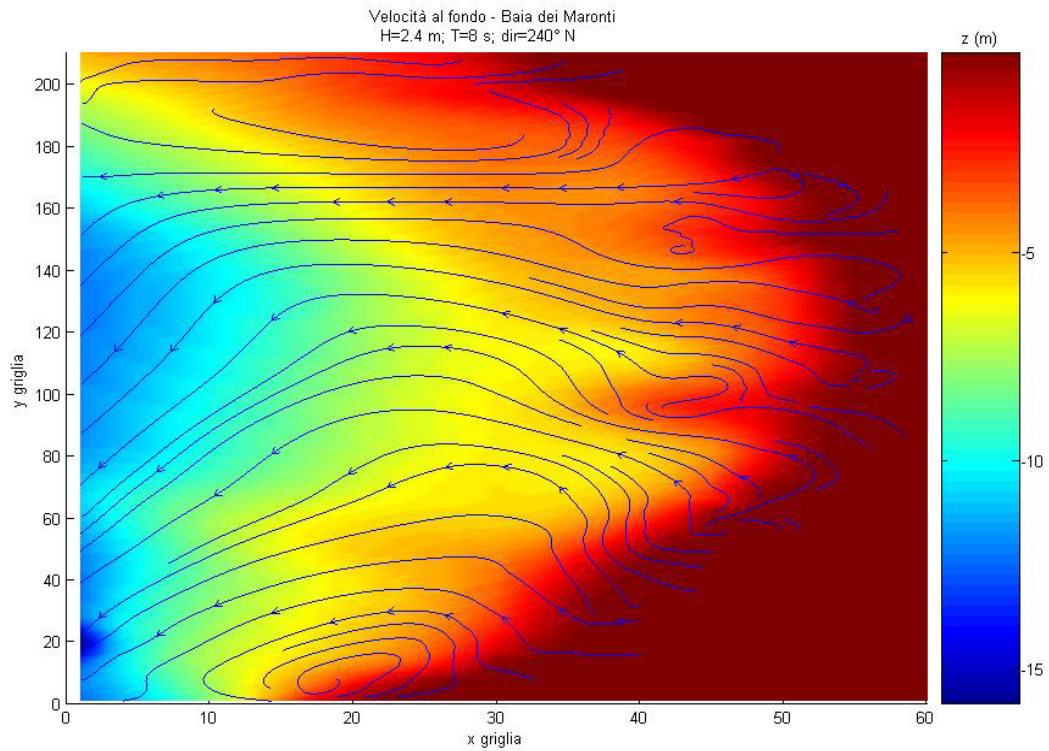


Figura 8.32: Andamento della velocità al fondo H=2.4m.

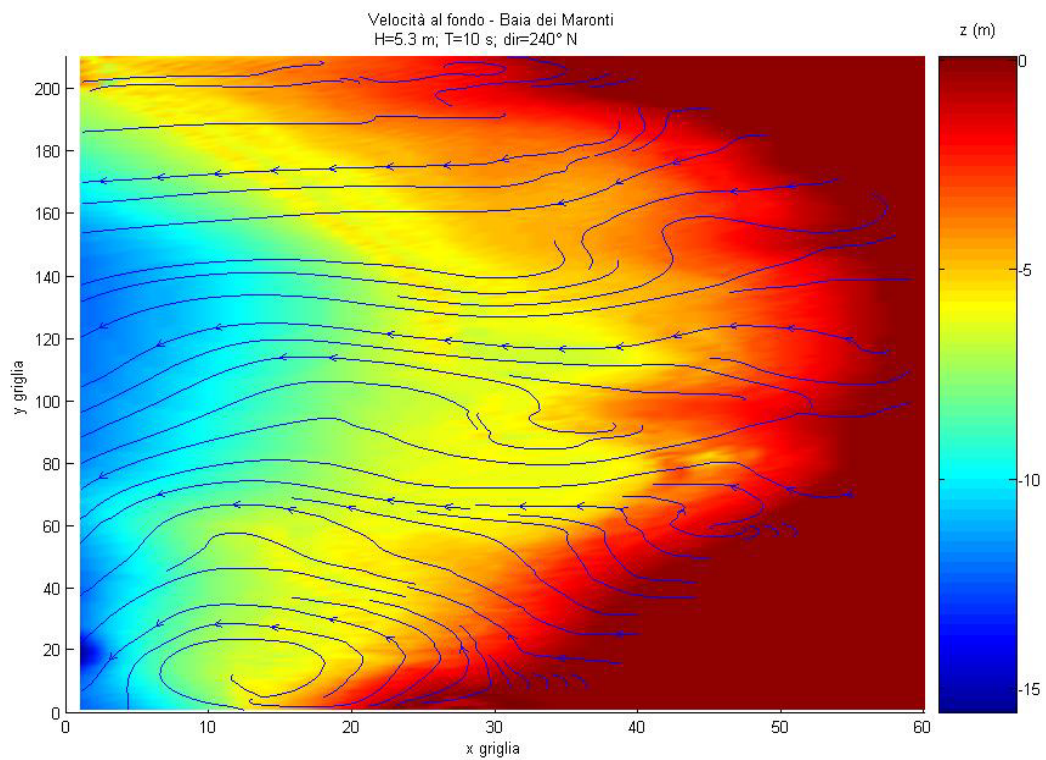


Figura 8.33: Andamento della velocità al fondo H=5.3 m.

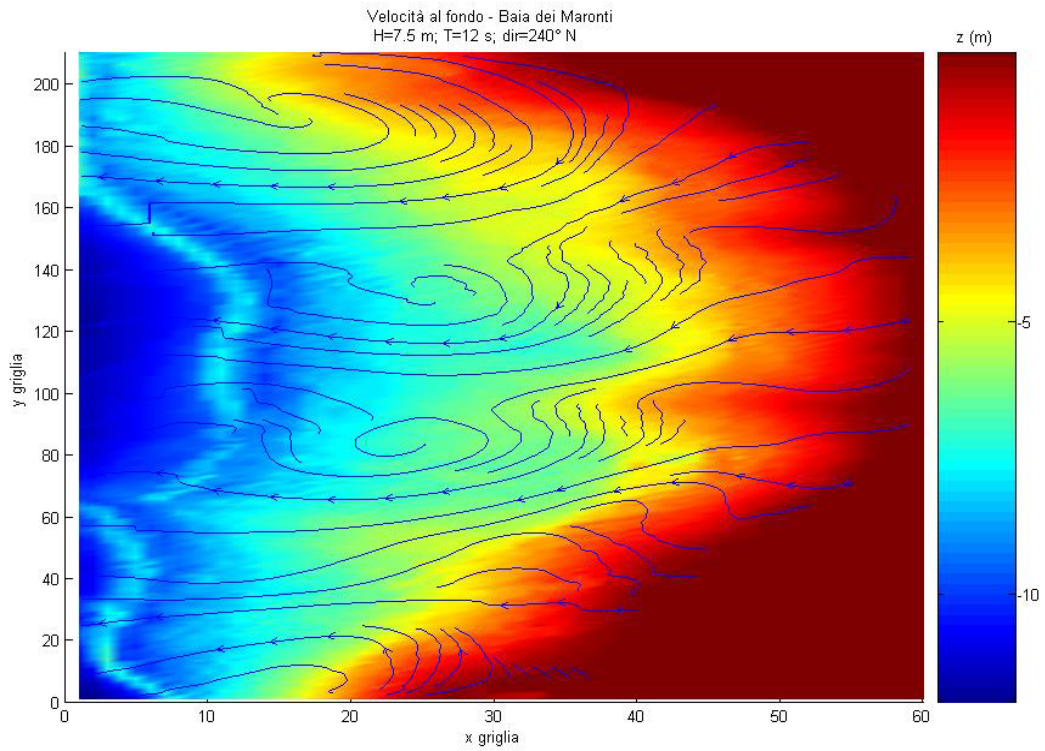


Figura 8.34: Andamento della velocità al fondo H=7.5 m.

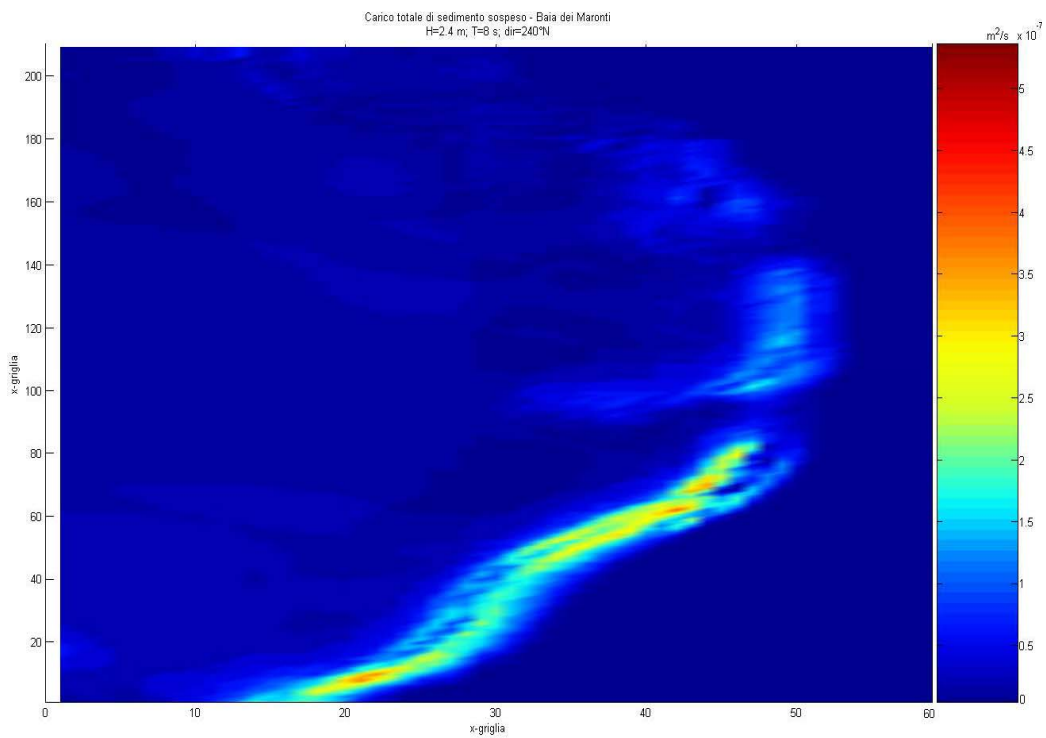


Figura 8.35: Carico totale di sedimento sospeso all'inizio della simulazione con un'altezza d'onda di 2.4 metri.



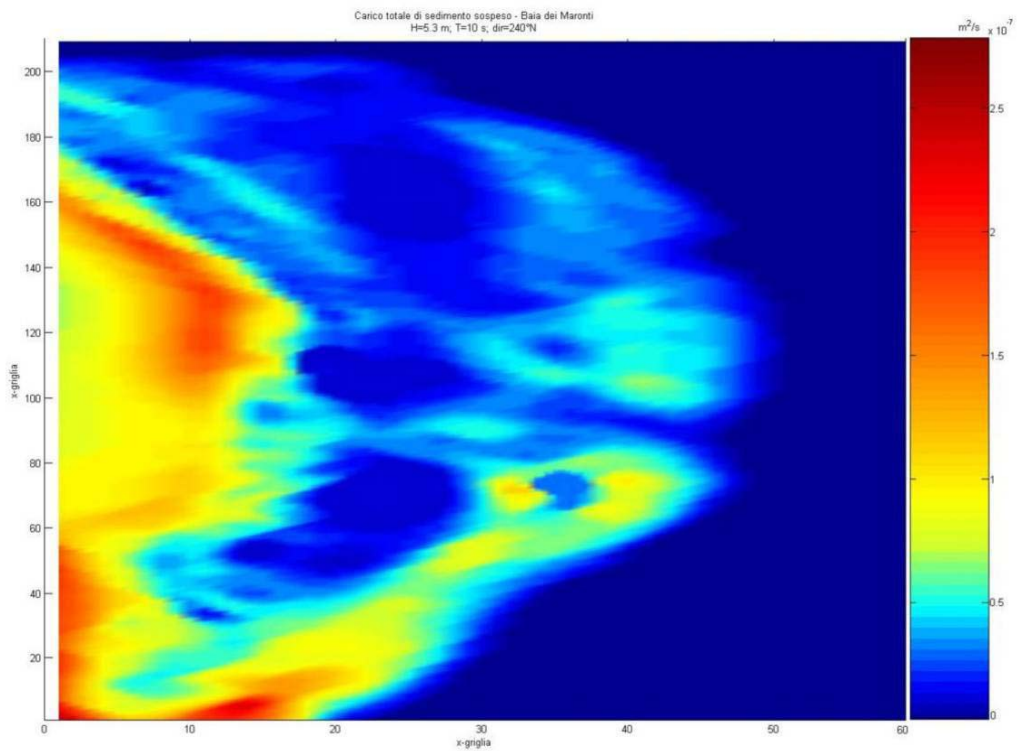


Figura 8.36: Carico totale di sedimento sospeso in presenza di un'altezza d'onda di 5.3 metri.

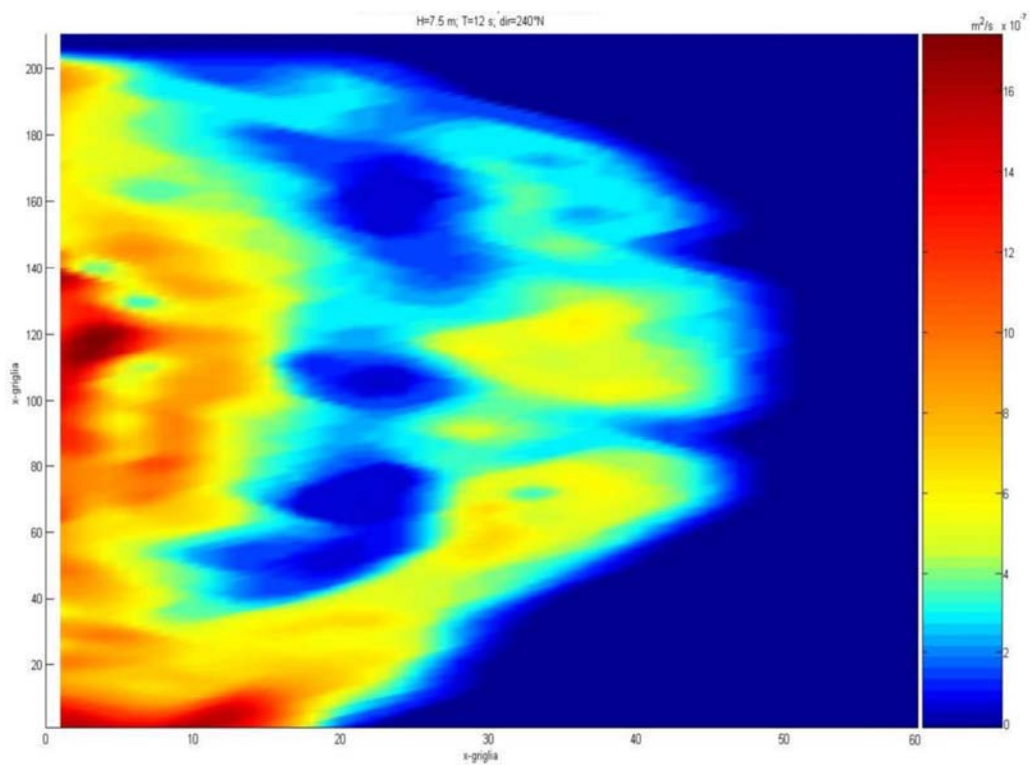
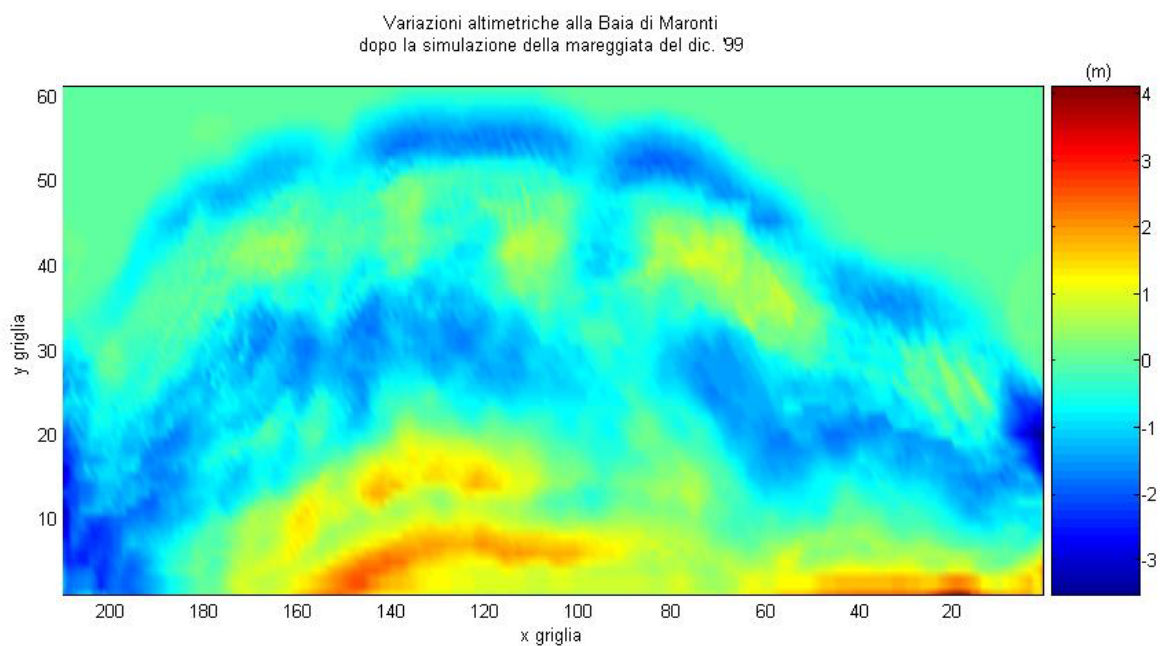


Figura 8.37: Carico totale di sedimento sospeso in presenza della massima altezza d'onda (H=7.5 metri) osservata durante la mareggiata.



**Figura 8.38:**Variazioni batimetriche alla Baia dei Maronti dopo la simulazione della mareggiata del dicembre 1999.

- **SIMULAZIONE DELLA VARIAZIONE MORFOBATIMETRICA INDOTTA DALL'ONDA MORFOLOGICA**

In questo paragrafo saranno mostrate le elaborazioni dei dati di output relativi alla simulazione degli effetti di modellamento dell'onda morfologica sul profilo batimetrico precedentemente prodotto dalla mareggiata estrema per un periodo di 15 giorni. Per questa simulazione i parametri di input sono stati opportunamente scelti partendo dalla definizione di onda morfologica ed utilizzando il dataset ondometrico della boa di Ponza come indicato nel paragrafo precedente.

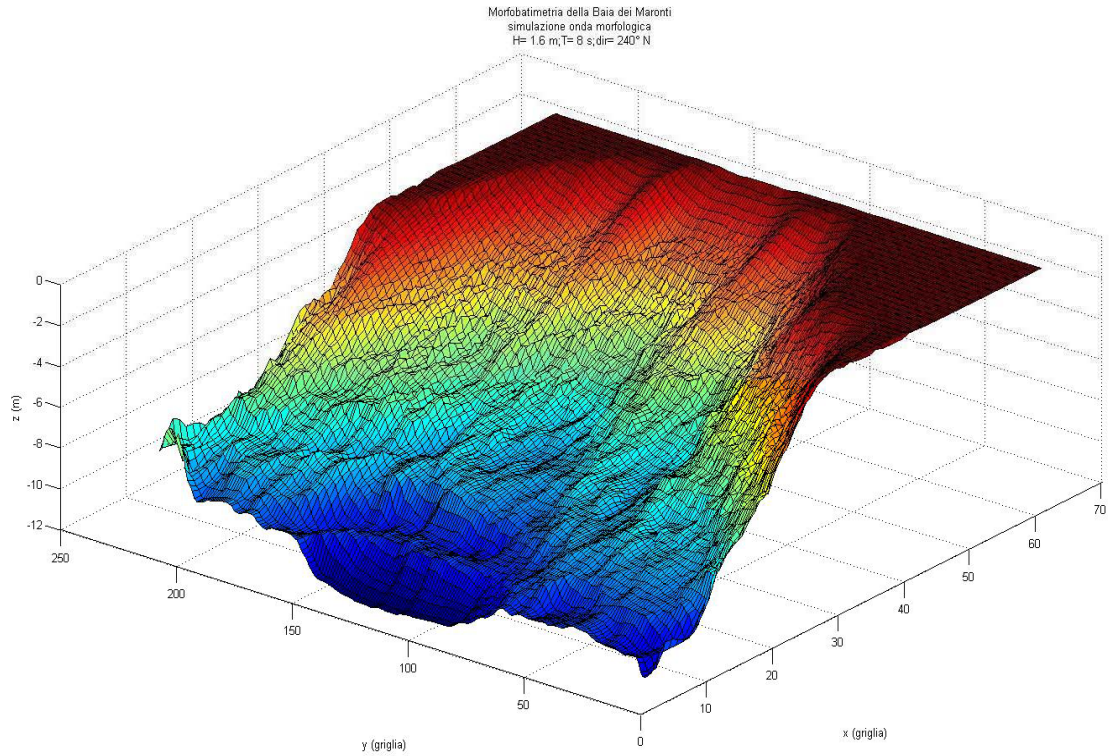
Gli effetti dell'onda morfologica si manifestano soprattutto in corrispondenza della fascia di frangimento in cui la movimentazione del sedimento risulta molto accentuata (Figg. 8.39-8.40).

Lungo il transetto esempio (Fig. 8.19), si osserva la rottura del profilo trasversale, prodotto dalla precedente mareggiata, con la formazione di una pronunciata barra in corrispondenza della profondità di frangimento (Fig. 8.41).

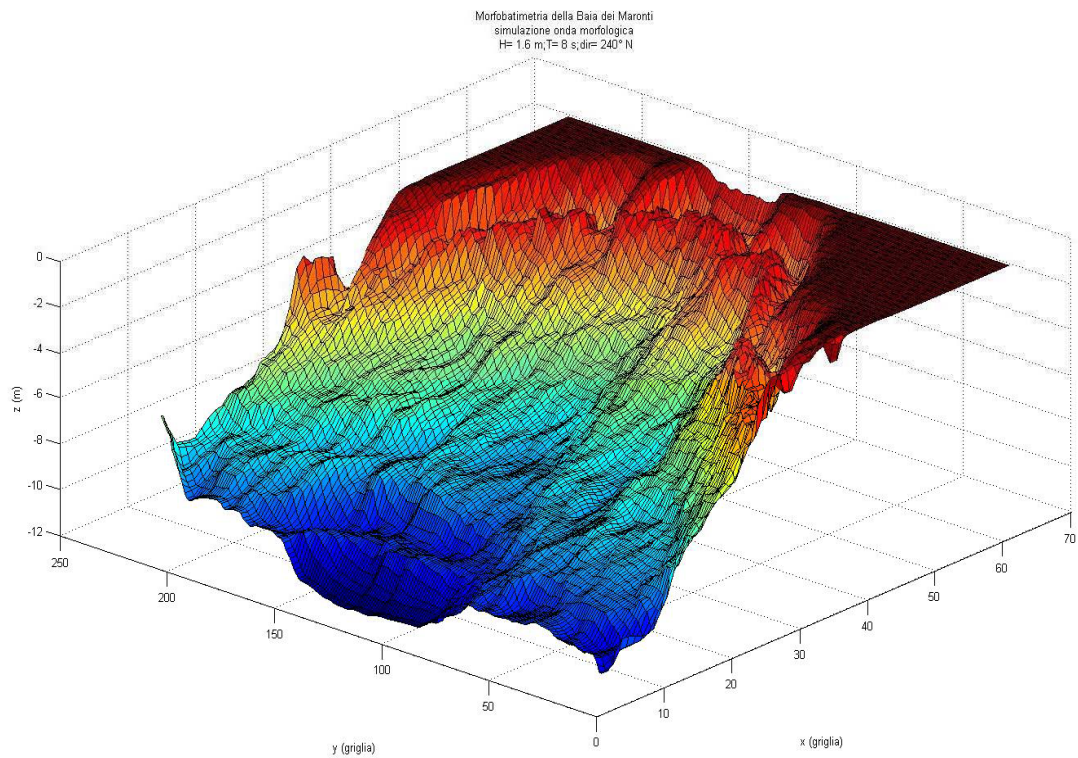
Analizzando e relazionando i valori delle componenti long-shore e cross-shore della velocità è possibile evidenziare una prevalente movimentazione del sedimento in direzione cross-shore il cui valore negativo giustifica la formazione della barra ed un trasporto diretto prevalentemente verso largo (Figg. 8.42-8.43).

Al termine della simulazione il carico totale di sedimento sospeso è estremamente elevato all'interno della surf-zone e ciò ovviamente denota la capacità dell'onda morfologica di determinare, con un'azione energetica costante, la progressiva mobilitazione dei sedimenti e la loro messa in sospensione (Fig. 8.44).

L'andamento del campo di velocità al fondo (Fig. 8.45) suggerisce la presenza di trasporto cross-shore anche in questa regione, inoltre è presente un picco di velocità cross-shore al fondo in direzione del largo in corrispondenza della regione in cui si forma la barra (Fig. 8.46). Mentre, il massimo della componente long-shore della velocità implica un trasporto prevalente diretto verso ovest (Fig. 8.46).



**Figura 8.39: Morfobatimetria della Baia dei Maronti post mareggiata condizione iniziale per la simulazione con l'onda morfologica.**



**Figura 8.40: Morfobatimetria della Baia dei Maronti al termine della simulazione con l'onda morfologica.**



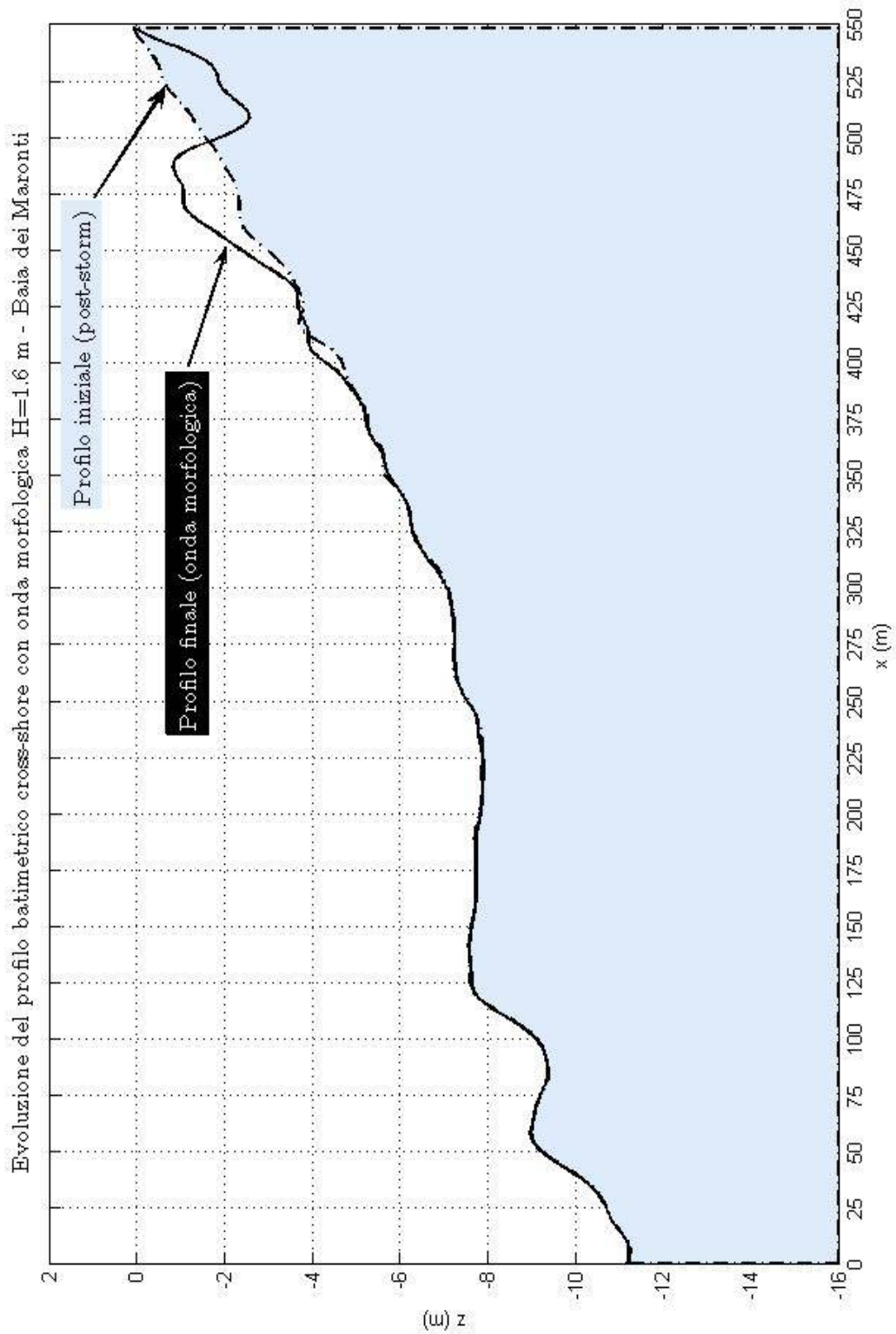
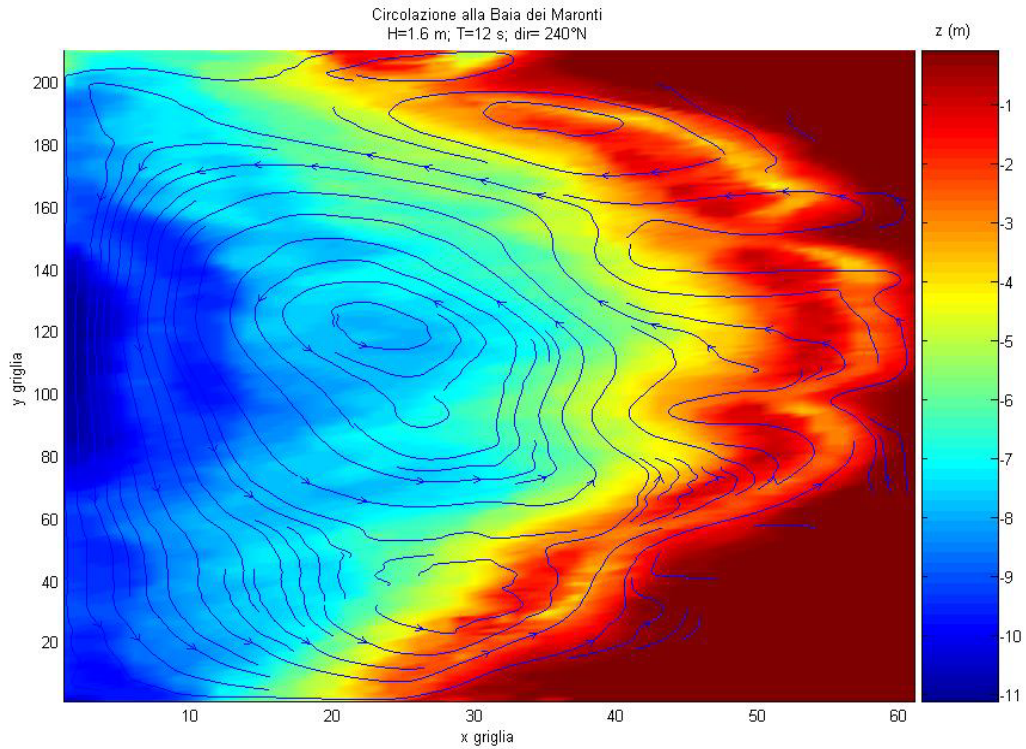
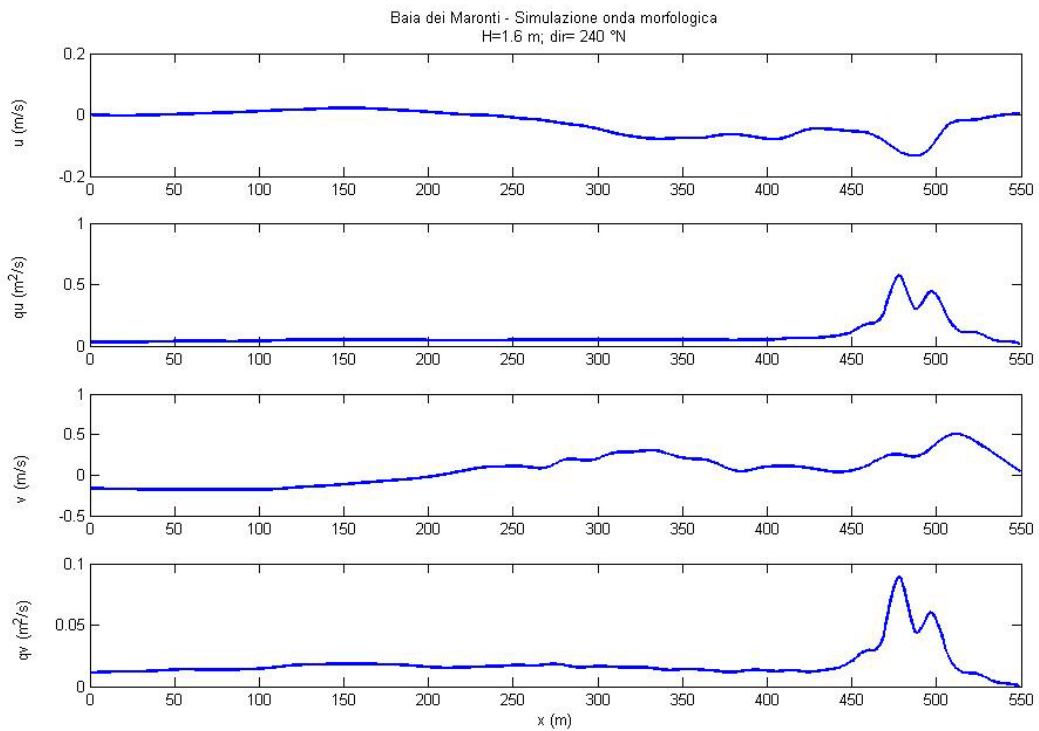


Figura 8.41: Evoluzione del profilo trasversale del Baia dei Maronti in seguito all'azione dell'onda morfologica.



**Figura 8.42: Circolazione alla Baia dei Maronti in presenza di un'onda di  $H=1.6$  m (onda morfologica).**



**Figura 8.43: Distribuzione della velocità in direzione cross-shore alla Baia dei Maronti in presenza di un'onda di  $H=1.6$  m (onda morfologica).**

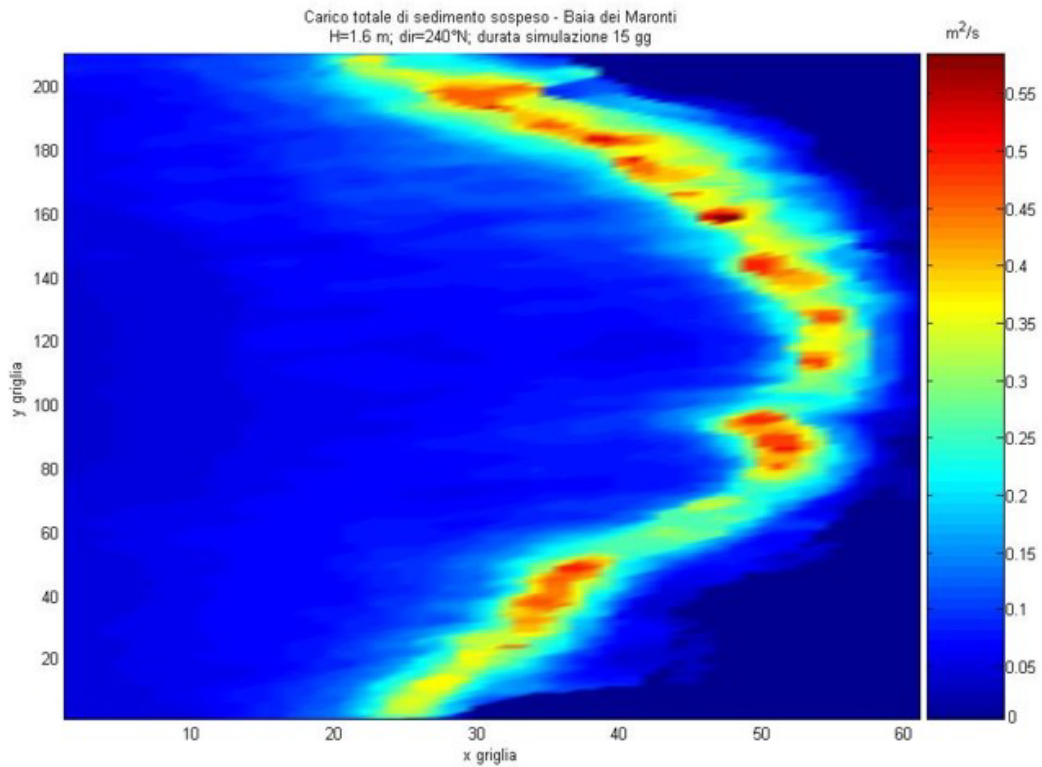


Figura 8.44: Carico totale di sedimento sospeso alla Baia dei Maronti in presenza di un'onda di H=1.6 m (onda morfologica).

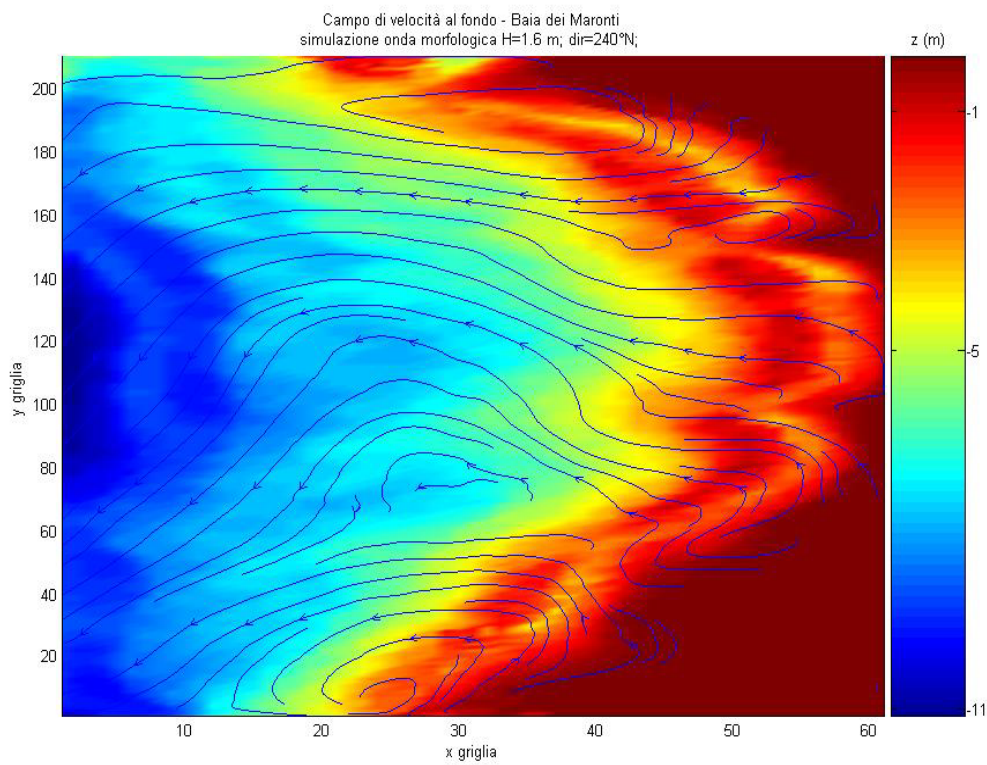
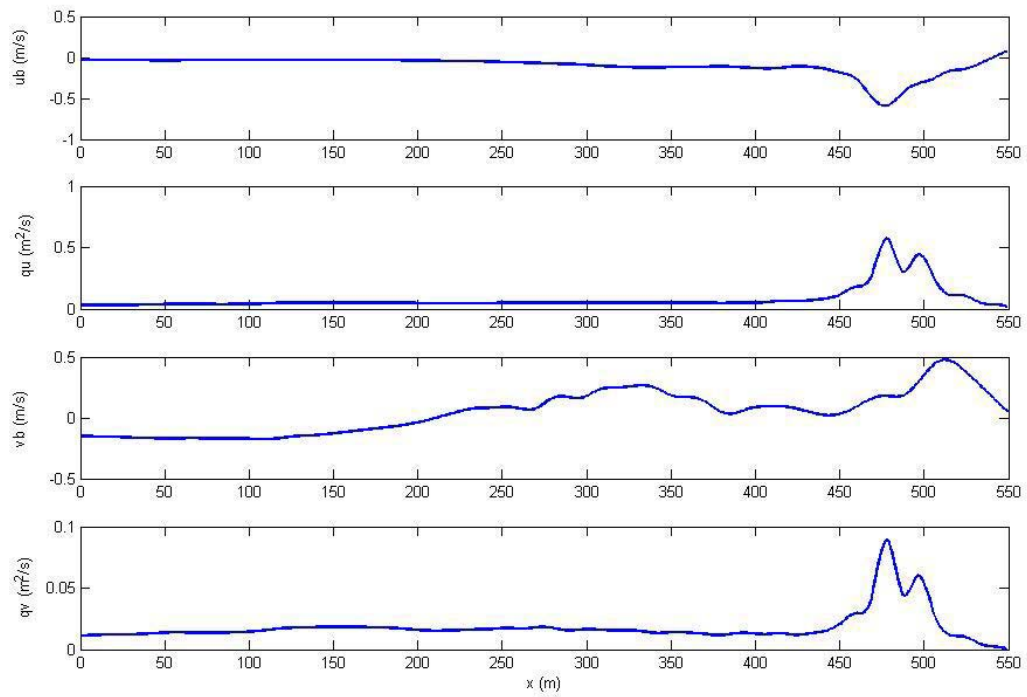


Figura 8.45: Campo di velocità al fondo alla Baia dei Maronti in presenza di un'onda di H=1.6 m (onda morfologica).



**Figura 8.46: Velocità al fondo e carico totale di sedimenti alla Baia dei Maronti in presenza di un'onda di  $H=1.6$  m (onda morfologica).**

## 8.6 CONCLUSIONI E SVILUPPI FUTURI

L'applicazione del *Coastal Area Model* al caso studio Maronti ha permesso di valutare l'applicabilità di un simile strumento per effettuare un'analisi qualitativa e quantitativa dei fenomeni erosivi a breve e medio termine e grazie all'utilizzo di un approccio modellistico di tipo '*process-based*', è stato possibile riprodurre i maggiori effetti morfodinamici non prescindendo dall'evoluzione locale dei principali parametri fisici.

Inoltre, l'aggiornamento in tempo reale i dati morfobatimetrici ha consentito di riprodurre in modo accurato le variazioni morfobatimetriche rispettando il naturale fenomeno di '*feed-back*' che interviene tra idrodinamica e morfodinamica.

I due scenari di simulazione hanno riguardato la riproduzione degli effetti di una mareggiata estrema e delle successive modificazioni morfobatimetriche indotte da un'onda morfologica di altezza  $H=1.6$  metri. Dall'analisi degli output prodotti dalla simulazione della mareggiata estrema che nel 1999 investì la Baia dei Maronti con provenienza  $240^\circ N$  è emerso il ruolo fondamentale dei *canyon* sottomarini nella dispersione di sedimenti verso il largo.

Infatti, le simulazioni hanno messo in evidenza la formazione di forti correnti di ritorno ad andamento topografico con direzione prevalente verso il largo, dove a causa della particolare morfologia della piattaforma continentale che circonda tutta l'Isola d'Ischia si incontrano immediatamente profondità elevate ed alcune testate di *canyon* sottomarini.

Le correnti di fondo risultano prevalentemente dirette verso il largo e in grado di movimentare grossi quantitativi di sedimenti essendo nettamente superiori alla velocità limite di erosione stimata per la classe dimensionale di sedimento più abbondante alla Baia dei Maronti.

Tutto questo induce quindi a immaginare che la perdita del sedimento all'interno di una pocket beach come la Baia dei Maronti, dove invece il bilancio netto di sedimento dovrebbe essere teoricamente nullo, sia fortemente riconducibile alla presenza delle testate di canyon che funzionerebbero da veri e propri '*by-pass*' verso il largo.

Infatti, il sistematico impoverimento dell'arenile è spiegabile attraverso le simulazioni realizzate da cui si evince che quando la Baia viene investita da una mareggiata estrema il sedimento trasportato come carico di fondo ed in sospensione viene sospinto verso il largo a profondità tali da non poter più essere recuperato nemmeno da una successiva mareggiata estrema.

Il modulo morfodinamico SEDBATH, oltre a fornire interessanti prove del ruolo di 'by-pass' dei *canyon*, consente anche di riprodurre in modo estremamente sensibile, rispetto ai classici modelli ad una linea, le variazioni morfobatimetriche che intervengono sia in presenza di mareggiata che a causa dell'onda morfologica ed in particolare di simulare la formazione di barre in corrispondenza delle profondità di frangimento delle onde più frequenti.

Inoltre, mediante le simulazioni è possibile effettuare un'analisi diacronica della linea di riva, che ad esempio in seguito alla mareggiata estrema risulta arretrata di circa 12-15 metri e uno studio sulla variazione locale della pendenza della spiaggia sommersa lungo transetti ortogonali alla costa.

Quindi, lo strumento numerico realizzato in questo lavoro di tesi ha permesso di studiare in modo globale e sufficientemente accurato le modificazioni morfobatimetriche che possono intervenire in aree costiere sia a causa di mareggiate estreme sia in seguito all'azione dell'onda morfologica.

Gli sviluppi futuri della ricerca per il miglioramento delle prestazioni del *Coastal Area Model (CAM)* implementato riguarderanno soprattutto il modello numerico SEDBATH dedicato alla simulazione dei processi di trasporto di sedimenti e delle conseguenti variazioni morfobatimetriche, poiché i restanti componenti dedicati alla simulazione dei fenomeni di trasformazione del moto ondoso e di circolazione litoranea risultano già ampiamente consolidati.

Il principale obiettivo conseguito integrando il modello numerico SEDBATH all'interno del *Coastal Area Model (CAM)* è la simulazione sempre più realistica con approccio 'process based' dei fenomeni idrodinamici e morfobatimetrici che interessano le regioni costiere a bassi e medi fondali.

Attualmente, uno dei principali punti di forza del modello SEDBATH, incluso nel *Coastal Area Model*, è l'introduzione di un *feed-back* attivo tra parametri idrodinamici e variazioni morfo-batimetriche. Il modello consente agevolmente di simulare gli effetti sul trasporto di sedimenti di tipo non coesivo dovuti ad esempio a

una mareggiata estrema, al fine di comprendere le cause scatenanti dell'erosione e della dispersione dei sedimenti in zone costiere per adottare eventualmente soluzioni mitigatorie. Uno dei limiti del modello proposto sta nel fatto di aver considerato una distribuzione dimensionale del sedimento omogenea su tutto il dominio di calcolo assumendo pertanto una granulometria eterogenea. La problematica del trasporto solido in ambito costiero andrebbe affrontata in modo più completo tenendo conto che il sedimento possiede una granulometria eterogenea e che quindi ogni classe dimensionale si comporterà in modo diverso rispetto ai livelli energetici presenti.

Le prestazioni del modello numerico SEDBATH e quindi del *Coastal Area Model* potrebbero essere migliorate introducendo come parametro di input nel modello una griglia relativa alla distribuzione spaziale delle classi dimensionali che caratterizzano la batimetria data, in modo da simulare accuratamente la formazione di eventuali forme di fondo e barre le cui dimensioni e distribuzione naturalmente sono anche funzione della granulometria degli inerti. Inoltre, potrebbe essere utile inserire anche una serie di informazioni sulle caratteristiche geologiche del substrato che costituisce il fondale, includendo ad esempio l'eventuale presenza di specie bentoniche che hanno un ruolo predominante nel trattenimento dei sedimenti (es. posidonia oceanica) e quindi nella riduzione della mobilitazione di questi ultimi.

## *Capitolo IX*

*Considerazioni conclusive*



## CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Nel presente lavoro di tesi sono state esaminati alcuni dei principali fenomeni fisici responsabili del trasporto solido in ambiente marino con lo scopo di sviluppare un ‘*Coastal Area Model*’ ovvero un modello numerico costituito da tre moduli rispettivamente dedicati alla trasformazione del moto ondoso da largo a sotto costa, alla simulazione della circolazione litoranea ed alla riproduzione dei fenomeni di trasporto solido che determinano variazioni morfo-batimetriche nelle aree costiere.

L’interesse scientifico dell’argomento trattato trova un forte riscontro in alcuni filoni e progetti di ricerca sviluppati presso enti esteri (es. USA - National Oceanographic Partnership Project- P.I. J.T. Kirby) e può rappresentare un punto di partenza per l’affinamento di ulteriori strumenti modellistici basati su un approccio di tipo “*process based*” il cui principale obiettivo è simulare i processi di dinamica costiera come risposta alla contemporanea azione di più fattori forzanti che naturalmente si manifestano all’interno del dominio costiero.

Il contributo apportato alla ricerca scientifica con il presente lavoro può essere riassunto come segue:

- La realizzazione di un ‘*Coastal Area Model*’, basato su un approccio modellistico di tipo “*process-based*”, ha permesso di riprodurre i maggiori effetti morfodinamici che interessano le aree costiere non prescindendo dall’evoluzione locale dei principali parametri fisici.
- Il ‘*Coastal Area Model*’ implementato consente di simulare agevolmente i fenomeni di trasporto solido di sedimenti di tipo non coesivo al fine di comprendere le cause scatenanti dell’erosione e della dispersione dei sedimenti in zone costiere per adottare eventualmente soluzioni mitigatorie.
- L’introduzione, nel modulo di trasporto solido SEDBATH, dell’aggiornamento in tempo reale dei dati morfo-batimetrici ha consentito di simulare le variazioni morfologiche e batimetriche rispettando il naturale fenomeno di ‘*feed-back*’ che

interviene tra parametri idrodinamici e risposta morfodinamica (es. variazioni della profondità, formazione di barre).

- L'applicazione del '*Coastal Area Model*' al caso studio Maronti (Isola d' Ischia-Mar Tirreno -Italia) ha permesso di valutare l'utilità di un simile strumento per effettuare un'analisi qualitativa e quantitativa dei fenomeni erosivi a breve e medio termine, ovvero di studiare in modo globale e sufficientemente accurato le modificazioni morfobatimetriche che possono intervenire in aree costiere sia a causa di mareggiate estreme (breve termine) sia in seguito all'azione dell'onda morfologica (medio termine).
- Il modulo morfodinamico *SEDBATH*, oltre a fornire interessanti prove del ruolo di *by-pass* dei canyon presenti nella Baia dei Maronti, ha permesso anche di simulare in modo completo, rispetto ai classici modelli ad una linea, le variazioni morfo-batimetriche tridimensionali che intervengono sia in presenza di mareggiata estrema che a causa dell'onda morfologica.

## **CONCLUDING REMARKS**

In this thesis some of the most important physical phenomena responsible of solid transport in coastal marine environment have been examined, the final goal has been to develop a 'Coastal Area Model' as a numerical model composed by three modules respectively dedicated to simulation of wave motion transformation from offshore to nearshore, to the generation of nearshore circulation and consequent morphologic and bathymetric variation in coastal area due to solid transport phenomena.

The scientific interest of the developed topic find a great respond in some research project carried out by foreign Institutions (eg. USA - National Oceanographic Partnership Project- P.I. J.T. Kirby), as a starting point to improve numerical models founded on a "process based" approach which has as main objective the coastal dynamic simulation response to the same time forcing factors action that naturally occur in the coastal domain.

Therefore, the contribution to scientific research due to this thesis can be summarized as follow:

- The development of a 'Coastal Area Model' based on the so called "process based" approach that reproduces the main morph-dynamic effects due to sediment transport in the coastal region considering also local evolution of the main physical parameters;
- The Coastal Area Model implemented allows to simulate easily non-cohesive sediment transport phenomena, by mean total load extimation, to understand the main triggering causes of erosion and dispersion processes in coastal areas and eventually to find a mildest solution;
- A real time morph-bathymetric dataset updating introduced in the solid transport module SEDBATH allowed to simulate in a very detailed way some morphological and bathymetric variations respecting the natural feedback between hydrodynamics and morph-dynamic response (eg. depth variations, bar formation);

- The Coastal Area Model application to the Maronti Bay case study (Ischia Island–Tyrrhenian Sea) allowed to evaluate the importance of such an instrument to analyze quantitatively and quantitatively erosive trend through a global study of morphologic and bathymetric variations in the coastal areas due to extreme storm and morphological wave;
- The morph-dynamic module SEDBATH, beyond supplying interesting evidences about the Maronti Bay's canyons by-pass role, allowed to simulate morphologic and bathymetric variations due to an extreme storm and morphological wave in a very sensible way respect to the classical one-line models.

***Bibliografia***

- [1] Bagnold R. A., 1966, "An Approach to the Sediment Transport Problem from General Physics", U.S. Geol. Survey, Proc. Paper 422-I, USA.
- [2] Bayram A., Larson M., Miller H. C., Kraus N. C., 2001 "Cross-shore distribution of longshore sediment transport: comparison between predictive formulas and field measurement", *Coastal Engineering* vol.44; pp.79 – 99.
- [3] Battjes J. A., 1975, "Modeling of turbulence in the surf zone", ASCE Proc. Symo. On modelling techniques, San Francisco, 1050-1061.
- [4] Bijker E.W, 1971, "Longshore transport computation". *Journal of Waterways, Harbours and Coastal Engineering Division, ASCE, Volume 97, WW 4*, pp 687-701.
- [5] CERC, 1984, "Shore Protection Manual", Coastal Engineering Research Center Waterways Experiment station, U.S. Army Corps of Engineers.
- [6] Church J.C., Thornton, 1993, "Effects of breaking wave induced turbulence within a long-shore current model". *Coastal Engineering* 20, 1-28.
- [7] Coffey F.C. , Nielsen P., 1984, "Aspects of wave current boundary layer flows". In Proc. 19<sup>th</sup> Int. Conf. on Coast.Engrg. ASCE, 2232-2245.
- [8] Haas K.A., Svendsen I.A., Haller M.C., 1998, "Numerical modelling of nearshore circulation on a barred beach with rip channels", In Proc., 26<sup>th</sup> Int. Conf. on Coast. Engrg., ASCE 801-814.
- [9] Haas K.A., Svendsen, 2000a, "Three-dimensional modelling of rip current system". Rep. No. CACR-00-06, 250pp.
- [10] Haas K.A. and Hanes D.M., 2004, "Process Based Modeling of Total Longshore Sediment", *Journal of Coastal Research* vol 20,(3); pp. 853–861.
- [11] Harris C.K., Wiberg P.L., 2001, "A two-dimensional, time dependent model of suspended sediment transport and bed reworking for continental shelves", *Computer and Geosciences* vol.25; pp. 675-690.
- [12] Kaihatu, J. M., 1997, "Review and verification of numerical wave models for near coastal areas - Part 1: Review of mild-slope equation, relevant approximations, and technical details of numerical wave models", NRL/FR/7322--97-9669, Naval Research Laboratory, 27 pp.
- [13] Koutitas G., 1988,"Mathematical Models in Coastal Engineering", Pentech Press Limited, London, 157 pp ISBN 0-7273-1313-4.

- [14] Kirby, J. T. and Dalrymple, R. A., 1986, "Modelling waves in surfzones and around islands", *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, vol. 112, pp.78-93.
- [15] Kirby, J. T. and Dalrymple, R. A., 1994, "Combined Refraction/Diffraction Model REF/DIF 1, Version 2.5. Documentation and User's Manual", Research Report No. CACR-94-22, Center for Applied Coastal Research, Department of Civil Engineering, University of Delaware, Newark.
- [16] Li M.Z., Amos C.L., 2001, "Sedtrans96: the upgraded and better calibrated sediment-transport model for continental shelves", *Computer and Geosciences* vol.27; pp.619-645.
- [17] Liu T. James, Chao Shenn-yu, Hsu T. Ray, 2002 "Numerical modeling study of sediment dispersal by a river plume", *Continental Shelf Research* vol.22 ; pp. 1745-1773.
- [18] Liu Z., 2001 "Sediment transport", *Laboratoriet for Hydraulik og Havnebygning Instituttet for Vand, Jord og Miljøteknik Aalborg Universitet*
- [19] Longuet-Higgins, M.S. & R.W. Stewart, 1964, "Radiation stress in water waves, a physical discussion with application", *Deep-Sea Res.*, vol. 11, p. 529-562.
- [20] Marsella E., Budillon F., de Alteriis G., De Lauro M., Ferraro L., Molisso F., Monti L., Pelosi N., Toccaceli R., Tonielli R., Violante C., 2001, "Indagini geologiche, geofisiche e sedimentologiche dei fondali della Baia dei Maronti (Isola d' Ischia) ", CNR – Istituto Geomare Sud, Napoli, ISBN:88-86598-06-8.
- [21] Putrevu U., Svendsen I.A., 1995, "Vertical structure of the undertow outside the surf zone, *J. Geophys. Res.* 98(C12), 22,707-22,716.
- [22] Putrevu U., Svendsen I.A., 1999, "Three-dimensional dispersion of momentum in wave induced nearshore currents". *Eur. J Mech. B/Fluids*, 83-101.
- [23] Sakai K., 1999, "A non oscillatory numerical scheme based on a general solution of 2-D unsteady advection-diffusion equation". *Journal of Computational and Applied Mathematics* vol.108; pp. 145-156.
- [24] Soulsby,R.L., 1997, "Dynamics of marine sands". Thomas Telford Publications, ISBN 0 7277 2584X, pp. 249.
- [25] Soulsby R.L., Damgaard J.S., 2005, "Bedload sediment transport in coastal waters". *Coastal Engineering*, vol.52, pp. 673-689.
- [26] Svendsen I.A., 1987, "Analysis of surf zone turbulence", *J. Geophys. Res.* 92 (C5), 5115-5124.
- [27] Svendsen I.A., Putrevu U., 1994 "Nearshore mixing and dispersion", *Proc. Roy. Soc. Lond A* 445, 561-576.

- [28] Svendsen I.A., Putrevu U., 1996, "Surf Zone Hydrodynamics", Review Paper to in 'Advances in Coastal and Ocean Engineering' vol.2, World Scientific Publ., 1-79.
- [29] Svendsen I.A., Haas K., Zhao Q., 2001, "Quasi-3D Nearshore Circulation Model SHORECIRC Version 2.0", Center for Applied Coastal Research University of Delaware Newark, DE 19716 U.S.A.
- [30] Trouw K., Williams J.J and Rose C.P. , 2000, "Modelling sand resuspension by waves over a ripple bed- Estuarine", Coastal and Shelf science vol. 50; 143-151.
- [31] Van Dongeren, A. R. and Ib. A. Svendsen , 1997a, "Quasi 3-D modeling of nearshore hydrodynamics". Res. Report CACR-97-04 , Center for Applied Coastal Research, University of Delaware.
- [32] Van Dongeren, A. R. , F. E. Sancho, I. A. Svendsen and U. Putrevu,1994, "SHORECIRC: A quasi 3-D nearshore model", In Proc., 24th Int. Conf. on Coast. Engrg., ASCE, 2741-2754.
- [33] Van Dongeren, A. R. , I. A. Svendsen and F. E. Sancho, 1995, "Application of the Q-3D SHORECIRC model to surfbeat. " Coastal Dynamics '95 , 233-244.
- [34] Wright, L.D., and Short, A. D., 1984, "Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A Synthesis", Marine Geology, v. 56, p. 93-118.
- [35] Zheng J., Dean R.G., 1997, "Numerical Models and intercomparison of beach profile evolution", Coastal Engineering vol.30; pp.169-201.

---

## *Ringraziamenti*

Il Dottorato di Ricerca è stato per me una grande esperienza formativa che ha favorito il mio avvicinamento alla ricerca scientifica e la mia crescita professionale, mi ha consentito inoltre, di approfondire tematiche estremamente affascinanti e complesse che riguardano l'ambiente marino costiero.

Per aver avuto l'opportunità di portare a termine una tale esperienza ringrazio innanzitutto i miei relatori il Dott. Ennio Marsella e l'Ing. Diego Vicinanza che mi hanno permesso di realizzare un lavoro di tesi che ritengo abbracci pienamente le tematiche del Dottorato in Scienze ed Ingegneria del Mare.

Il Dott. Ennio Marsella merita un ringraziamento particolare non solo per aver contribuito incessantemente, nel corso di questi tre anni, al mio avvicinamento alle principali problematiche scientifiche riguardanti l'ambiente marino costiero fondamentali per la realizzazione del mio lavoro di tesi, ma anche perché confidente nelle mie capacità, mi ha inserita in un interessante e proficuo contesto scientifico supportandomi e spronandomi ad ottenere risultati sempre più elevati.

Ringrazio l' Ing. Diego Vicinanza che ha svolto un ruolo estremamente importante per la mia formazione scientifica, e non solo è stato un continuo punto di riferimento e di supporto durante lo svolgimento ed il perfezionamento del lavoro di tesi, ma ha saputo, con estrema saggezza giorno dopo giorno, trasmettermi un forte interesse per gli studi a carattere ingegneristico favorendo la mia progressiva crescita culturale in materia.

Ringrazio il Ch.mo Prof. Bruno D'Argenio coordinatore del Corso di Dottorato in Scienze ed Ingegneria del Mare che ha rappresentato un riferimento per la mia formazione scientifica nell'ambito di questa esperienza.

Ringrazio il Dott. Mauro Sclavo che ha svolto con estrema cura il referaggio di questa tesi offrendomi un forte supporto scientifico e numerosi consigli utili per il perfezionamento del lavoro svolto.

Ringrazio l'Ing. Vincenzo Ferrante che mi ha frequentemente supportata e consigliata durante la realizzazione del lavoro di tesi, e con il quale ho avuto modo di intessere proficue discussioni scientifiche e maturare nuove idee riguardo le tematiche trattate.

Ringrazio il Prof. Tom Hopkins per le significative occasioni di confronto, per le critiche costruttive e per i preziosi consigli che mi dato per la realizzazione di questo lavoro di tesi.



---

Un ringraziamento affezionato alla Dott.ssa Monica Palmisano che non solo mi ha fornito fondamentali informazioni di carattere ambientale sulla Baia dei Maronti, ma ha condiviso con me tanti momenti di crescita.

Ringrazio di cuore le mie amiche e colleghe Rosanna e Luciana Ferraro che durante il corso di questa esperienza mi hanno sempre sostenuta affettuosamente aiutandomi a superare anche le fasi più dure del mio lavoro e spronandomi ad andare avanti con il sorriso sulle labbra.

Un affettuoso ringraziamento ai miei amici e colleghi Claudio D'Isanto, Simone Sammartino, Antonello Bellonia, Stefano Ruggieri e Salvatore Passaro con i quali ho condiviso sia momenti goliardici che esperienze di duro lavoro che hanno rappresentato per me un forte momento di crescita individuale.

Ringrazio Donatella Insinga per i preziosi consigli e l'amicizia dimostratami, ringrazio inoltre, Lucia Toro che è stata un affettuoso ed indispensabile punto di riferimento per tutta la parte burocratica del corso di dottorato.

Di cuore ringrazio il mio compagno di vita per essere stato al mio fianco, per aver compreso il valore dei miei sforzi, per essersi eclissato quando era necessario, per aver dimostrato una continua stima e fiducia nelle mie capacità e per avermi spronata nei momenti di maggiore difficoltà.

Ringrazio i miei genitori che non solo mi hanno dato le ali per volare, ma che incessantemente mi hanno trasmesso una estrema fiducia ed una profonda passione per la ricerca scientifica e per lo studio delle scienze applicate.

Un affettuoso ringraziamento a mio fratello per essere stato premurosamente partecipe al raggiungimento di questo traguardo.

Ringrazio infine, tutti coloro che nel presente e nel passato hanno contribuito alla mia formazione scientifica e alla mia crescita intellettuale.