



COMUNE DI VIBO VALENTIA  
DIPARTIMENTO 2 - SETTORE 5

Aggiornamento Progetto di Sistemazione Piazzale Capannina  
di Vibo Marina (Legge Regionale n. 9/2007 art. 33)

PROGETTO DEFINITIVO

elaborato:

STUDIO MORFODINAMICO - TRASPORTO SOLIDO

TAVOLA

A6

SCALA

----

DATA

LUG.17

FILE

A6\_REL\_TRASP\_SOLIDO.doc

COORDINATE PROGETTO

1817/CE

RAGGRUPPAMENTO TEMPORANEO DI PROFESSIONISTI (R.T.P.):

DOTT. ING. ANTONIO D'ARRIGO

DOTT. GEOL. PIERO MERK

DOTT. ING. NICOLA RUSTICA

DOTT. ING. DOMENICO MANGANO

DOTT. ING. AGOSTINO LA ROSA



c/o Sede legale: Studio D'Arrigo s.r.l. Via Gagini n.6 98122 Messina - Tel./Fax. 090364154 - pec: antoniop.darrigo@ingpec.eu - mail: a.darrigo@tiscali.it

COLLABORATORI:

DOTT. ING. MANUELA BARBAGIOVANNI GASPARO

DOTT. ING. CLAUDIA SORCE

DOTT. ING. ALBERTO LO PRESTI

IL DIRIGENTE DEL DIPARTIMENTO 2 - SETTORE 5:

DOTT. ADRIANA TETI

RESPONSABILE UNICO DEL PROCEDIMENTO:

ING. LORENA CALLISTI

***COMUNE DI VIBO VALENTIA***



***DIPARTIMENTO 2 – SETTORE 5***

\*\*\*\*\*

**AGGIORNAMENTO PROGETTO DI SISTEMAZIONE PIAZZALE  
CAPANNINA DI VIBO MARINA (LEGGE REGIONALE N. 9/2007 ART. 33)**

\*\*\*\*\*

**PROGETTO DEFINITIVO**

\*\*\*\*\*

**STUDIO MORFODINAMICO - TRASPORTO SOLIDO**

\*\*\*\*\*

# INDICE

<b>1. GENERALITÀ .....</b>	<b>1</b>
1.1. PREMESSA .....	1
<b>2. CONCETTI GENERALI SUL TRASPORTO SOLIDO .....</b>	<b>2</b>
2.1. ANALISI DEL TRASPORTO SOLIDO .....	2
2.2. VELOCITA' LIMITE DI EROSIONE .....	3
2.3. EFFETTI DEL MOTO ONDOSO SUL FONDO .....	6
2.4. EFFETTI DEL MOTO ONDOSO NELLA MASSA LIQUIDA .....	9
2.5. MODELLO DI CIRCOLAZIONE .....	10
2.6. TRASPORTO SOLIDO PER EFFETTO DEL MOTO ONDOSO .....	11
2.7. TRASPORTO SOLIDO TRASVERSALE .....	11
2.8. TRASPORTO SOLIDO LONGITUDINALE .....	13
2.9. CLIMA ONDOSO NELLE APPLICAZIONI NUMERICHE DI DINAMICA COSTIERA .....	16
<b>3. CONFIGURAZIONE DELLE SOLUZIONI OGGETTO DI VERIFICA ED ELABORAZIONE DATI SEDIMENTOLOGICI .....</b>	<b>21</b>
3.1. CONFIGURAZIONI SIMULATE .....	21
3.2. CONSIDERAZIONI GENERALI SULL'ELABORAZIONE DEI DATI SEDIMENTOLOGICI .....	22
3.3. CLASSIFICAZIONE DEI SEDIMENTI .....	24
3.3.1. ELABORAZIONE DATI SEDIMENTOLOGICI RILEVATI .....	25
3.3.2. ELABORAZIONE DATI SEDIMENTOLOGICI NAUTILUS .....	32
3.3.3. ELABORAZIONE DATI SEDIMENTOLOGICI – PROGETTO DEFINITIVO EC10 .....	34
3.4. DISCUSSIONE DEI RISULTATI E CONCLUSIONI .....	36
3.4.1. VIBO VALENTIA – ANALISI DEI CARATTERI SEDIMENTOLOGICI .....	36
<b>4. STUDIO DEL TRASPORTO SOLIDO .....</b>	<b>41</b>
4.1. PREMESSA .....	41
4.2. DEFINIZIONE DEL CLIMA ONDOSO .....	42
4.3. CALCOLO DELLA PROFONDITA' DI CHIUSURA .....	45
4.4. DESCRIZIONE DEL MODELLO DI LARGO E DI DETTAGLIO – MIKE 21 SW .....	46
4.4.1. EQUAZIONI DEL MODELLO .....	47
4.4.2. TECNICHE DI SOLUZIONE NUMERICA .....	56
4.4.3. DEFINIZIONE DEI LIVELLI LIQUIDI .....	58
4.4.4. FORZANTE DEL VENTO .....	58
4.4.5. COPERTURA DI GHIACCIO .....	58
4.4.6. DIFFRAZIONE .....	59
4.4.7. FRANGIMENTO .....	59
4.4.8. SCABREZZA DEL FONDO .....	59
4.4.9. STRUTTURE .....	59
4.4.10. CONDIZIONI INIZIALI .....	60
4.4.11. CONDIZIONI AL CONTORNO .....	60
4.4.12. RISULTATI DEL MODELLO SW .....	60
4.5. APPLICAZIONE DEL MODELLO DI LARGO E DI DETTAGLIO – STATO DI FATTO .....	60
4.6. DESCRIZIONE DEL MODELLO IDRODINAMICO – MIKE 21 HD FM .....	64
4.6.1. EQUAZIONI DEL MODELLO .....	64
4.6.2. TECNICHE DI SOLUZIONI NUMERICHE .....	69
4.6.3. PARAMETRI DI INPUT DELLA MODELLAZIONE MATEMATICA .....	71
4.6.4. DOMINIO .....	71
4.6.5. PARAMETRI TEMPORALI .....	72
4.6.6. RESISTENZA AL FONDO .....	72
4.6.7. COEFFICIENTE DI DISPERSIONE DELLE QUANTITA' DI MOTO .....	73
4.6.8. LIVELLO INIZIALE DELLA SUPERFICIE DELL'ACQUA .....	73
4.6.9. CONDIZIONI INIZIALI DELLE COMPONENTI DI VELOCITA' .....	73
4.6.10. CONDIZIONI A CONTORNO .....	74
4.6.11. LA FORZANTE DEL VENTO .....	74
4.6.12. ALTRE FORZANTI .....	74
4.6.13. FASI DI ASCIUTTO - BAGNATO .....	75

4.6.14.	DENSITA' .....	75
4.6.15.	FORZA DI CORIOLIS .....	75
4.6.16.	STRUTTURE .....	76
4.6.17.	RISULTATI DEL MODELLO IDRODINAMICO .....	76
4.7.	APPLICAZIONE DEL MODELLO IDRODINAMICO – STATO DI FATTO .....	76
4.8.	DESCRIZIONE DEL SEDIMENT TRANSPORT MODULE – MIKE 21 ST .....	78
4.8.1.	GENERALITA' SUI MODELLI DI TRASPORTO .....	78
4.8.2.	TECNICHE DI SOLUZIONE .....	84
4.8.3.	DATI DI INPUT .....	85
4.8.4.	FORZANTI .....	85
4.8.5.	CONDIZIONI INIZIALI .....	85
4.8.6.	MORFOLOGIA .....	85
4.8.7.	BANK EROSION .....	86
4.8.8.	COINDIZIONI AL CONTORNO .....	86
4.8.9.	DATI DI OUTPUT .....	86
4.9.	APPLICAZIONE DEL SEDIMENT TRANSPORT MODULE – STATO DI FATTO .....	86
4.10.	APPLICAZIONE DEL MODELLO DI LARGO E DI DETTAGLIO –CONFIGURAZIONE DI PROGETTO .....	88
4.11.	APPLICAZIONE DEL MODELLO IDRODINAMICO – CONFIGURAZIONE DI PROGETTO .....	89
4.12.	APPLICAZIONE DEL SEDIMENT TRANSPORT MODULE – CONFIGURAZIONE DI PROGETTO ..	90
<b>5.</b>	<b>CONFRONTO DEI RISULTATI E CONCLUSIONI .....</b>	<b>92</b>

# **1. GENERALITÀ**

## **1.1. PREMESSA**

La presente relazione si riferisce allo Studio Idrodinamico e del Trasporto Solido nell'ambito del progetto definitivo per l'“**AGGIORNAMENTO PROGETTO DI SISTEMAZIONE PIAZZALE CAPANNINA DI VIBO MARINA (LEGGE REGIONALE N. 9/2007 ART. 33)**”.

La presente relazione è stata redatta ai sensi del D.P.R. 05/10/2010 n. 207 e s.m.i., nonché delle “*Linee Guida per la progettazione e esecuzione degli interventi*” predisposte dall'ABR del 29/09/2006.

In particolare sono trattati gli aspetti dello studio idraulico marittimo connessi con l'analisi del trasporto solido attraverso la metodologia che fa riferimento a un clima ondoso ottenuto da considerazioni di carattere energetico. Si determina la capacità di trasporto cumulativo analizzando le onde modellatrici ottenute per i singoli settori appartenenti al settore di traversia.

Vengono esaminati i concetti relativi allo studio della dinamica del litorale relativo allo stato di fatto e nella configurazione di progetto.

Sulla base dello studio geologico-sedimentologico si esamina quindi la relazione tra il profilo trasversale della spiaggia e le relative granulometrie dei materiali del fondale marino interessato dalla costruzione dell'opera di difesa.

Quindi si procede alla valutazione del trasporto solido costiero medio annuo in direzione *cross-shore* e *long-shore* mediante l'applicazione di idonei modelli matematici.

Sulla base di tutto ciò, nella presente relazione, si riportano le analisi per i seguenti punti:

- analisi, nelle condizioni attuali, dei processi di trasporto dei sedimenti lungo la costa, della configurazione di equilibrio della stessa e delle informazioni sulle condizioni d'onda che contribuiscono maggiormente a determinare il bilancio annuale di sedimenti;
- analisi del comportamento della soluzione di Master Plan e analisi dei processi del moto ondoso, delle correnti e del trasporto dei sedimenti che hanno luogo nelle vicinanze delle strutture mediante l'applicazione di modello bidimensionale.

## **2. CONCETTI GENERALI SUL TRASPORTO SOLIDO**

### **2.1. ANALISI DEL TRASPORTO SOLIDO**

I processi di dinamica del litorale sono determinati da un insieme di fenomeni che determinano il movimento dei sedimenti nella parte attiva della spiaggia, sia immersa che emersa. I movimenti sono ascrivibili all'azione del vento e delle maree sulla spiaggia emersa, mentre la dinamica della spiaggia sommersa è legata all'azione del moto ondoso, prima e dopo il frangimento e delle correnti generate dalla trasformazione del processo di moto da oscillatorio a traslatorio.

Tra le correnti generate dall'onda hanno un ruolo fondamentale, nell'area fuori dal limite del frangimento, le correnti di massa e nell'area compresa tra la *surfzone* e la battigia, quelle che traggono origine dal fenomeno di rottura delle onde. Il moto ondoso determina quindi l'inizio del movimento e la messa in sospensione delle particelle di sabbia, mentre le correnti costituiscono il veicolo di trasporto.

Il movimento del sedimento di spiaggia causato dal moto ondoso è schematizzato, distinguendo in movimenti trasversali e longitudinali anche se in realtà questi movimenti si presentano simultaneamente.

La prevalenza di un moto rispetto l'altro è dovuta all'angolo formato dal fronte d'onda con la linea di battigia. I movimenti trasversali sono quelli che si determinano normalmente alla linea di riva mentre i movimenti longitudinali sono quelli che si determinano parallelamente alla linea di riva.

L'estensione di una zona di frangenti è generalmente ben definita in relazione all'altezza e al periodo delle onde incidenti. Infatti, le onde, provenienti dal largo raggiungono i fondali più bassi in prossimità della costa, diventano più lente a causa dell'attrito sul fondo e quindi più corte e più alte. Ciò fa aumentare la loro ripidità  $H/L$ , con  $H$  altezza d'onda e  $L$  lunghezza d'onda, cosicché esse frangono appena raggiunto il limite di stabilità. Si vede quindi che la larghezza della zona dei frangenti dipende dal clima delle onde presenti nel paraggio che generalmente muta con le stagioni per cui si distingue generalmente un clima invernale da un clima estivo.

Anche la pendenza del fondale in prossimità della riva è un fattore caratterizzante ed è determinato dalle dimensioni delle particelle di sabbia presenti.

Le onde raramente raggiungono la costa parallelamente alla linea di battigia perché subiscono il fenomeno della rifrazione appena cominciano a risentire degli effetti del fondo ( $d < 0.50 L$ ). Le loro creste diventano più allineate con la riva e la direzione tende a disporsi normalmente alla linea di costa.

Esse sono comunque ancora inclinate quando frangono così che l'onda risultante ha una componente lungoriva (*longshore*). La componente dell'onda lungoriva induce una corrente nella stessa direzione (*longshore current*). La direzione e la velocità della corrente lungoriva possono rimanere costanti per giorni o settimane, nonostante l'energia immessa nella zona dei frangenti legata alla variabilità della ripidità e dell'angolo di incidenza vari continuamente.

Grandi volumi di sedimenti vengono messi in sospensione nella zona dei frangenti dalla turbolenza causata dal frangimento. Il flusso della corrente lungoriva, agendo sui sedimenti movimentati, le trasporta lungo la spiaggia provocando il trasporto litoraneo (*litoral drift*). In corrispondenza della spiaggia *offshore* l'azione delle onde determina il trascinamento del sedimento verso riva e verso il largo. Il trascinamento delle onde verso riva è dovuto ad onde di mare morto particolarmente lunghe. Nel caso di mareggiate il moto di trascinamento al fondo è prossimo allo zero, ma un po' sopra del fondo si ha un moto di trascinamento di verso contrario a quello di propagazione dell'onda. Quando vi sono violente mareggiate il trasporto di massa verso mare aiuta a spargere materiale lontano dalla costa ad una distanza tanto maggiore quanto minore è la dimensione dei sedimenti.

In generale le mareggiate producono un'azione erosiva che viene compensata in parte con la lunga persistenza delle onde di mare morto che spingono il sedimento verso riva. Le particelle sono inoltre soggette all'azione di gravità che le spinge verso largo per cui si determina un profilo di equilibrio e poiché la pendenza del fondale aumenta generalmente avvicinandosi alla riva anche la dimensione del sedimento aumenta in questa zona. Il materiale più grossolano raggiunge la linea di frangimento, mentre le frazioni più fini sono spinte a largo.

## **2.2. VELOCITA' LIMITE DI EROSIONE**

La tendenza dei materiali a farsi trasportare dipende solo dalle loro caratteristiche fisiche ed in particolare dalle dimensioni. Infatti, assumendo come dimensione caratteristica il diametro nominale  $d_n$ , essa è proporzionale alla velocità per terreni limosi, mentre è funzione del quadrato della velocità per ciottoli e ghiaia.

Per le sabbie, caratterizzate da avere un diametro nominale compreso tra 0.062 mm e 2 mm, può essere utilizzata una legge in cui l'esponente della velocità può variare tra 1 e 2. La legge di resistenza allo spostamento, per oscillazioni ondose di periodo  $T$  variabile, può essere ottenuta esprimendo la velocità limite di erosione delle sabbie  $V_m$ ,

tramite l'espressione omogenea, ricavata a mezzo di esperienze su modello nei laboratori di *Chatou*:

$$V_m = W + 95 \cdot (v^{1/2} \cdot (\delta - 1)^{1/3}) / T^{1/2} \quad (\text{c.g.s.}) \quad [2.1]$$

dove

- $W$  è la velocità di sedimentazione che può essere ricavata tramite l'espressione di Stokes

$$W_f = g \cdot (\delta - 1) \cdot d_{50}^2 / (18 \cdot v) \quad [2.2]$$

- $v$  è la viscosità cinematica del fluido
- $\delta = \gamma_s / \gamma_w$  il peso specifico apparente del materiale
- $T$  è il periodo del moto ondoso
- $d_{50}$  è il diametro delle particelle corrispondente al 50% del passante

Nella Tabella 1 che segue sono riportati alcuni valori ottenuti in funzione di un campo di diametri, quindi delle relative velocità di sedimentazione  $W_f$ , e di un campo di periodi d'onda compatibili con il caso in esame.

VALORI DELLA VELOCITA' LIMITE DI EROSIONE $V_m$ (cm/s)									
IN FUNZIONE DI $W_f$ (cm/s) E DI $T$ (s)									
<p> <math>Visc. = 1,10E-2 \text{ cm}^2/\text{sec}</math>  <math>Den.mat. = 2,30 \text{ g/cm}^3</math>  <math>Den.wat. = 1,03 \text{ g/cm}^3</math>  <math>g = 981 \text{ cm/sec}^2</math> </p>									
$d$ (mm)	$W_f$ (cm/s)	T1	T2	T3	T4	T5			
		3	5	7	9	12			
		3	3	3	3	3			
		3	3	3	3	3			
0,300	5,50	11,67	10,28	9,54	9,06	8,58			
		3	3	3	3	3			
0,400	9,77	15,94	14,55	13,81	13,34	12,86			
		3	3	3	3	3			
0,500	15,27	21,44	20,05	19,31	18,83	18,36			
		3	3	3	3	3			
0,600	21,99	28,16	26,77	26,03	25,55	25,08			
		3	3	3	3	3			
0,700	29,93	36,10	34,71	33,97	33,50	33,02			
		3	3	3	3	3			
0,800	39,10	45,27	43,88	43,14	42,66	42,18			
		3	3	3	3	3			
0,900	49,48	55,65	54,26	53,52	53,04	52,57			
		3	3	3	3	3			
1,000	61,09	67,26	65,87	65,13	64,65	64,17			
		3	3	3	3	3			

**Tabella 1 – velocità limite di erosione**



Per quanto riguarda la determinazione della velocità di sedimentazione, calcolata con la relazione di Stokes [2.2], il calcolo può essere integrato con altre relazioni tra cui quella proposta da Rubey (1933) determinata per particelle di quarzo con diametro maggiore di 1 mm:

$$W_f = F\sqrt{d_{50}g(\delta - 1)}$$

dove  $F = 0.79$  per  $d_{50} > 1$  mm con riferimento alla simbologia già adottata in precedenza. Per particelle di diametro inferiore

$$F = \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36\nu^2}{gd_{50}^3(\delta - 1)}} - \sqrt{\frac{36\nu^2}{gd_{50}^3(\delta - 1)}}$$

Un'altra espressione è quella proposta da Van Rijn (1993) che ha sperimentato la relazione proposta su particelle non sferiche con fattore di forma 0.7 in acqua ad una temperatura di 20°C:

$$W_f = \frac{(\delta - 1)gd_{50}}{18\nu} \text{ per } 0.001 < d_{50} \leq 0.1 \text{ mm}$$

$$W_f = \frac{10\nu}{d_{50}} \left[ \sqrt{1 + \frac{0.01(\delta - 1)gd_{50}^3}{\nu^2}} - 1 \right] \text{ per } 0.1 < d_{50} \leq 1 \text{ mm}$$

$$W_f = 1.1\sqrt{(\delta - 1)gd_{50}} \text{ per } d_{50} \geq 1 \text{ mm}$$

Nella Tabella 2 sono riportate le velocità di sedimentazione con le varie formule.

CALCOLO DELLA VELOCITA' DI SEDIMENTAZIONE (FALL VELOCITY)				
Dati caratteristici del fluido e delle particelle				
T° C	=	16	(temperatura dell'acqua)	
$\rho_w$ [g/m³]	=	1,03	(densità dell'acqua)	
$\rho_s$ [g/m³]	=	2,70	(densità delle particelle)	
$\delta$	=	2,62	(densità apparente)	
$\nu$ [m <sup>0.5</sup> s]	=	1,11E-06	(viscosità cinematica)	
d50	=	0,35 mm	(diametro medio delle particelle)	
Calcolo della velocità di sedimentazione (Stokes)				
Wf =	0,0975 m/sec			
Calcolo della velocità di sedimentazione (Rubey)				
F =	0,6004		(se d <sub>50</sub> > 1 mm F = 0.79)	
Wf =	0,0448 m/sec			
Calcolo della velocità di sedimentazione (Van Rijn)				
Wf =	0,0494 m/sec			
Calcolo della velocità di sedimentazione				
Wf =	0,0639 m/sec			

Tabella 2 – velocità di sedimentazione

### 2.3. EFFETTI DEL MOTO ONDOSO SUL FONDO

Come già detto nel primo paragrafo, il vettore idraulico può essere originato sia da correnti dovute al moto ondoso, sia da correnti dovute alle maree o alle differenze di temperatura.

Il trasporto dovuto alle correnti, anche se la velocità di queste è notevole, si sviluppa fuori dalla zona dei frangenti. Nella zona dei frangenti la componente di trasporto dovuta alle correnti è trascurabile in quanto le altre componenti agiscono su sedimenti sollevati dall'energia delle onde frangenti quindi su notevoli quantità di materiale.

Si fa riferimento quindi, agli effetti sul fondo determinati dal moto ondoso ed alla profondità.

Il movimento delle particelle liquide sul fondo presenta due aspetti caratteristici:

- un movimento periodico
- un movimento di massa.

A partire da profondità limitate ( $1/20 \leq h/L \leq 1/2$ ), la traiettoria delle particelle liquide è caratterizzata da ellissi sempre più schiacciate man mano che ci si approssima al fondo, sino a diventare segmenti di retta, la cui lunghezza varia con l'altezza d'onda e la profondità relativa (Figura 1).

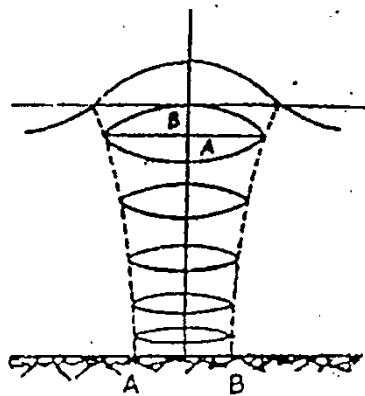


Figura 1 – Caratteristiche del moto ondoso verso il fondo

Facendo riferimento alla teoria trocoidale del 1° ordine, la velocità delle particelle su tali segmenti è data dall'espressione:

$$U_f = g \cdot K \cdot H \cdot \sin(Kx - \sigma t) / (2 \cdot \sigma \cdot \cosh(Kh)) \quad [2.3]$$

che può anche essere scritta:

$$U_f = \pi \cdot H \cdot \sin(Kx - \sigma t) / (T \cdot \sinh(Kh)) \quad [2.4]$$

con  $K=2\pi/L$  (numero d'onda) e  $\sigma=2\pi/T$  (frequenza angolare)

Al passaggio della cresta o del cavo sarà  $\sin(Kx-\sigma t) = \pm 1$  e la velocità assumerà rispettivamente il valore massimo e minimo:

$$U_f = \pm \pi * H / (T * \sinh(Kh)) \quad [2.5]$$

dalla quale si può comprendere, tenendo presente la ben nota espressione di Airy per fondale limitato

$$L = g * T^2 / 2 * \pi * \tanh(2\pi h / L) \quad [2.6]$$

come conti molto la ripidità dell'onda. Infatti, a parità di H, un'onda lunga è capace di velocità al fondo maggiori di una breve.

Ciò risulta chiaramente con il diagramma di Figura 2 in cui sulle ascisse è riportate la profondità h e sulle ordinate il rapporto  $U_{max}/H$ . Se si fissa un valore di  $U_{max}/H$  si individua una retta parallela all'asse delle ascisse che intercetta le curve a parametro T crescente a profondità sempre crescenti.

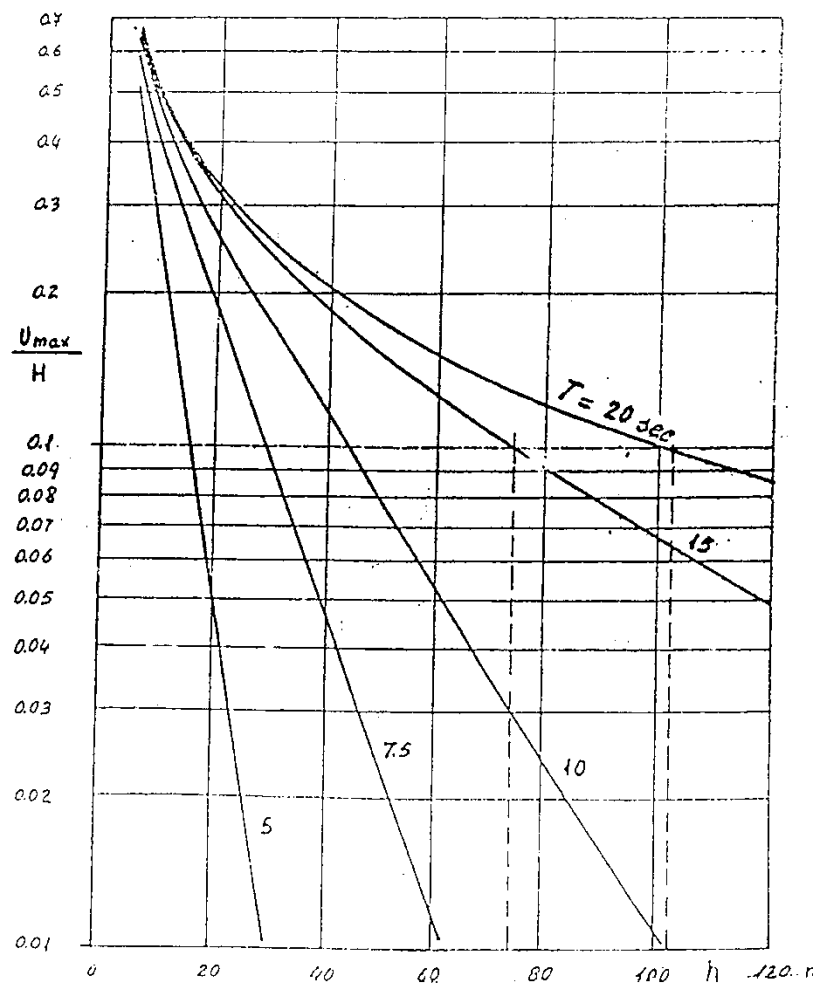


Figura 2 – Curva  $V_{max}/H, h$

Si verifica quindi che una sabbia che ha velocità limite di erosione pari a 0.65 m/sec viene posta in movimento da una oscillazione ondosa di ampiezza  $H = 6.5$  m ad una profondità di 25 m se il periodo è pari a 7.5 sec, mentre se il periodo è 10 sec la profondità diventa pari a 45 m. Quindi a parità di altezza d'onda, un'onda lunga è capace di muovere al fondo particelle a profondità maggiore di un'onda breve.

L'espressione [2.5], in ogni caso non dà luogo a trasporto di massa ma solo ad oscillazioni dette "*ripple marks*" visto che i valori estremi della  $U_f$  sono uguali ma di segno opposto.

Quando la profondità decresce ulteriormente ( $h/L < 1/30$ ), entra in gioco il secondo aspetto caratteristico per interpretare i movimenti delle particelle fluide sul fondo, il "trasporto di massa", ed è necessario fare riferimento alla teoria trocoidale del secondo ordine. Secondo Stokes, si ha la relazione:

$$U_f = \pi H \sin(Kx - \sigma t) / (T \sinh(Kh)) + 3\pi^2 H^2 \sin(2(Kx - \sigma t)) / (4 T L \sinh^4(Kh)) \quad [2.7]$$

Questa espressione è stata riportata nei diagrammi di Figura 3 che mostrano l'andamento della velocità solo per il primo termine, solo per il secondo termine e quindi dalla somma dei due diagrammi. Tenendo conto che i valori positivi delle velocità corrispondono al passaggio della cresta dell'onda in superficie e si riferiscono ai valori del tempo per i quali la velocità è verso riva, dal diagramma finale si nota che l'azione di trascinamento verso riva, lì dove la profondità decresce, predomina su quella verso il largo.

Se si staccano infatti due orizzontali in corrispondenza dei valori della velocità limite di erosione di un determinato materiale, si osserva che l'area positiva tratteggiata supera quella negativa. Pertanto, per la continuità si può affermare che sul fondo si manifesta un flusso di liquido verso la riva (verso il largo in superficie) che assume un vero e proprio carattere di trasporto di massa sul fondo.

Tutto ciò senza che sia ancora intervenuto il fenomeno del frangimento.

In condizione di frangimento le altezze d'onda cui si può fare riferimento sono quelle definite dalle seguenti espressioni

- $H = 0.78 h$  (Mc Cowan)
- $H = 0.714 h$  (Leiton)

In cui  $H$  è l'altezza d'onda e  $h$  l'altezza del fondo.

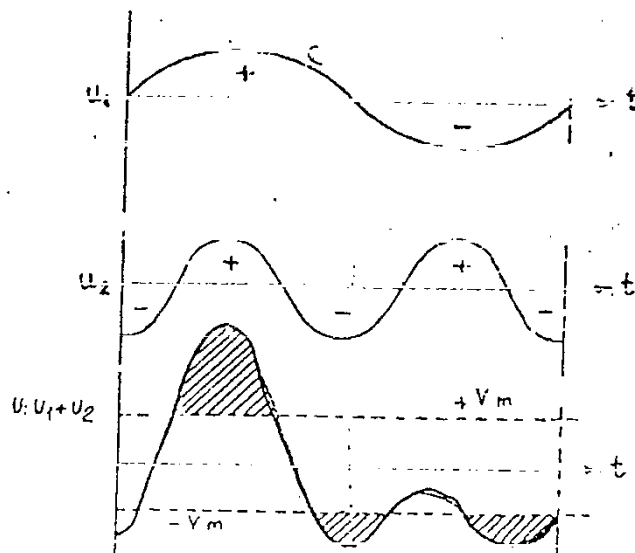


Figura 3 – Andamento della velocità per il primo e secondo termine

## 2.4. EFFETTI DEL MOTO ONDOSO NELLA MASSA LIQUIDA

Il frangimento di onde oblique rispetto alla riva provoca un trasporto di massa parallelo alla riva nello stesso senso della componente del flusso di energia longitudinale e la velocità massima di tale trasporto si ritrova intorno alla zona di frangimento o lievemente più a largo. Si è già detto in precedenza che la corrente che deriva da tale trasporto prende il nome di corrente *longshore* anche se non si tratta di una vera e propria corrente, ma di un trasporto lievemente pulsante lungo traiettorie a forma elicoidale.

La velocità media di questa pseudo-corrente varia da qualche centimetro al secondo a circa 1 m/sec con i valori massimi ubicati a riva della zona dei frangenti e può essere calcolata con l'espressione di Longuet - Higgins:

$$V_b = 20.7 * m * (g * H_b)^{0.5} * \sin(2 * \alpha_b) \quad (\text{piedi/sec}) \quad [2.8]$$

nella quale:

- $m$  è la pendenza del fondo
- $H_b$  è l'altezza d'onda al frangimento
- $\alpha_b$  è l'angolo di inclinazione del fronte d'onda

Il valore della velocità della corrente *longshore* è influenzato principalmente dall'angolo  $\alpha_b$  che il fronte d'onda al frangimento forma con la linea di riva.

L'entità del flusso della corrente, così come l'entità del trasporto *longshore* dipendono poi in massima parte dall'altezza del frangente, così come la larghezza della zona dei frangenti è determinata dalla posizione del frangente e quindi la zona dei frangenti è più

larga per onde in arrivo più alte. Cioè l'altezza dell'onda è determinante sia per la larghezza della zona dei frangenti che per l'entità del flusso della corrente lungoriva nella stessa zona.

La zona in cui la corrente lungoriva si sviluppa completamente è pari a circa dieci volte la larghezza della zona dei frangenti a partire da una certa sezione in cui si suppone nullo il valore della corrente *longshore*.

Il profilo di velocità della corrente lungoriva varia in una sezione trasversale nella zona dei frangenti, in modo che il rapporto tra la velocità nella posizione del frangente e quella media nella zona dei frangenti è di circa 0.4 nella sezione di partenza del flusso; diventa circa 0.80 – 1.00 nella sezione dove il flusso è pienamente sviluppato. Tali variazioni, sommate a quelle dell'idrografia della zona dei frangenti, rendono incerta la stima della velocità della corrente lungoriva, per la quale si può utilizzare l'equazione di Longuet – Higgins riportata in precedenza.

## 2.5. MODELLO DI CIRCOLAZIONE

In definitiva per definire il trasporto solido e la conseguente dinamica dei litorali, occorre distinguere le correnti costiere come le correnti di marea, le correnti transitorie dovute al vento e le correnti associate alla distribuzione di massa che fluiscono parallelamente alla spiaggia dando luogo ad un trasporto relativamente uniforme nelle acque più profonde adiacenti alla zona dei frangenti, da un sistema prossimo alla riva, che può essere sovrimposto alla corrente costiera o esistere indipendentemente da essa che è associato all'azione dell'onda nella zona prossima al frangimento.

Quest'ultimo sistema, come già detto in precedenza, è composto da:

- **trasporto di massa** diretto verso la spiaggia dovute alle onde di mare morto che spingono il sedimento verso la zona costiera;
- movimento dell'acqua parallelamente alla riva sotto forma di **corrente lungoriva**. Grandi volumi di sedimenti vengono messi in sospensione nella zona dei frangenti dalla turbolenza causata dal frangimento. Il flusso della corrente lungoriva, agendo sui sedimenti movimentati, li trasporta lungo la spiaggia provocando il cosiddetto trasporto litoraneo (*litoral drift*).
- il **flusso di ritorno** verso largo che segue spesso sentieri preferenziali con la formazione di correnti note come le correnti a getto (*rip currents*) caratterizzate da forte intensità;
- un movimento lungoriva di **espansione della rip-currents** (*feeders*).

Per eseguire lo studio della dinamica del litorale, occorre riferirsi quindi ad un sistema di circolazione bidimensionale in cui si prende in considerazione prevalentemente la corrente lungoriva che costituisce il principale agente di modificazione di una spiaggia.

## **2.6. TRASPORTO SOLIDO PER EFFETTO DEL MOTO ONDOSONO**

Il trasporto solido per effetto del moto ondoso è quello che di norma c'interessa di più ai fini pratici data la sua aperiodicità e l'elevata velocità dei suoi effetti che tendono a rettilineizzare la costa. Infatti, per effetto del fenomeno della rifrazione ed in assenza di specifici fattori concomitanti, si presentano zone di concentrazione dell'energia in prossimità dei promontori, che tendono così ad essere erosi, e zone di espansione in prossimità delle baie che, invece, tendono ad essere riempite.

A seconda poi delle caratteristiche con le quali si presenta l'onda al frangimento, si hanno fenomeni di prevalente trasporto trasversale o longitudinale.

## **2.7. TRASPORTO SOLIDO TRASVERSALE**

Il trasporto solido trasversale si esplica per effetto di azioni dinamiche ortogonali al litorale, infatti le onde, sia che risalgano la riva sia che ne ridiscendano, portano in sospensione della sabbia. Durante le mareggiate le onde frangenti, per effetto delle "*undertow current*" che si formano al fondo, trascinano la sabbia verso gli alti fondali disperdendola; le piccole onde di bel tempo, invece, per mezzo delle correnti orbitali, trascinano prevalentemente la sabbia verso la battigia generando un ripascimento compensatore.

Per quanto detto, quindi, le particelle solide che costituiscono il fondo, in presenza di moto ondoso, sono soggette a movimenti ogniqualvolta la velocità dei filetti fluidi ad esse più prossimi raggiunge un valore uguale o maggiore della velocità limite di erosione  $V_m$  prima definita.

L'azione di trascinamento si esplica con modalità diverse, a seconda delle caratteristiche cinematiche del moto ondoso e, poiché, tali caratteristiche variano, a parità di altezza d'onda al largo, con la profondità i movimenti delle particelle solide si presentano di tipo diverso man mano che ci si approssima alla riva.

Dove la profondità relativa è ancora elevata tali movimenti sono di tipo alternativo, producono solo caratteristiche ondulazioni (*ripple-marks*) e non danno luogo a trasporto solido di massa. Per ulteriori diminuzioni della profondità relativa, crescendo la velocità dei filetti fluidi, scompaiono le ondulazioni e sul fondo si determina un vero e

proprio trasporto solido di massa, per sospensione o per piccoli salti a seconda che ci si trovi in presenza di materiali più fini (limi e sabbie sottili) o più grossolani (sabbie grosse e ghiaie).

In presenza di materiali di diversa granulometria, si evidenzia quindi una selezione naturale. Man mano che ci si approssima alla riva si incontrano in successione, limo, sabbia fine, sabbia grossa mista a ghiaia, ciottoli, ecc., accompagnate da variazioni di pendenza del profilo trasversale.

In ogni istante si può definire un profilo trasversale dei fondali detto **Profilo di Equilibrio** al quale la superficie del fondo tende ad identificarsi se il moto ondoso incidente conservasse indefinitamente le stesse caratteristiche e la medesima incidenza.

Tale profilo costituisce il risultato di due azioni concomitanti sul materiale di fondo che ha appena superato il limite di erosione: la prima di trascinamento legata all'effetto del moto ondoso sul fondo e la seconda dovuta alla componente del peso che tende a spostare il materiale verso gli alti fondali. Prescindendo dagli effetti localizzati del frangimento i profili trasversali presentano, tra linea di riva e il largo una forma leggermente concava verso l'alto la cui pendenza disunisce verso le grandi profondità.

Atteso quanto prima detto circa l'influenza delle caratteristiche del moto ondoso, si può affermare che la pendenza dei fondali, è tanto più dolce quanto più l'onda è ripida (onda proveniente da piccola distanza) ed il materiale fine.

Viceversa il profilo è tanto più acclive quanto meno l'onda è meno ripida (onda proveniente da grande distanza) ed il materiale grossolano.

A causa del frangimento, i profili di equilibrio sono interrotti, nella zona di rottura dell'onda, da una o più **barre di frangimento** cui seguono più a riva altrettante depressioni del profilo dette anche fosse di levigazione.

Essendo in condizioni di paraggio con escursione di marea trascurabile, per individuare i possibili andamenti del profilo, si può adoperare l'espressione di Larras:

$$y/L_o = K*(x/L_o)^m [2.9]$$

nella quale:

- $K = H_o/L_o + 0.039*d^{0.5}/(\delta-1)^{1/3}$
- $m = 11.5 * (H_o/L_o) + 0.0275/((\delta-1)^{1/3} - 0.05)$
- $H_o$  è l'altezza d'onda
- $\delta$  è il peso specifico del granulo rapportato a 1000
- $d_m$  il diametro medio del granulo in mm



L'ubicazione delle fosse e delle barre dipende dal livello di riposo dell'acqua e dalle caratteristiche dell'onda che frange sul litorale in questione. Queste anomalie del profilo di equilibrio conservano una posizione abbastanza stabile nei paraggi soggetti a maree trascurabili, viceversa si spostano e si manifestano in maggior numero lungo litorali soggetti a notevole escursione di marea. Di particolare interesse appare l'individuazione della distanza  $l$  tra la fossa di levigazione più lontana dalla battigia ed il limite superiore della spiaggia emersa. La distanza  $l$  può essere ricavata mediante la formula di Sitarz:

$$l = k \cdot H_b^{3/2} / (\delta - 1)^{1/2} \cdot d_m^{1/2} \quad [2.10]$$

in cui:

$k$  è una costante che può assumere valori compresi tra 65-70 per situazioni reali

- $H_b$  altezza d'onda al frangimento
- $\delta$  è il peso specifico del materiale rapportato a 1000
- $d_m$  diametro medio in mm.

Circa la valutazione qualitativa dell'altezza della barra e della profondità della fossa di levigazione rispetto al profilo di equilibrio ci si riferisce agli studi di Keulegan (1945) e Sitarz (1963). Detto  $h_o$  il tirante d'acqua del profilo di equilibrio indisturbato in corrispondenza del frangimento, le altezze d'acqua sulla cresta  $h_1$  e sul fondo della fossa di levigazione  $h_2$  possono valutarsi con le espressioni seguenti:

$$h_1 = 0.58-0.60 h_o \quad [2.11]$$

e

$$h_2 = 0.98-1.10 h_o \quad [2.12]$$

Il Dean (1981) ha suggerito una relazione per i profili di equilibrio di una spiaggia ricavata da misurazione dirette sul campo. Tale relazione è espressa dall'equazione

$$h(y) = A \cdot y^{2/3} \quad [2.13]$$

dove  $h(y)$  è la profondità legata alla distanza verso il largo  $y$  da una parametro di scala  $A$  il cui valore è legato alle dimensioni del sedimento alla profondità  $h(y)$ .

## 2.8. TRASPORTO SOLIDO LONGITUDINALE

Questo tipo di trasporto si genera per effetto delle correnti generate da onde oblique rispetto alla linea di riva. Il fronte dell'onda incidente nell'approssimarsi alla costa, pur modificando la propria direzione secondo le leggi della rifrazione, investe la riva con direzione diversa dalla normale, causa un modellamento del fondo ed un conseguente trasporto solido in senso longitudinale.

Il trasporto litoraneo longitudinale può essere schematizzato come somma di due fenomeni contemporanei ma distinti:

- 1) l'andata in sospensione del materiale, per effetto delle elevate velocità sul fondo;
- 2) trasporto per effetto della presenza di pseudo-correnti come il "*jet de rive*" ed il "*long-shore current*" originate dal frangimento.

La corrente dovuta al *jet de rive*, localizzata tra la battigia e la linea dei frangenti, è animata da due movimenti successivi, un flusso obliquo rispetto alla riva ed un riflusso di ritorno secondo la linea di massima pendenza, che danno luogo ad un andamento delle traiettorie a denti di sega tipo "*beach drifting*".

La *long-shore current*, dovuta alla componente dell'apporto di massa all'incirca parallela alla costa, si verifica intorno alla zona di frangimento e determina una circolazione rotatoria tra la riva ed il largo.

Questa corrente ha origine dall'esistenza di una componente nella direzione della riva dell'apporto di massa dovuto al moto ondoso; essa lambendo la costa per lunghi tratti, in definitiva, determina una circolazione in senso rotatorio tra la riva e il largo, circolazione dovuta al fatto che, in presenza di onde oblique l'apporto di massa non è compensato da una corrente di ritorno così come avviene per l'onda frontale.

All'azione di queste due correnti si deve aggiungere l'effetto delle correnti di espansione laterale dovuta alla rifrazione e alla diffrazione del moto ondoso.

Nell'ipotesi di riva stabile, rettilinea, indefinita e senza ostacoli i parametriche entrano in gioco sono, da un lato, quelli relativi all'onda incidente (altezza, lunghezza, ripidità angolo d'incidenza) e, dall'altro, quelli che caratterizzano i materiali (granulometria, peso specifico, forma). Particolare attenzione merita l'influenza dell'angolo di incidenza  $\alpha_0$  (Blosset) e la ripidità  $\alpha_\phi$  (Sauville) dell'onda al largo.

I risultati ottenuti mostrano che il trasporto litoraneo longitudinale, nullo nel caso di incidenza  $\alpha_0 = 0$ , raggiunge la massima intensità per valori di  $\alpha_0 = 65^\circ$ . Per valori di  $\alpha_0$  maggiori di  $65^\circ$  il regime di trasporto diventa instabile.

Il termine *longshore drift* indica il trasporto del sedimento nella zona litoranea sotto l'azione delle onde e delle correnti. La velocità alla quale la corrente *longshore* si muove parallelamente alla riva è la velocità di trasporto lungoriva ed è stata definita dall'espressione di Longuet – Higgins. Per questo trasporto lungoriva due sono i possibili versi del moto: da destra o da sinistra per cui la portata solida dovuta alla corrente lungoriva nel complesso sarà la somma dei due valori di portata da destra verso sinistra e da sinistra verso destra. Il contributo netto sarà quindi dato da

$$Q_n = Q_{ri} - Q_{le} \quad [2.14]$$

Per conoscere i valori di  $Q_n$  si possono utilizzare i seguenti metodi:

- il trasporto lungoriva in un tratto di costa eroso e in cui le condizioni naturali sono state modificate viene assunto pari a quello misurabile dal bilancio dei sedimenti in un tratto vicino in cui non vi sono state variazioni delle condizioni naturali;
- il trasporto viene desunto da misurazioni eseguite sulle variazioni storiche riportate in cartografia;
- se i metodi indicati in precedenza non sono praticabili si possono ricavare indicazioni sul trasporto partendo dalla valutazione delle caratteristiche dell'onda e dalla componente lungoriva del flusso di energia  $P$  che viene rapportata alla quantità trasportata  $Q$  tramite relazioni di carattere sperimentale;
- un quarto metodo è quello che permette di stimare la quantità di trasporto lungoriva desumendola dall'altezza media annuale del frangente vicino alla riva.

Se si dispone della sezioni della costa in due differenti tempi il calcolo dei volumi può essere sviluppato con il metodo delle sezioni ragguagliate. Normalmente però si dispone al massimo della variazione nel tempo della linea di costa per cui il calcolo dei volumi si può desumere moltiplicando l'area della superficie tra le due linee di costa per 6-8 mc/mq, dove il valore 6 si assume per intensità del moto ondoso normale e 8 per intensità del moto ondoso severa. Il flusso di energia dell'onda può essere espresso con la formula S.P.M.

$$Pl = \rho * g * H^2 * C_g * \sin(2 * \alpha) / 16 \quad [2.15]$$

Nella zona dei frangenti l'espressione precedente si può scrivere nel modo seguente:

$$Pls = \rho * g * H_b^2 * C_g * \sin(2 * \alpha_b) / 16 \quad [2.16]$$

in cui  $C_g$  è la celerità del gruppo di onde.

La velocità del gruppo di onde  $C_g$  si può porre pari con la velocità di fase al frangimento dell'onda lineare o dell'onda solitaria

$$C = gT / (2 * \pi) * \tanh(2 * \pi * d / L) \quad [2.17]$$

o

$$C = [g * (H + d)]^{0.5} \quad [2.18]$$

Per entrambe le equazioni si assume  $d = 1.28 H_b$ .

Ponendo  $C_g = C$  si ha

$$Pls = \rho * g * H_b^2 * C_g * \sin(2 * \alpha_b) / 16 \quad [2.19]$$

dove i valori di  $H_b$  e  $\alpha_b$  sono i valori al frangimento e  $C$  è la celerità. L'equazione suddetta è valida solo se vi è un treno d'onde caratterizzato da un periodo e un'altezza

costanti. Nel caso di onde reali la varietà delle altezze d'onda è descritta da distribuzioni statistiche tra le quali quella che ben rappresenta tale variazione è la distribuzione di Rayleigh. Per questa distribuzione la corretta altezza d'onda da usare nelle equazioni precedentemente descritte è il valore quadratico medio delle onde presenti  $H_{rms}$ . Il valore di Pls è approssimativamente il doppio del valore esatto del flusso di energia per le altezze d'onda sinusoidali descritte dalla distribuzione di Rayleigh.

La correlazione fra le quantità Q di sedimento trasportato lungoriva e il flusso Pls è stata ricavata empiricamente da misurazioni in campo da diversi Autori. L'espressione che lega Q e Pls è la seguente

$$Q = (K * Pls) / [(ps - \rho) * g * a'] \quad [2.20]$$

dove K è un coefficiente dimensionale,  $(ps - \rho)$  è il peso del trasporto immerso e  $a'$  la porosità della sabbia. Il valore di  $K = 0.39$  e il valore di  $a' = 0.60$ .

Una formula ancora più semplice è la seguente:

$$Q \text{ (mc/yr)} = 1290 * Pls \quad [2.21]$$

in cui Pls deve essere espresso in  $J/(m * sec)$ . Anche l'espressione di Galvin è un'espressione estremamente semplice da utilizzare per cui

$$Q = 1.646 * 10^6 * H_b^2 \quad [2.22]$$

in cui  $H_b$  è espresso in m e Q in mc/yr.

## **2.9. CLIMA ONDOSO NELLE APPLICAZIONI NUMERICHE DI DINAMICA COSTIERA**

L'applicazione dei metodi di calcolo o dei modelli matematico-numerici sui problemi di dinamica e morfodinamica costiera richiede la preliminare conoscenza delle caratteristiche ondose, quali azioni forzanti di analisi, da inserire come dati di ingresso. Precisamente il dato iniziale può consistere o in un'unica azione ondosa, oppure in una sequenza di più azioni ondose diverse (di numero più o meno ridotto) di cui vengono sovrapposti i relativi effetti.

L'analisi dinamica della stabilità di coste e spiagge può essere di due tipi: di breve o di lungo termine. Nel breve termine si tratta di studiare i mutamenti subiti dai profili della spiaggia nel corso ad esempio di un'unica mareggiata, quindi al trascorrere di poche ore o al massimo di qualche giorno. Un tale singolo evento produce trasformazioni sulle spiagge generalmente di carattere momentaneo, anche se esse possono essere cospicue e recuperabili a volte molto lentamente (o al limite non proprio completamente fino alla situazione preesistente).

Al contrario nel lungo termine si tratta di esaminare quello che avviene sul litorale al trascorrere di interi cicli stagionali o meglio annuali.

Durante questi ultimi lunghi intervalli di tempo le spiagge sono sottoposte all'azione di parecchie condizioni diverse del mare. Le trasformazioni subite in tal caso dalle spiagge hanno carattere abbastanza duraturo, ed esse rientrano nella generale tendenza evolutiva del litorale stesso.

Ai due tipi di analisi delle spiagge descritti sopra, risultano associate, ai fini delle applicazioni matematico-numeriche, caratteristiche ondose forzanti ovviamente di diverso tipo.

Nell'analisi delle spiagge nel breve termine si fa riferimento, come già detto, alla durata di un'unica mareggiata. Essa può essere rappresentata da uno specifico evento realmente avvenuto oppure, in mancanza del dettaglio di specifici eventi o nel caso di un esame più generale degli effetti delle mareggiate, si può far riferimento ad eventi ondosi fittizi con caratteristiche estratte dalla tipologia ondosa della mareggiata o del settore direzionale considerato.

Quindi la condizione ondosa da utilizzare come dato forzante d'ingresso nel metodo di calcolo utilizzato per l'analisi, va ottenuto o direttamente dagli elementi ondosi che si sono manifestati nel corso dello specifico evento indagato oppure dagli elementi ondosi in possesso riguardo al settore direzionale preso in esame. I dati d'ingresso così ottenuti saranno costituiti proprio dalla sequenza temporale dei valori ondosi rilevati nel corso della specifica mareggiata reale, oppure dai valori relativi ad una condizione ondosa fittizia, scelta a rappresentare le caratteristiche ondose della specifica mareggiata o in generale del settore direzionale esaminato. Le caratteristiche ondose introdotte in tal caso nell'analisi avranno intensità proporzionale a quella del fenomeno ondoso da riprodurre (in genere alte), direzione e durata (dell'ordine di ore o al massimo giorni) compatibili con quelle dell'evento stesso.

Quando ci si riferisce invece ad un'analisi di lungo termine, le condizioni ondose che si succedono nel corso di un simile intervallo di tempo sono numerose e soprattutto diverse in intensità, direzione, durata e frequenza. Il loro complesso insieme va a costituire il cosiddetto regime (o clima) ondoso del paraggio marino esaminato: in esso ad ogni tipo di onda, individuata entro predeterminate classi di intensità e direzione di provenienza, risulta associato il valore della rispettiva frequenza (assoluta o relativa). Ne consegue che le onde che costituiscono il regime sono abbastanza numerose e di caratteristiche differenti. La possibilità di riprodurre, nelle applicazioni dei metodi o dei modelli di studio di dinamica costiera, la completa sequenza di tutte le ondatazioni che si

sono effettivamente succedute nel regime medio, singolarmente e separatamente in successione l'una dopo l'altra, diventa troppo onerosa ed improponibile. In alternativa, per semplificare le simulazioni di calcolo, si cerca di utilizzare un'unica condizione ondosa fittizia (o al più la sovrapposizione in sequenza di una serie, molto ridotta, di singole onde) quale dato forzante di ingresso. Tale onda fittizia, considerata agente sul litorale in maniera continuativa per una durata di tempo paragonabile al lungo periodo dell'analisi (dell'ordine dei giorni, dei mesi o degli anni), deve essere in grado di riprodurre, nella simulazione di calcolo, effetti analoghi a quelli realmente prodotti sulla spiaggia, durante il lungo periodo di tempo dell'analisi nel prototipo, da tutte le azioni ondose (del regime medio relativo a quel paraggio) realmente succedutesi in tale intervallo temporale. Come detto tale onda fittizia (unica o in alternativa la successione di una serie ridotta di onde), dovendo rappresentare un clima ondoso medio su un lungo periodo di tempo, viene riprodotto nelle simulazioni agente continuativamente e costantemente su durate di tempo anch'esse lunghe. Per cui essa è in genere contraddistinta da valori relativamente bassi di intensità (altezza e periodo) e da una direzione di provenienza simile a quella della traversia principale o prevalente del paraggio costiero indagato.

Nel gergo tecnico le onde fittizie in genere prendono il nome di “onde equivalenti”, in particolare quelle relative alle analisi di lungo termine dei processi costieri si dicono anche “onde modellatrici” o “onde morfologiche”.

Nel caso di utilizzare come onda equivalente una sequenza di più onde (al posto di un'unica singola) nasce anche il problema di stabilire l'ordine migliore per la riproduzione della loro successione.

Gli effetti costieri riprodotti, infatti, possono differire anche in base alla differente sequenza con cui si fanno agire le singole onde. Le combinazioni possibili delle successioni delle singole onde possono anche diventare molto numerose ed il loro numero si amplifica notevolmente aumentando quello delle onde da riprodurre. Quindi, oltre alle altre grandezze caratteristiche delle singole onde (altezza, periodo, direzione di provenienza e durata), anche l'ordine delle onde multiple da simulare costituisce un ulteriore parametro da dover scegliere per la migliore riproduzione degli effetti reali.

Inoltre per stabilire nella maniera più corretta quale onda fittizia risulti adeguata, come dato di ingresso, all'applicazione del metodo di calcolo o del modello di analisi utilizzato, risulta essenziale che l'applicatore curi una preventiva procedura di taratura del metodo (o modello) di simulazione in questione. Essa va condotta nel tentativo di

riprodurre effetti confrontabili con quelli realmente verificatisi nel tratto di spiaggia preso in esame, utilizzando onde fittizie di tentativo.

L'azione ondosa fittizia che risulta fornire il miglior adattamento (degli effetti simulati con quelli reali) rappresenta quella più idonea da utilizzare con tale procedimento di calcolo (o modello) e sul tratto di costa in esame. Ovviamente tale procedura di taratura andrà ripetuta ogniqualevolta si applica un nuovo metodo o si cambia il litorale di indagine. Questo criterio di scelta dell'onda fittizia equivalente vale sia per le analisi delle spiagge di lungo termine sia nel caso delle analisi di breve termine.

Tale fase di taratura viene preceduta dalla preliminare fase di calcolo delle onde fittizie di primo tentativo (da sottoporre alla definitiva taratura del modello utilizzato). Queste vengono ricavate a partire dalla tipologia della mareggiata indagata nel caso dell'analisi di breve termine oppure dai regimi ondosi medi nel caso dell'analisi di lungo termine. In quest'ultimo caso per impostare il calcolo dell'equivalenza ci si può riferire a diversi aspetti si può ricorrere ad esempio ai metodi sintetizzati di seguito:

- 1) ***intensità ondosa equivalente al largo*** (l'onda equivalente di primo tentativo viene individuata, sia come altezza sia come direzione, tramite la media pesata delle stesse grandezze, relative alle singole onde componenti il regime medio, in base alla loro frequenza);
- 2) ***energia ondosa di riva equivalente*** (l'onda modellatrice è determinata in modo che la sua energia a riva, in particolare al frangimento, sia pari a quella delle singole onde del regime medio);
- 3) ***trasporto solido equivalente*** (l'onda morfologica viene determinata in modo che il suo trasporto solido lungo costa sia pari a quello prodotto da tutte le singole onde del regime medio).

Una volta che sono state individuate (dopo il calcolo dell'onda fittizia di primo tentativo e dopo aver effettuato i tentativi delle operazioni di taratura del procedimento di analisi costiera) le caratteristiche dell'onda equivalente più adatta da utilizzare nel metodo (o modello) di calcolo di dinamica costiera, rimane il problema di dover scegliere le opportune grandezze ondose (per esempio spettrali, medie, significative, di picco, di onda sinusoidale, regolare, ecc.) che lo rappresentano.

Esse devono essere adeguate a quelle richieste dal procedimento analitico-numerico in questione. Comunque può essere sempre effettuata una conversione dall'uno all'altro tipo di grandezza. Una grossa distinzione può essere fatta anzitutto tra l'utilizzo delle caratteristiche delle onde sinusoidali o regolari e di quelle statistiche spettrali delle onde irregolari casuali.

Comunque ogni modello (o metodo di calcolo) richiede l'utilizzo di un tipo diverso di grandezza ondosa. Perciò sembra utile raccogliere, nel breve schema riassuntivo della tabella seguente, alcune delle grandezze ondose (altezza, periodo e direzione) richieste da alcuni dei più comuni modelli (o metodi) di calcolo su argomenti di dinamica costiera.

Segue infine un breve schema delle formule da utilizzare, in mancanza di informazioni specifiche, per la conversione di un tipo di altezza ondosa o periodo ad uno diverso, relativamente alla stessa condizione ondosa. Quanto riportato è fatto nell'ipotesi di validità della distribuzione di Rayleigh per le altezze e secondo le indicazioni delle "Istruzioni tecniche per la progettazione delle dighe frangiflutti", elaborate da una commissione ministeriale di tecnici nel 1994, per i periodi:

$$H_s = H_{1/3} = 1.41 \cdot H_{rms} = (1/0,63) H_m = (1/1,27) H_{1/10} = (1/1,67) H_{1/100} = (1/1,80) H_{1/250}$$

$$T_s = T_p(1,13,1,07) = T_{01}/(0,88,0,90) = T_m/(0,88,0,90) = T_{02}/(0,84,0,86) = T_z/(0,84,0,86)$$

ove sono stati adottati ovviamente i simboli di uso comune ed universalmente standardizzati a livello scientifico per rappresentare le diverse grandezze ondose di altezza e periodo più note.

<i>metodo di calcolo o modello matematico</i>	<i>Altezza ondosa richiesta</i>	<i>Periodo ondoso richiesto</i>	<i>direzionewondosa richiesta</i>
piani di rifrazione	di onda regolare	di onda regolare	di onda regolare
metodo flusso energia (formule CERC)	di onda sinusoidale	di onda sinusoidale	di onda sinusoidale
formula profilo trasv. <i>Dean</i>	dipendente solo	dalla granulometria	del sedimento $D_{50}$
evoluz. ripasc. <i>Dean</i>	di onda sinusoidale	di onda sinusoidale	di onda sinusoidale
profondità limite di <i>Hallermeier</i>	$(H_s)_{12 \text{ ore/anno}}$	$T_s$	—
formula trasporto <i>Kamphuis</i>	$H_s$	$T_p$	media o picco
modello <i>Battjes e Janssen</i>	$H_{rms}$	$T_{01}$	—
modello sul profilo trasv. <i>Nishimura e Sunamura</i>	di onda sinusoidale	di onda sinusoidale	—
evoluz. profilo trasv. <i>Van der Meer</i>	$H_s$	$T_z = T_{02}$	—
modello <i>ARIES</i>	$H_s$ (regime medio)	$T_p$	picco (con $s=75$ )
modello spettrale <i>A.F.S.</i> (con forma spettrale <i>Carter</i> )	$H_s$	$T_z = T_{02}$	media d'assieme

**Figura 4 – Caratteristiche ondose richieste da alcuni modelli di dinamica costiera**



### 3. CONFIGURAZIONE DELLE SOLUZIONI OGGETTO DI VERIFICA ED ELABORAZIONE DATI SEDIMENTOLOGICI

#### 3.1. CONFIGURAZIONI SIMULATE

Il tratto di costa oggetto dello studio si trova nel territorio di Vibo Marina.

In primo luogo si è individuato il paraggio interessato dal tratto di costa in esame e si è verificato che tale paraggio si estende da 285° N a 60° N.

L'ampiezza complessiva del paraggio è pari a 135°. Nella figura seguente sono riportati i *fetches* geografici relativi alla corografia del paraggio, determinati ad intervalli di 5° rispetto al Nord ed espressi numericamente in km.

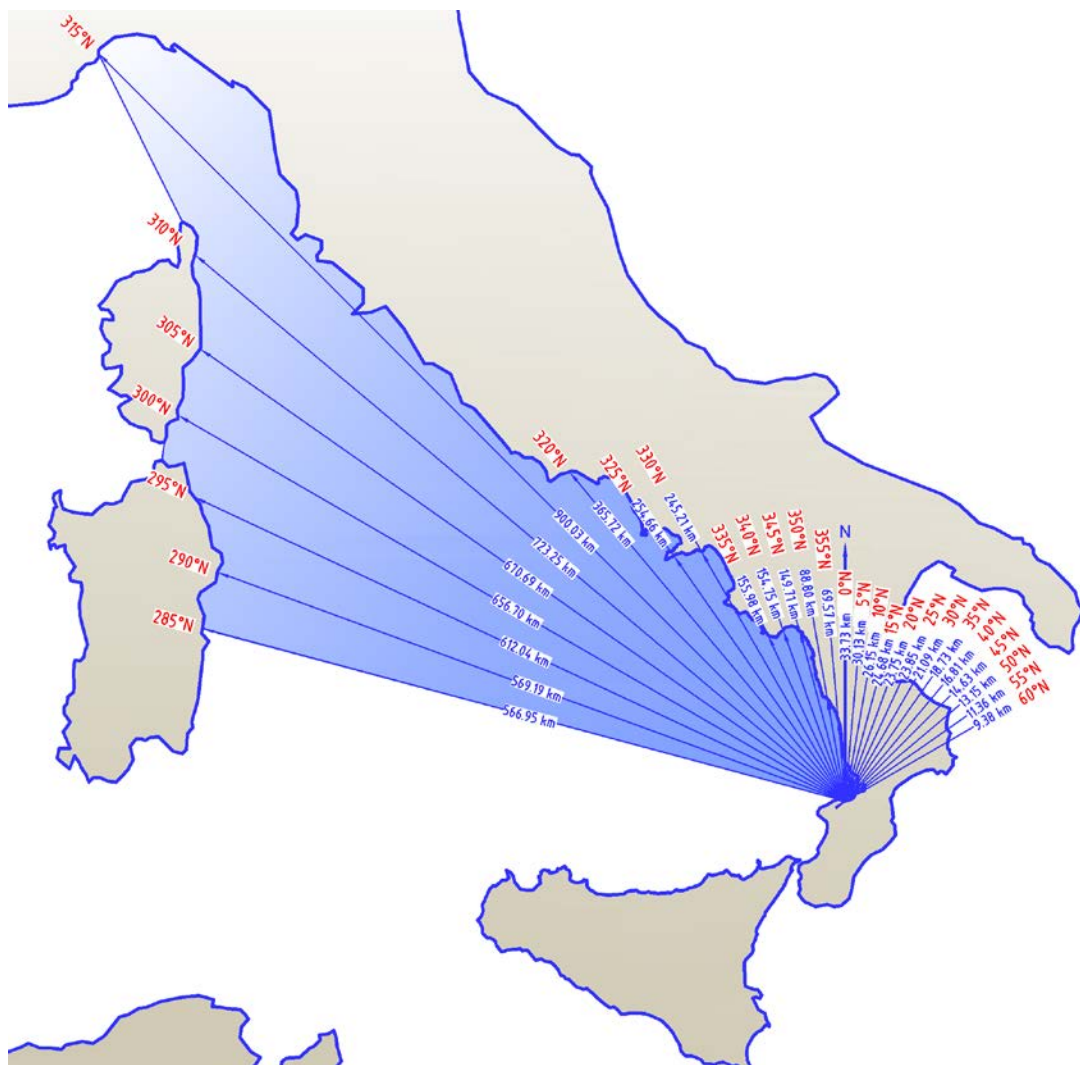


Figura 5 – Fetches geografici relativi al paraggio di Vibo Marina

La modellazione è stata effettuata per le seguenti casistiche:

- stato di fatto;

- **configurazione di progetto definitivo per il quartiere Pennello, in linea con quanto previsto dal Master Plan dell'erosione costiera.**

In particolare il Master Plan dell'erosione costiera prevede in località Pennello la costruzione di una barriera posizionata in linea con la testa del pennello realizzato dalla Provincia Regionale di Vibo Valentia. Inoltre si prevede il salpamento della barriera soffolta e di quella radente poste all'interno dell'area delimitata dai due pennelli.

### 3.2. **CONSIDERAZIONI GENERALI SULL'ELABORAZIONE DEI DATI SEDIMENTOLOGICI**

Il prelievo ad analisi dei campioni è stato eseguito in base alle prescrizioni delle linee guida per la progettazione ed esecuzione degli interventi dell'accordo di programma quadro della Regione Calabria.

I parametri sedimentologici statistici sono stati presi in considerazione i seguenti:

- $Q_{D\phi}$  *deviazione interquartile* come misura della dispersione
- $S_0$  in mm coefficiente di cernita di TRASK da confrontare con il coefficiente di cernita  $\sigma_\phi$ .
- *Media*  $M_\phi$  che rappresenta la media delle dimensioni le classi granulometriche.
- *Mediana*  $D_{50}$  dimensione dei granuli in mm al centro della distribuzione.
- *Moda* che rappresenta il diametro più frequente delle particelle
- *Cernita*  $\sigma_\phi$  inteso come la diffusione della distribuzione granulometrica intorno alla media indicazione del grado di elaborazione del sedimento ed indice della capacità di selezione del mezzo di trasporto nell'ambiente. Esprime anche la forza della selezione correntometrica.
- *Asimmetria*  $SK_\phi$  che indica l'omogeneità della popolazione granulometrica e cioè la sua distribuzione rispetto al baricentro della curva di distribuzione.
- *Kurtosi*  $Kr$  che misura l'appuntimento della curva di frequenza e confronta il rapporto tra la dispersione nella parte centrale e la dispersione nei settori periferici della curva. Le analisi granulometriche sono state eseguite in unità  $\Phi = -\log_2 D_{mm}$ .

I dati delle analisi granulometriche sono stati utilizzati per la costruzione di:

- **curve granulometriche cumulative** su diagrammi con ordinata in scala gaussiana e ascissa in scala logaritmica. Da queste curve sono stati ricavati gli indici statistici attraverso una stima dei percentili espressi in  $\Phi$  cologaritmo in base 2 del diametro massimo dei grani.

I percentili esprimono le dimensioni in  $\Phi$  corrispondenti a sette valori percentuali 5%, 16%, 25%, 50%, 75%, 84%, 95% rappresentano in sintesi la distribuzione granulometrica dei grani.

- **istogrammi di frequenza** sono costituiti riportando in ascissa i valori di  $\Phi$  e in ordinata il valore della percentuale in peso corrispondente ad ogni valore di  $\Phi$ .

La conoscenza dei percentili consente di determinare i parametri statistici:

- **Mean size** (Diametro medio) rappresenta il valore medio di dimensione in grani corrispondente alla parte centrale della curva e si calcola con la relazione secondo la Teoria di Folk e Ward (1957)

$$M_z = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84})/3$$

- **Median** (Mediana) rappresenta la dimensione dei grani corrispondente al valore al 50% della curva cumulativa.
- **Moda** è il diametro particellare più frequente, indicato dal punto più ripido della curva cumulativa o dal punto più alto della frequenza;
- **Standard Deviation** (Classazione) è la diffusione della distribuzione intorno alla media, indica cioè quanto la distribuzione granulometrica si discosta dalla media; esprime l'ampiezza dello spettro dimensionale, ovvero se il sedimento è costituito da poche o da molte classi granulometriche. Mediante tale parametro si esprimono sia i processi selettivi operati dal mezzo di trasporto e di sedimentazione che il grado di mescolamento di sedimenti di diversa origine. La classazione esprime la capacità di prelevare e/o depositare i granuli depositando quelli di dimensioni più grossolane e trasportando quelli più sottili.

Il valore di questo parametro è dato dalla seguente relazione

$$\sigma_{\Phi} = (\Phi_{84} - \Phi_{16})/4 + (\Phi_{95} - \Phi_5)/6$$

- Lo **Skewness** (Asimmetria) evidenzia l'omogeneità della popolazione granulometrica cioè se i valori sono distribuiti equamente da una parte e dall'altra rispetto alla posizione centrale o baricentro della curva. Indica cioè la concentrazione di sedimento verso classi granulometriche di dimensioni maggiori o minori (asimmetria negativa o positiva). Se il segno è positivo la curva ha una coda verso i diametri sottili mentre se il segno è negativo la curva ha una coda verso i diametri grossolani.

L'asimmetria è dovuta ad aggiunte o sottrazioni di materiale nelle code della curva granulometrica originaria. Ad esempio, nelle sabbie di fiume o di duna l'asimmetria è generalmente positiva (coda di materiale fine); infatti i due mezzi di trasporto (fiume e vento) sono in grado di trasportare sedimenti molto sottili

ma non sedimenti grossolani, mentre nelle sabbie di spiaggia l'asimmetria è generalmente negativa (coda di materiale grossolano) per l'allontanamento delle frazioni sottili da parte del moto ondoso.

Tale parametro è determinato con la seguente relazione:

$$S_k = (\Phi_6 + \Phi_{84} + 2\Phi_{50}) / (2 * (\Phi_{84} - \Phi_{16})) + (\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}) / (2 * (\Phi_{95} - \Phi_5))$$

- La **Kurtosis** (Appuntimento) indica la relazione tra il classamento della parte centrale e quello delle parti periferiche della curva di distribuzione granulometrica e viene determinato con la seguente relazione

$$K_g = (\Phi_{95} - \Phi_5) / (2.44 * (\Phi_{75} - \Phi_{25}))$$

### 3.3. CLASSIFICAZIONE DEI SEDIMENTI

La **classazione**  $\sigma_\Phi$  indica, in termini di energia, la variazione di energia cinetica e in definitiva la capacità selettiva dell'agente di trasporto. Tale parametro rivela l'effettiva capacità selettiva dell'agente di trasporto, evidenziato anche da un certo grado di mescolamento dei sedimenti. In altri termini la classazione esprime la capacità da parte del mezzo di trasporto di prelevare o depositare granuli di dimensioni poco variabili, lasciando indietro o portando più avanti quelli più grossolani e quelli più fini.

La classificazione proposta da Folk & Ward (1957) indica le seguenti capacità selettive:

$\sigma < 0.35$	classazione altissima
$0.35 < \sigma < 0.50$	classazione alta
$0.50 < \sigma < 1.00$	classazione media
$1.00 < \sigma < 2.00$	classazione scarsa
$\sigma > 2.00$	classazione scarsissima

L'**asimmetria**  $S_k$  indica l'omogeneità di una popolazione di granuli. Essa risulta negativa per code o prevalenze di materiali grossolani rispetto alla moda, mentre risulta positiva per eccesso di materiali fini. In termini di energia cinetica, la tendenza verso valori più bassi dell'asimmetria indica un aumento dell'energia, mentre al contrario la tendenza verso valori più alti indica la tendenza ad una diminuzione di energia. Nella tabella sono indicati i valori limite e l'omogeneità:

$-1.00 < S_k < -0.30$	molto negativo
$-0.30 < S_k < -0.10$	negativo
$-0.10 < S_k < 0.10$	simmetrico

$0.10 < S_k < 0.30$	positivo
$0.30 < S_k < 1.00$	molto positivo

I valori di ***Curtosi***  $K_g$  sono da mettere in relazione con la forma generalmente poco appuntita delle curve di frequenza. Si riportano i valori limite e i vari tipi di curve:

$K_g < 0.67$	molto platicurtiche
$0.67 < K_g < 0.90$	platicurtiche
$0.90 < K_g < 1.11$	mesocurtiche
$1.11 < K_g < 1.50$	leptocurtiche
$1.50 < K_g < 3.00$	molto leptocurtiche

Infine i valori del diametro medio e mediana possono essere suddivisi in sei classi principali:

I classe	- $3\Phi$ - $2\Phi$
II classe	- $2\Phi$ - $\Phi$
III classe	- $\Phi$ - 0,00
IV classe	0,00 - $\Phi$
V classe	$\Phi$ - $2\Phi$
VI classe	$2\Phi$ - $3\Phi$

### 3.3.1. ELABORAZIONE DATI SEDIMENTOLOGICI RILEVATI

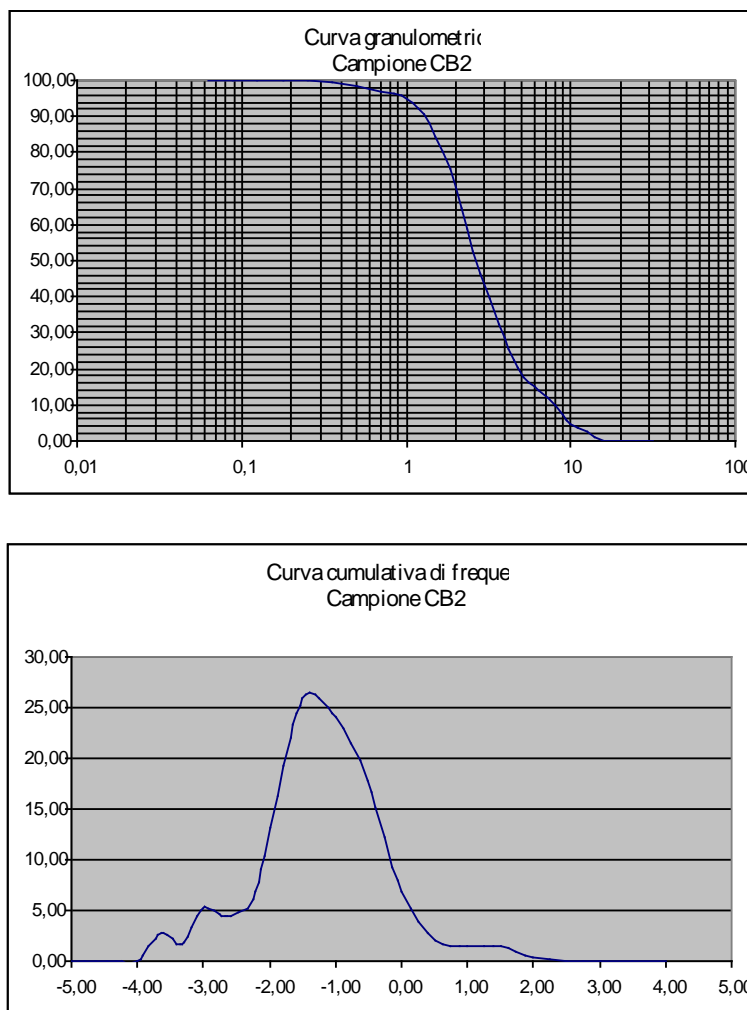
Al fine di esporre in modo organico e sequenziale le caratteristiche misurate sui campioni si procederà da ovest verso est, per cui saranno esaminati in ordine i campioni CB2, CS4 e CS3 che individuano il Transetto Ovest ed i campioni CB1, CS2 e CS1 che individuano il Transetto Est. A parte verranno esposte le risultanze della campagna di indagini condotta dalla Nautilus<sup>1</sup>

---

▪ <sup>1</sup> Campagna d'indagine topografica, batimetrica e sedimentologica lungo il litorale del quartiere Pennello in località Vibo Marina – redatto per conto del Provincia Regionale di Vibo Valentia dalla NAUTILUS Soc. Coop. a.r.l. come studio di supporto alla progettazione dell'*Intervento per la mitigazione del rischio di erosione a protezione del quartiere Pennello in Località Vibo Marina* (2004).

TRANSETTO OVEST - SPIAGGIA EMERSA - CAMPIONE CB2 - ELABORAZIONE

Il campione CB2, prelevato in battigia si presenta a costituzione sabbiosa all'85% con un contenuto minoritario in ghiaietto pari al 14 % circa (vedi curva granulometrica in Figura 6)



**Figura 6 – Diagrammi sedimentologici per il campione CB2**

La curva cumulativa di frequenza mostra una apprezzabile dispersione sia verso classi granulometriche sabbiose grossolane che verso classi più fini con una tendenza centrale moderatamente limitata ad una composizione sabbiosa. La curva della classe preminente si mostra leptocurtica, indice di formazione in ambiente ad elevata energia. Analizzando solo il settore delle classi fini si nota un appiattimento di tipo mesocurtico della curva che potrebbe indicare una sedimentazione temporanea di tali classi che avviene in un episodio abbastanza circoscritti e che poi subiscono un allontanamento, mentre la porzione di sedimento più grossolana, a sinistra della curva, con un carattere più leptocurtico, è stata classata in un ambiente ad alta energia - che potrebbe essere di tipo alluvionale - e poi risedimentato e rimescolato in un ambiente marino.

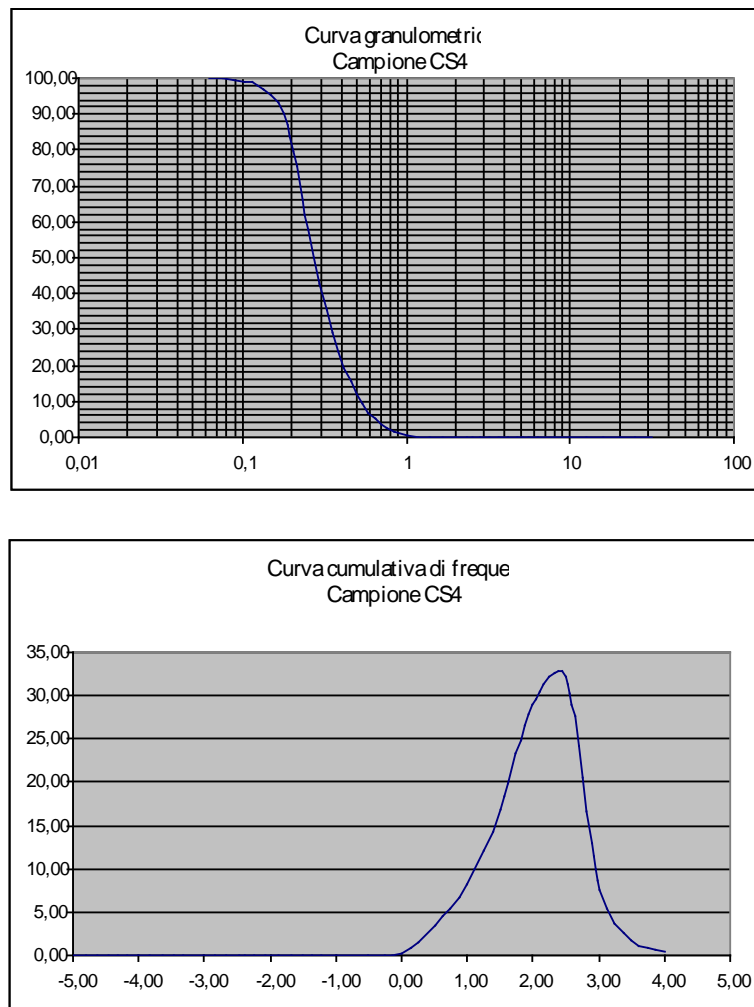
Il sedimento nel complesso si mostra mediocrementemente classato mentre l'asimmetria mostra un carattere disomogeneo con uno spostamento verso sedimenti grossolani. Il sedimento si ritiene generato da un sistema di elevata energia, in cui la frazione fine viene allontanata dalla corrente mentre quella sabbiosa viene ridepositata. A questo si aggiunge un sedimento più grossolano il cui apporto è dovuto ad una dinamica più intensa, individuata nel sistema alluvionale che interessa il settore in studio.

#### TRANSETTO OVEST- SPIAGGIA SOMMERSA - CAMPIONE CS4 - ELABORAZIONE

L'analisi della curva granulometrica indica, per il campione CS4 prelevato ad una profondità di -1,80 m sul l.m.m., una composizione decisamente spostata verso materiali fini con una notevole componente di sabbia. La dispersione è piuttosto contenuta e la curva si mostra leptocurtica. E' presente una leggera coda di materiali fini che denota un sistema ad energia moderata.

Il valore negativo dell'asimmetria è spiegabile considerando il complesso di materiali fini che costituisce il campione per cui una classe sabbiosa leggermente più grossolana rappresenta un materiale a diametro maggiore sulla media. Ed in effetti, guardando le percentuali del sedimento si può dire che è costituito da sabbia fine con presenza percentualmente poco rilevante di sabbia grossolana.

Qui la cernita migliora rispetto al campione precedente anche se la capacità selettiva dell'ambiente rimane mediocre, confermando tuttavia la formazione del campione in un ambiente ad energia leggermente maggiore che nel caso precedente.



**Figura 7– Diagrammi sedimentologici per il CS4**

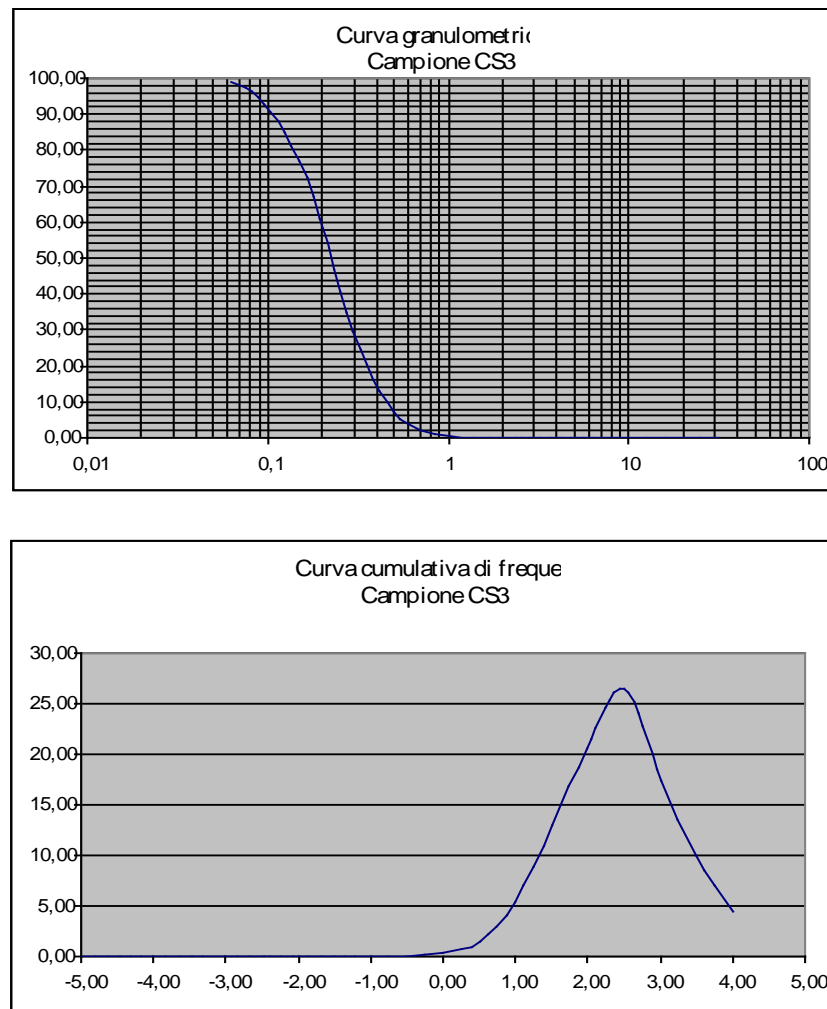
**TRANSETTO OVEST- SPIAGGIA SOMMERSA - CAMPIONE CS3 - ELABORAZIONE**

Il campione CS3, prelevato a –6,30 mt di profondità, presenta sostanzialmente una dispersione analoga al precedente anche se su classi granulometriche più spostate verso materiali più fini.

La composizione a carattere prevalentemente sabbioso, risulta essere relativamente più ricca in silt. Tale circostanza è in linea con le variazioni di batimetria. Il coefficiente di cernita, rimane mediocre ed in linea con il campione CS4.

La curva, che, come la precedente, si presenta leptocurtica e con una dispersione contenuta nel settore centrale, indica che vi è una discreta selezione intorno alla classe delle sabbie, che vengono erose e risedimentate da un sistema definibile ad alta energia e con una vivace dinamica.





**Figura 8 – Diagrammi sedimentologici per il CS3**

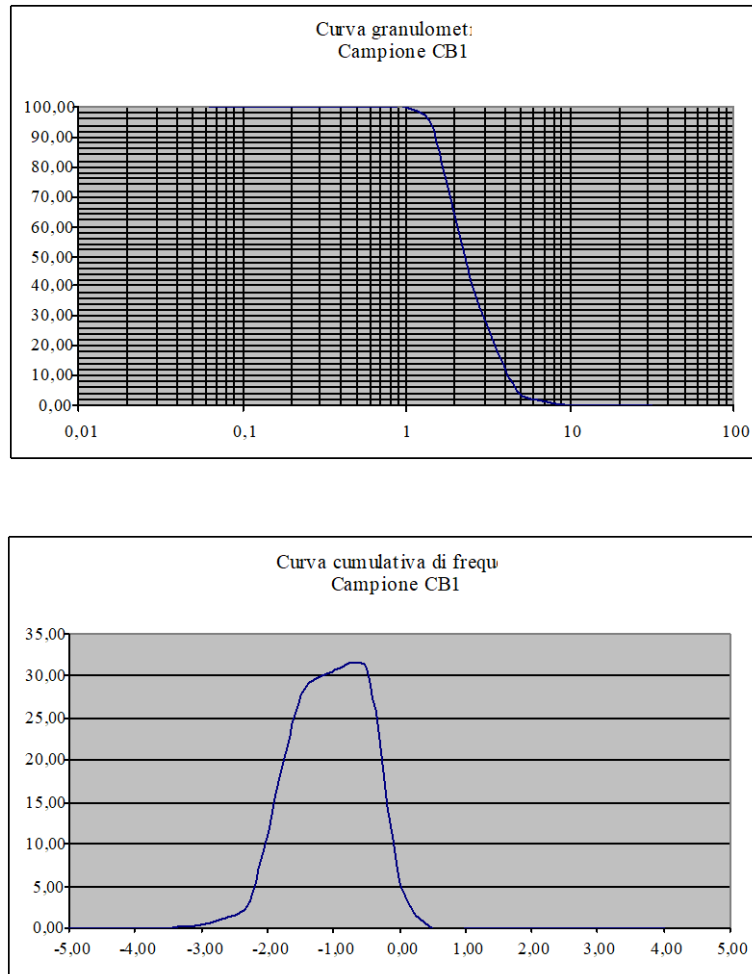
L'analisi nel complesso del transetto costituito dai tre campioni finora considerati, evidenzia un sistema ad energia progressivamente più elevata con il diminuire della profondità che consente l'erosione ed il trasporto e la risedimentazione e quindi redistribuzione dei sedimenti verso batimetrie maggiori.

Tali indicazioni inducono a ritenere che nell'area del primo transetto la zona dei frangenti sia molto estesa ed interessi tutto il fondale.

In battigia tale sistema aumenta la propria energia grazie probabilmente alla dinamica idraulica generata dai sistemi torrentizi presenti lungo il litorale. In profondità, invece, il sistema risulta ancora ad alta energia selettiva ma con una dinamica correntometrica progressivamente minore, come dimostrato dalla presenza di materiali più fini.

#### TRANSETTO EST - SPIAGGIA SOMMERSA - CAMPIONE CB1 - ELABORAZIONE

Il campione CB1 di battigia presenta a composizione prevalentemente sabbiosa con una componente minoritaria di ghiaia.



**Figura 9 – Diagrammi sedimentologici per il CB1**

La curva di frequenza si presenta a carattere più platicurtico con una dispersione maggiore in senso percentuale ma minore in senso granulometrico rispetto al campione CB2, pur mantenendo una notevole simmetria. Si evidenzia una certa omogeneità del campione rispetto al CB2, in cui la media si mantiene intorno a granulometrie leggermente meno grossolane mentre la classazione si presenta discreta ed in linea con il campione CB2.

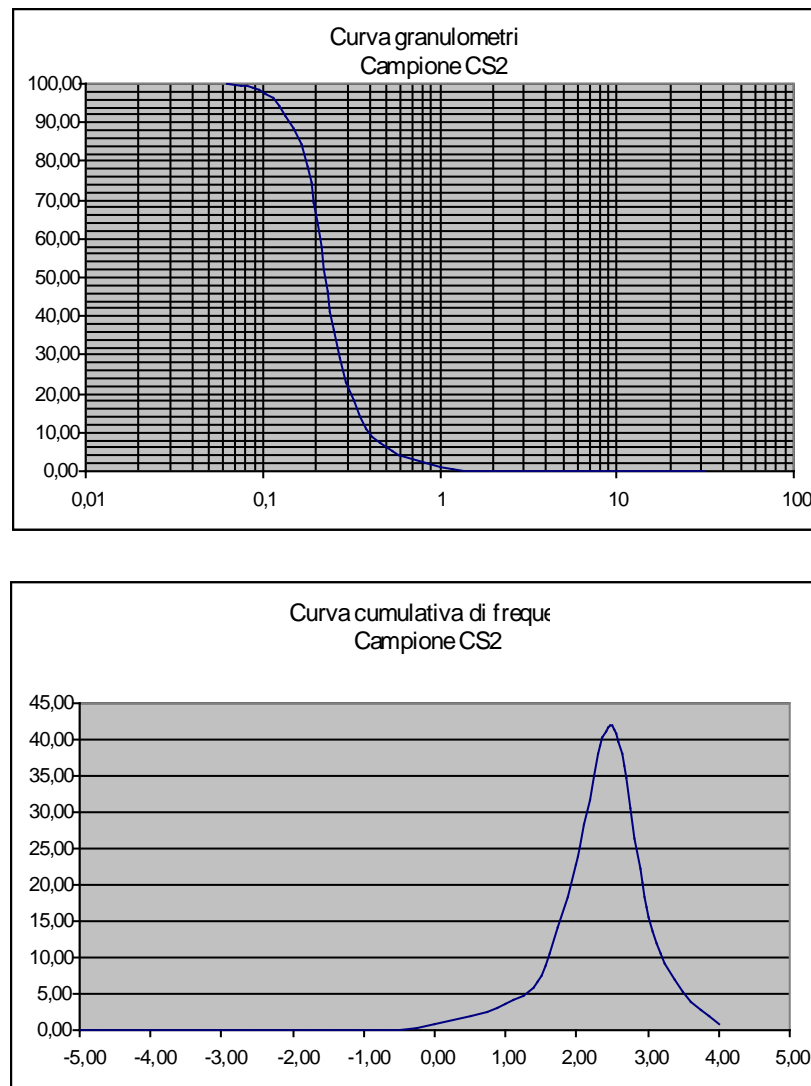
Il campione indica la presenza di un ambiente in cui il sedimento subisce un rimescolamento senza apporto o sottrazione di materiale. In questo aspetto, probabilmente influisce l'ubicazione del luogo di prelievo, fra due barre radenti.

#### TRANSETTO EST - SPIAGGIA SOMMERSA - CAMPIONE CS2 - ELABORAZIONE

Il campione CS2, prelevato a -3,50 mt di profondità, mostra una costituzione quasi esclusivamente sabbiosa fine con una leggera coda di materiali ancora più fini. La

costituzione granulometrica è spostata verso termini piuttosto fini e la media presenta un basso valore.

Anche qui la asimmetria é di poco negativa e l'appuntimento si scosta sensibilmente dallo zero con una curva molto leptocurtica. La classazione indica una discreta capacità selettiva dell'ambiente, maggiore che negli altri campioni studiati nella stessa fascia batimetrica. Questo campione indica dunque un ambiente ad energia più elevata con una dinamica notevole, che deposita prima la sabbia e poi le classi minori.



**Figura 10 – Diagrammi sedimentologici per il CB1**

#### TRANSETTO EST - SPIAGGIA SOMMERSA - CAMPIONE CS1 - ELABORAZIONE

Infine, a completare il transetto est è stato prelevato il campione CS1 ad una profondità di -9,3 mt. Questo campione, pur presentando una granulometria spostata verso classi molto fini, per cui è definibile come una sabbia siltosa; presenta anche una curva piuttosto anomala.

Infatti la sua interpretazione non è agevole ma potrebbe essere spiegata in considerazione che il campione è stato prelevato a circa 250 ml dai lavori di edificazione della barra emersa.

Il valore della classazione è piuttosto elevato e denota un ambiente mediocrementemente selettivo. La curva indica la presenza di materiali grossolani nonostante la dispersione sia contenuta, mentre si presenta aperta verso classi più fini.

Il carattere della curva è leptocurtico ma presenta un'altra piccola bimodalità, per cui si osserva uno spostamento verso caratteri fini ed uno verso caratteri grossolani. L'asimmetria positiva indica la presenza di materiali fini mentre l'andamento della curva indica una dinamica che erode sedimenti fini che vengono poi ridepositati indistintamente.

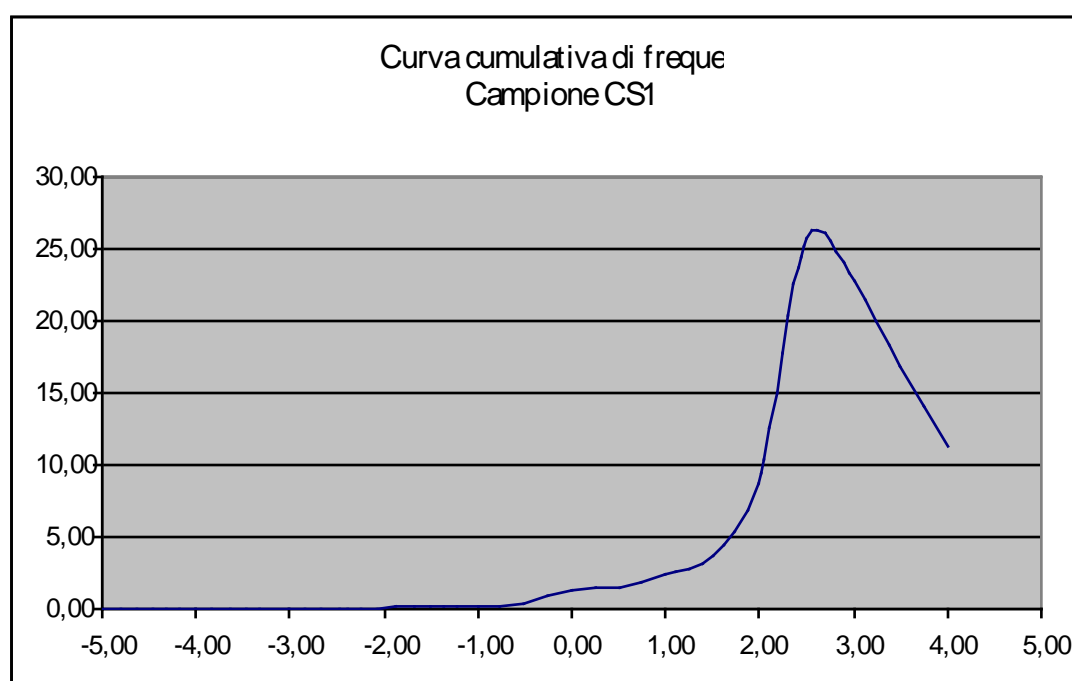


Figura 11 – Diagrammi sedimentologici per il CS1

### 3.3.2. ELABORAZIONE DATI SEDIMENTOLOGICI NAUTILUS

Nella Tabella che segue si riportano i risultati delle elaborazioni dei dati ottenuti dalla campagna di indagini condotta dalla Nautilus.

Nella Tabella sono suddivisi i dati per la spiaggia emersa e per la spiaggia immersa.

Dai dati Nautilus si evince che per la spiaggia emersa si ha un valore del  $D_{50} = 1.50$  mm con una deviazione standard geometrica di 2.19.

Per la spiaggia sommersa i dati rilevati forniscono il valore di  $D_{50} = 0.24$  mm.

I dati Nautilus forniscono un valore di  $D_{50} = 0.32$  mm con una deviazione standard geometrica ricavata in corrispondenza del campione T16(-2.00) pari a 2.28.

In accordo con la relazione [3] si assume per la zona di progetto un valore di  $D_{50} = 0.32$  mm con una deviazione standard geometrica pari a  $\sigma_g = 2.00$  per la spiaggia sommersa e un valore di  $D_{50} = 1.50$  mm con un valore di deviazione standard geometrica pari a  $\sigma_g = 2.00$ .

#### SPIAGGIA EMERSA

<i>Camp.</i>	<i>Median</i>	<i>Median</i>	<i>M.Size</i>	<i>M.Size</i>	<i>Std.Dev.</i>	<i>Skewness</i>	<i>Kurtosis</i>
	Mediana	Mediana	D.med.	D.med.	Class.	Asimmetria	Appunt.
		(mm)		(mm)			

#### DATI RILEVATI

CB1	-1,251	2,380	-1,251	2,380	0,570	0,000	0,900
CB2	-1,401	2,640	-1,566	2,960	0,950	-0,130	1,200

#### DATI NAUTILUS

T12(1.5)	-0,520	1,434	-0,631	1,549	0,730	-0,235	1,182
T12(0.0)	0,047	0,968	0,602	0,659	0,650	-0,260	1,569
T16(1.5)	-0,820	1,765	-0,832	1,780	0,430	0,022	1,017
T16(0.0)	-1,411	2,659	-1,461	2,753	0,381	-0,227	0,905
T20(1.5)	0,103	0,931	0,160	0,895	0,565	0,205	1,086
T20(0.0)	-0,355	1,279	-0,189	1,140	1,076	0,270	0,843
T24(1.5)	-0,193	1,143	-0,146	1,106	0,380	0,100	1,189
T24(0.0)	-1,147	2,215	-1,161	2,236	0,628	-0,033	1,056
T28(1.5)	-0,214	1,160	-0,231	1,174	0,773	0,006	0,925
T28(0.0)	-1,167	2,245	-1,178	2,263	0,596	-0,018	0,851

$$D_{50}(\text{mm}) = 1,58$$

$$D_{84} = -1.387$$

$$D_{16} = 0.020$$

$$D_{84} = 2^{-1.387} = 2.165 \text{ mm}$$

$$D_{16} = 2^{-0.020} = 0.986 \text{ mm}$$

$$\sigma_g = \sqrt{(2.165/0.986)} = 2.19$$

#### SPIAGGIA SOMMERSA

<i>Camp.</i>	<i>Median</i>	<i>Median</i>	<i>M.Size</i>	<i>M.Size</i>	<i>Std.Dev.</i>	<i>Skewness</i>	<i>Kurtosis</i>
	Mediana	Mediana	D.med.	D.med.	Class.	Asimmetria	Appunt.
		(mm)		(mm)			

#### DATI RILEVATI

CS1	2,644	0,160	2,644	0,160	0,890	0,060	1,170
CS2	2,120	0,230	2,059	0,240	0,500	-0,100	1,500
CS3	2,184	0,220	2,184	0,220	0,910	-0,030	0,970
CS4	1,943	0,260	1,786	0,290	0,580	-0,200	1,090

$$D_{50}(\text{mm}) = 0,240$$

#### DATI NAUTILUS

T12(-1)	-1,387	2,615	-0,750	1,682	1,503	0,576	0,991
T12(-2)	-0,645	1,564	-0,704	1,629	0,729	-0,157	1,035
T12(-7)	1,775	0,292	1,733	0,301	0,735	-0,071	0,898

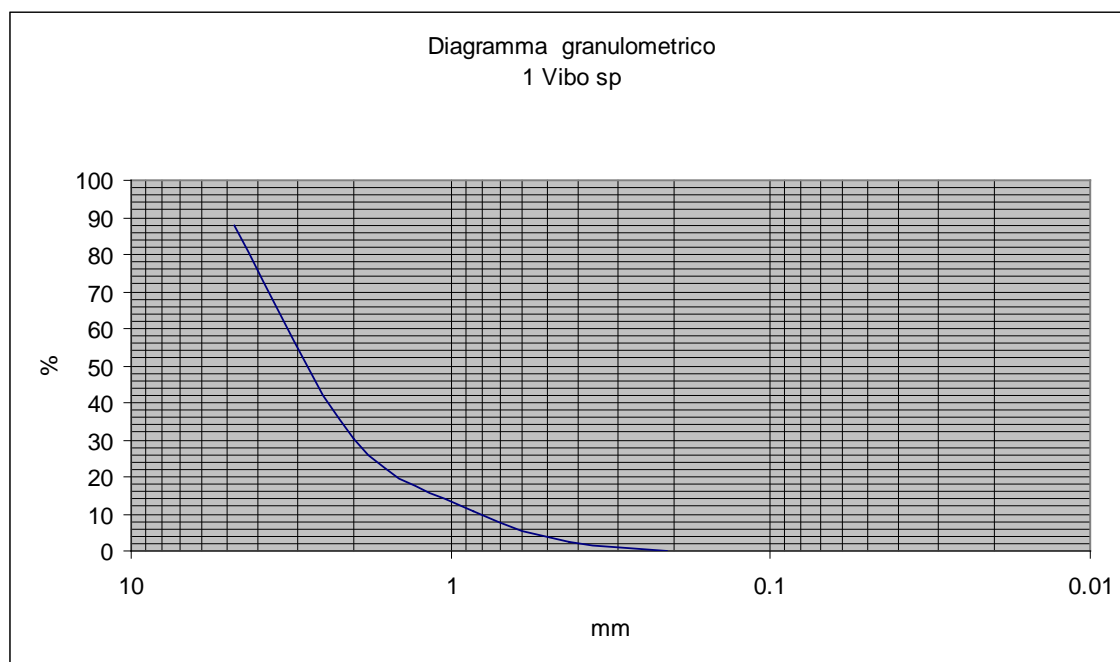
T16(-1)	-0,964	1,951	-0,967	1,955	0,492	-0,022	1,021
T16(-2)	1,675	0,313	1,793	0,289	0,638	0,294	0,778
T16(-7)	2,784	0,145	2,829	0,141	0,864	-0,022	0,860
T20(-1)	-0,875	1,834	-0,827	1,774	0,669	0,106	0,980
T20(-2)	2,106	0,232	2,079	0,237	0,595	-0,108	1,017
T20(-7)	3,083	0,118	3,159	0,112	0,705	0,119	1,002
T24(-1)	-2,387	5,231	-2,283	4,867	0,668	0,252	0,977
T24(-2)	2,450	0,183	2,437	0,185	0,583	-0,024	1,215
T24(-7)	3,168	0,111	3,207	0,108	0,739	-0,011	1,113
T28(-1)	-1,661	3,162	-1,663	3,167	0,620	0,006	1,079
T28(-2)	2,500	0,177	2,476	0,180	0,578	-0,073	1,142
T28(-7)	3,131	0,114	3,169	0,111	0,677	0,047	1,172

-1,00 D50(mm) = 2,96  
-2,00 D50(mm) = 0,49  
-7,00 D50(mm) = 0,16

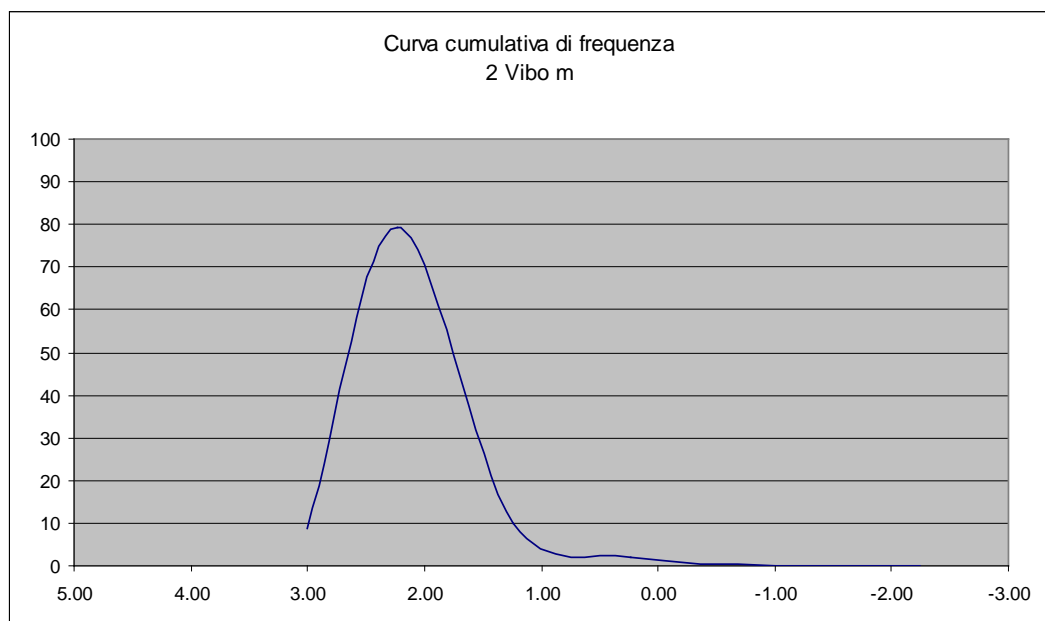
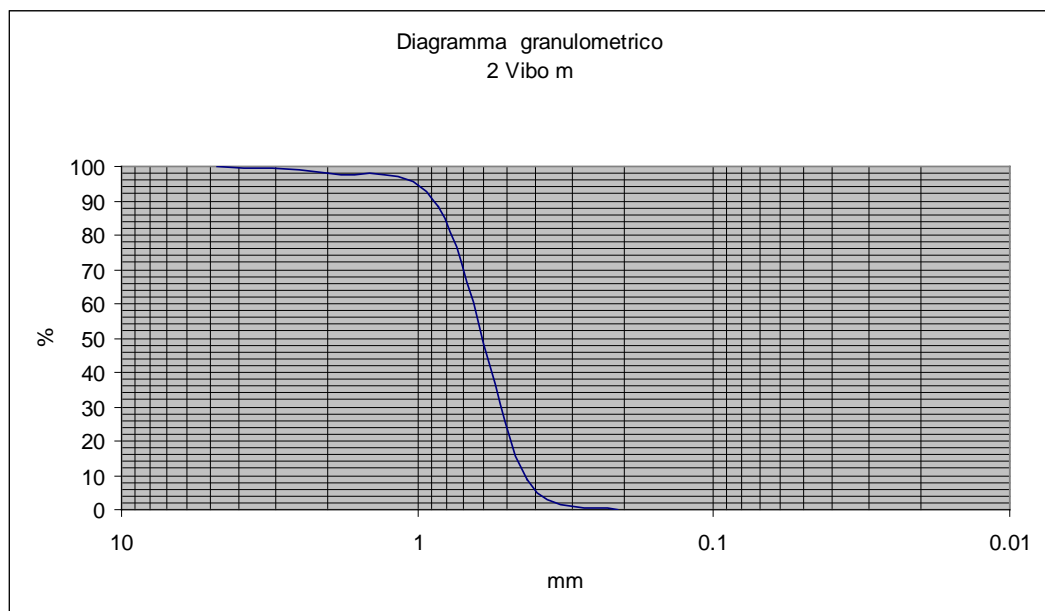
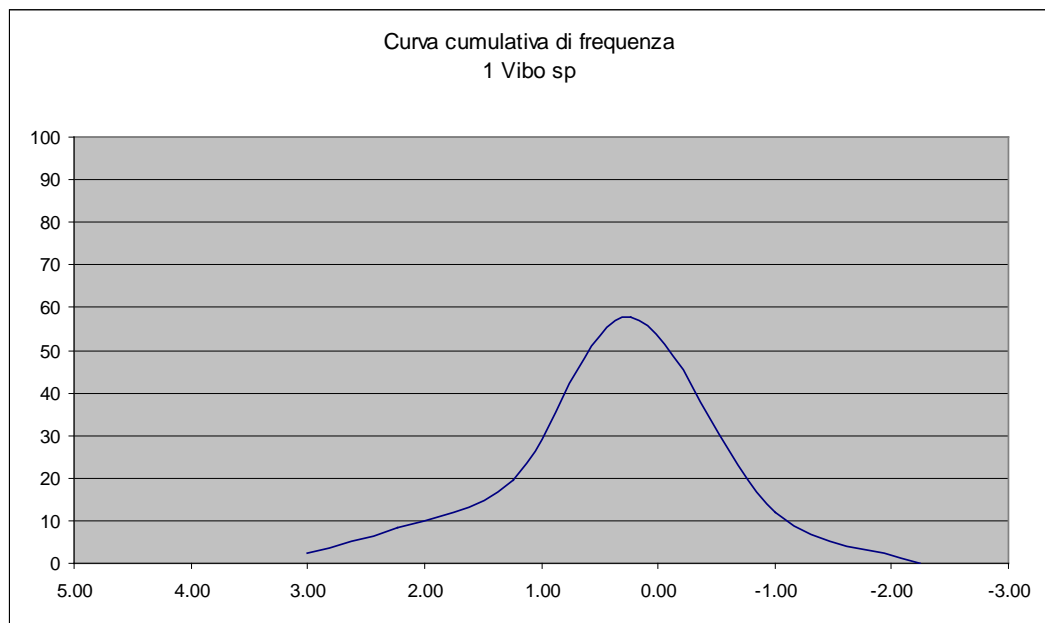
(2-7) D50(mm) = 0,32

$D_{84} = 0.163$   
 $D_{16} = 2.541$   
 $D_{84} = 2^{-0.163} = 0.893 \text{ mm}$   
 $D_{16} = 2^{-2.541} = 0.171 \text{ mm}$   
 $\sigma_g = \sqrt{(0.893/0.171)} = 2.28$

### 3.3.3. ELABORAZIONE DATI SEDIMENTOLOGICI – PROGETTO DEFINITIVO EC10<sup>2</sup>



<sup>2</sup> **Lavori di Protezione dell'abitato della Frazione Marina** – Progetto Definitivo – Ago. 2008 – RTP Ing. A.D'Arrigo – Geologo  
P. Merk, Ing. Domenico Mangano, Ing. Nicola Rustica, Ing. Agostino La Rosa



### 3.4. DISCUSSIONE DEI RISULTATI E CONCLUSIONI

I risultati ottenuti hanno consentito di definire con sufficiente affidabilità il carattere sedimentologico dei tratti di litorale investigati e di metterli in relazione con le differenti geomorfologie riscontrate, delineando così le caratteristiche del sistema in studio ed ipotizzare la sua probabile evoluzione. Nel seguito si riportano solo i caratteri sedimentologici dell'area oggetto di studio, mentre per l'analisi dell'intera unità fisiografica si rimanda alla relazione sedimentologica.

#### 3.4.1. VIBO VALENTIA – ANALISI DEI CARATTERI SEDIMENTOLOGICI

Con riferimento alle ultime analisi eseguite, si riportano i dati dei campioni 1 Vibo<sub>spiaggia</sub> e 2 Vibo<sub>mare</sub>,

In merito al campione 1 Vibo<sub>spiaggia</sub> è stato prelevato in battigia alle coordinate Lat. 38,7220840 °N, Long 16,1246090°E; trattasi di un sedimento politipico definibile come sabbia grossolana con ghiaietto.

L'analisi statistica ha rivelato una notevole vicinanza tra la media e la mediana con un  $D_{50}=1.04$  mm, indice questo di un leggerissimo sbilanciamento della tendenza centrale verso taglie maggiori.

Tale dato è evidente dal grafico a campana della curva cumulativa di frequenza e dal dato della deviazione interquartile che presenta uno scostamento verso l'unità  $Q_{D\phi} = -0.41$ .

Il coefficiente di cernita  $\sigma_{\phi} = -0.70$  indica un sedimento discretamente classato ed il confronto con il coefficiente di asimmetria  $S_{k\phi}=-0.04$  conferma una simmetria del campione con un lievissimo scostamento fra media e mediana con una tendenza alla simmetria e con la leggera presenza di una coda di materiali più grossolani.

Il coefficiente di appuntimento  $K_G=1.02$  indica invece una curva mesocurtica con una cernita buona agli estremi della distribuzione rispetto alla parte centrale.

Infine il coefficiente di uniformità  $C_U = 4.00$  indica in questo settore una spiaggia a morfologia poco uniforme. Probabilmente questa scarsa uniformità è da attribuirsi alle modificazioni antropiche intervenute sul litorale.

Per ciò che riguarda l'interpretazione della curva cumulativa di frequenza, l'andamento presenta una buona simmetria, con un indice di energia moderato con una buona capacità di selezione e di deposizione di granulometrie grossolane vicino l'origine e asportazione dei materiali più fini.



Il campione 2 Vibomare prelevato nel fondale antistante alla profondità di -2.0 m è costituito da un sedimento molto omogeneo definibile come sabbia media.

L'analisi statistica ha rivelato una quasi coincidenza tra la media e la mediana con un  $D_{50}=0.27$  mm e con un irrilevante sbilanciamento della tendenza centrale verso taglie maggiori.

Tale dato è confermato dal grafico a campana della curva cumulativa di frequenza e dal dato della deviazione interquartile che presenta uno scostamento verso l'unità  $Q_{D\phi} = -0.27$  molto vicino a quello del campione di superficie.

Il coefficiente di cernita  $\sigma_{\phi} = -0.41$  indica un sedimento molto ben classato ed il confronto con il coefficiente di asimmetria  $S_{k\phi} = -0.10$  indica un campione simmetrico con un lievissimo scostamento fra media e mediana e con una significativa coda di materiali più grossolani ma sempre entro i limiti della classe in linea con la composizione granulometrica,.

Il coefficiente di appuntimento  $K_G=1.15$  indica una curva leptocurtica con una buona cernita agli estremi della distribuzione rispetto alla parte centrale soprattutto verso le classi granulometriche maggiori.

Infine il coefficiente di uniformità  $C_U = 1.52$  indica in questo settore un fondale a morfologia molto uniforme.

Per ciò che riguarda l'interpretazione della curva cumulativa di frequenza, l'andamento indica una energia dinamica, con deposizione di sabbia da media e fini e successivamente quelle più sottili.

I dati riportati sono stati confrontati con quelli ricavati nelle campagne di studio precedenti eseguite sia dagli scriventi che da altri operatori.

Infatti, dai dati consultati, si ha che nella zona per la spiaggia emersa la classazione è compresa tra il valore di 0.38 e il valore di 1.00 per cui si ha una classazione medio alta che corrisponde ad elevata capacità selettiva dell'agente di trasporto.

Per la spiaggia sommersa la classazione è compresa tra valori di 0.4 e 0.90 che corrisponde ad una classazione media.

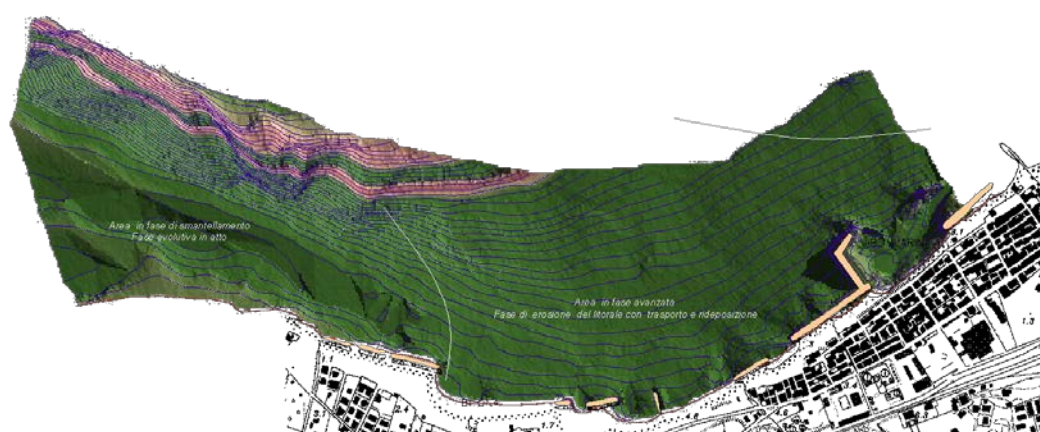
Per quanto riguarda l'asimmetria si rilevano valori per la spiaggia emersa che sono compresi tra -0.25 e 0.30 per cui la curva dei sedimenti si discosta dal valore medio sia in senso negativo (per cui verso diametri maggiori) sia in senso positivo (per cui verso diametri minori).

L'asimmetria per la spiaggia sommersa varia tra -0.25 e 0.25 per cui il comportamento della spiaggia sommersa è analogo a quello della spiaggia emersa.

L'appuntimento per la spiaggia emersa varia tra 0.80 e 1.50 per cui sono curve che vanno verso l'appuntimento. Anche per la spiaggia sommersa i risultati sono analoghi. I materiali grossolani sono presenti in misura maggiore verso Ovest in linea con i valori registrati in battigia; tale circostanza è probabilmente influenzata fortemente dal torrente Bivona.

In merito ai campioni più profondi, si registra una capacità selettiva dell'ambiente abbastanza omogenea, anche se il rapporto di appuntimento è leggermente maggiore ad est e l'asimmetria presenta caratteristiche spostate verso termini più fini ad Est rispetto ad Ovest.

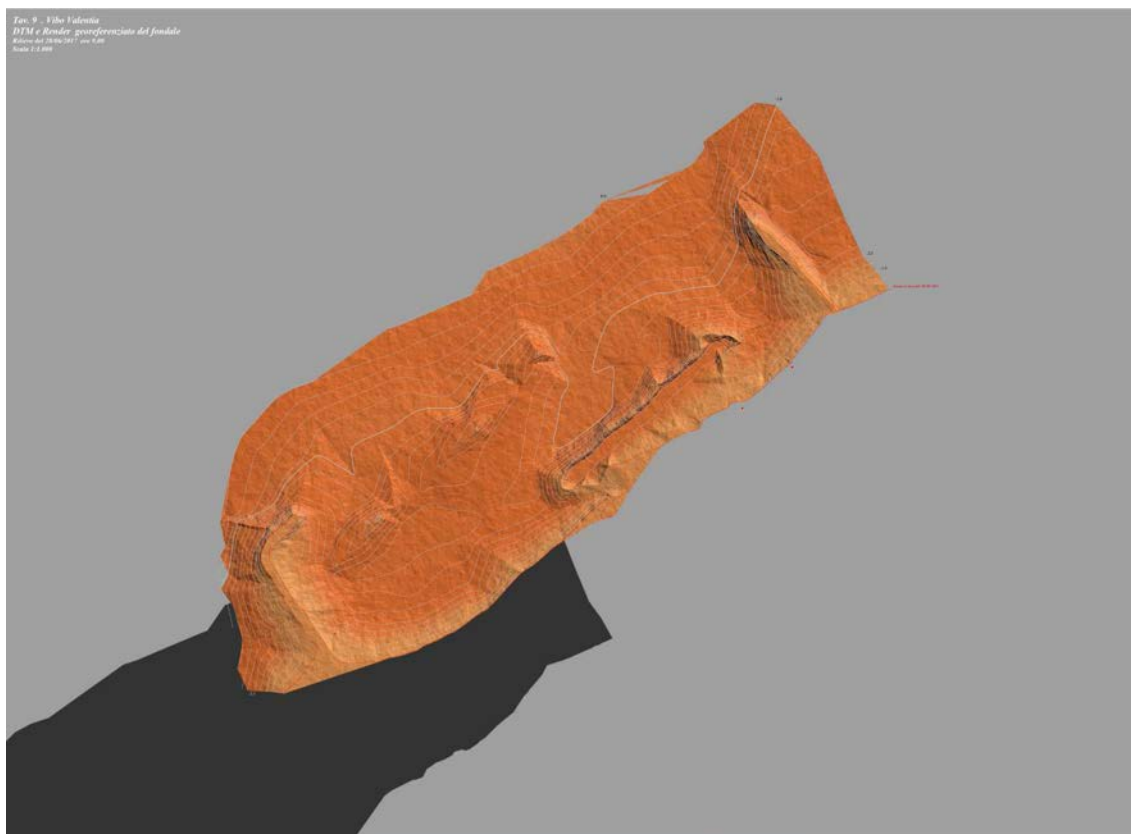
Il complesso trattato, come anche esposto nella relazione geologica, indica un ambiente parzialmente differenziato da ovest verso Est, in cui una antica piattaforma di abrasione è stata smantellata nel suo settore centrale ma ancora mantiene una porzione relitta nel settore occidentale che fa sentire la sua influenza, almeno nel settore centrale.



**Figura 12 – Analisi del fondale mediante modellazione DTM Vibo Marina**



**Figura 13 – Analisi del fondale mediante modellazione DTM - dettaglio quartiere pennello – anno 2016**



**Figura 14 – Analisi del fondale mediante modellazione DTM - dettaglio quartiere pennello – anno 2017**

Il sistema di barra soffolta presente con una quota sommitale  $-3,00$  mt di profondità (e punte di  $-2,20$  mt) porta l'ambiente ad una capacità selettiva dei sedimenti minore che nel settore orientale dove l'attività dei frangenti è massima ed ha eroso la antica piattaforma di abrasione con conseguente trasporto da batimetrie minori e rideposizione a batimetrie maggiori con conseguente rimodellamento del versante con una acclività più regolare e progressiva.

Il processo evolutivo generale osservato, come già descritto nella relazione geologica, ha avuto inizio con una evoluzione dell'impianto verso un sistema che in un passato recente, in fase di progressiva immersione, ha avuto anche caratteristiche di laguna, databile a circa 6.500 anni, e che attualmente tende ad essere spianata a causa dell'erosione causata dal moto ondoso e le cui parti più esterne ed esposte sono attualmente in smantellamento, come evidenziato dalla barriera soffolta naturale e parallela al litorale rilevata, talora con interruzioni, e costituita dai sedimenti sciolti sedimentologicamente riferibili a sabbie marine di età recente e in parte minoritaria da sedimenti provenienti dagli edifici alluvionali siti lungo il litorale e che incidono il litorale.

Il sistema nel complesso si può definire in evoluzione erosiva, che si può senz'altro definire geologicamente in forte erosione e smantellamento.

Dall'analisi dei risultati esposti in precedenza si evince che tali dati ottenuti da campagna di indagini eseguite in diverse date hanno fornito risultati compatibili tra di loro. I risultati sono compatibili sia per la spiaggia emersa che per la spiaggia sommersa.

I risultati ottenuti con l'indagine espressamente eseguita per il lavoro in oggetto mostrano che i valori del  $D_{50}$  è pari a 0,24 mentre per quanto riguarda l'indagine Nautilus è pari a 0,32.

Pertanto si assume come diametro  $D_{50}$  per il sedimento immerso il valore di 0,32 mm giustificato da un maggior numero di campioni analizzati.

Il sedimento emerso è caratterizzato da valori del  $D_{50}$  di 1,50 mm. Il valore della deviazione standard geometrica da introdurre nei modelli per la valutazione del trasporto solido è dato da

$$\sigma_g = \sqrt{(D_{84}/D_{16})}$$

## 4. STUDIO DEL TRASPORTO SOLIDO

### 4.1. PREMESSA

L'analisi della dinamica costiera è stata effettuata mediante la predisposizione di un modello combinato di moto ondoso, correnti e trasporto che ha permesso di analizzare in dettaglio l'impatto dell'opera in progetto. Per la costruzione di tale modello sono stati utilizzati diversi moduli appartenenti al pacchetto MIKE 21 di DHI.

Durante la propagazione verso la costa l'onda subisce diverse trasformazioni; una delle trasformazioni più rilevanti nello studio delle dinamiche costiere è il processo di rifrazione: la rotazione del fronte d'onda che tende a disporsi parallelo alle isobate ed alla linea di costa è in grado di determinare l'insorgenza di sforzi di taglio al fondo (*radiation stress*). I gradienti dei *radiation stress*, massimi in corrispondenza del frangimento, sono i responsabili della generazione delle correnti litoranee. A parità di direzione di incidenza dell'onda, i gradienti di *radiation stress*, e quindi le correnti litoranee, sono tanto più elevati quanto maggiore è l'altezza d'onda al frangimento. A parità di altezza d'onda al frangimento, i gradienti di *radiation stress*, e quindi le correnti litoranee, sono tanto più elevati quanto maggiore è l'angolo di incidenza tra il fronte d'onda e le isobate.

Per studiare in dettaglio la trasformazione che l'onda subisce nella sua propagazione verso costa, è stato utilizzato il modulo SW (*Spectral Waves*) del codice di calcolo MIKE 21.

Successivamente, per studiare in dettaglio la generazione della corrente litoranea indotta dal moto ondoso in corrispondenza del porto, sia nella configurazione di stato attuale, sia nella configurazione di progetto, le condizioni d'onda di riferimento sono state simulate utilizzando, il modulo HD (*Hydrodynamics*) del codice di calcolo MIKE 21. Il modello è stato forzato dai campi di *radiation stress* ottenuti attraverso l'applicazione del modello d'onda MIKE 21 SW precedentemente illustrato.

A valle dell'applicazione del modello idrodinamico è stato impiegato il modulo ST (*Sand Transport*) del codice di calcolo MIKE 21. Il modello, una volta introdotte le caratteristiche dei sedimenti in termini di granulometria media ( $D_{50}$ ) e di variabilità del fuso (*sediment grading*) è in grado di fornire la distribuzione della capacità di trasporto nel dominio di calcolo in termini di trasporto combinato della componente longitudinale (*long-shore*) e trasversale (*cross-shore*). Il modello è stato forzato dai campi di altezza e periodo d'onda, ottenuti attraverso l'applicazione del modello d'onda MIKE 21 SW precedentemente illustrato e dai campi di corrente litoranea, ottenuti

attraverso l'applicazione del modello idrodinamico MIKE 21 HD.

Le simulazioni sono state effettuate in riferimento ad alcune condizioni d'onda rappresentative, individuate nel paragrafo successivo sia per la configurazione di stato attuale, sia per la configurazione di progetto.

Le condizioni al contorno idrodinamiche sono state impostate in termini di livelli della superficie marina, corretti automaticamente dal modello in funzione dei campi di *radiation stress* sottocosta.

Le condizioni al contorno del modello di trasporto di sedimenti sono state specificate in modo tale da garantire un gradiente di capacità di trasporto nullo in caso di trasporto uscente dal dominio di calcolo e un gradiente di capacità di trasporto in grado di non determinare alcuna variazione del fondo lungo la *boundary* in caso di trasporto entrante nel dominio di calcolo.

#### 4.2. DEFINIZIONE DEL CLIMA ONDOSO

Per definire il clima ondoso per la valutazione dei fenomeni di trasporto solido litoraneo sono stati presi in considerazione i dati di onda provenienti dalla Boa RON di Cetraro (LAT. 39° 27' 08.30" LON. 15° 55' 43.14") idonea a descriverne con buona accuratezza la previsione di moto ondoso Figura 14.

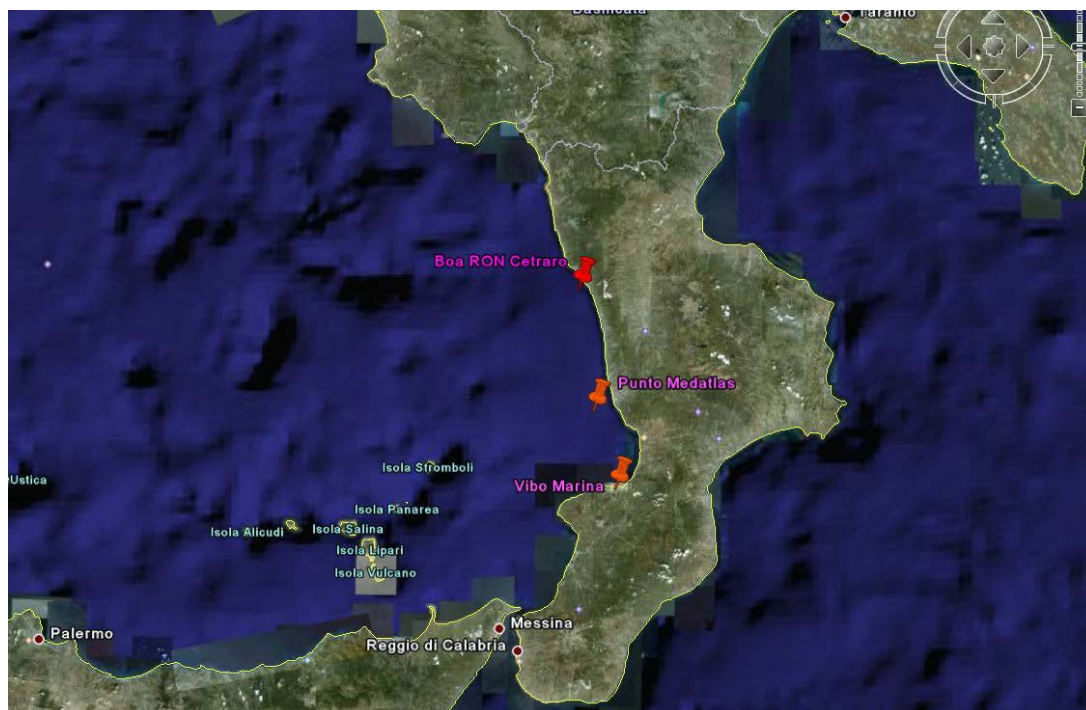
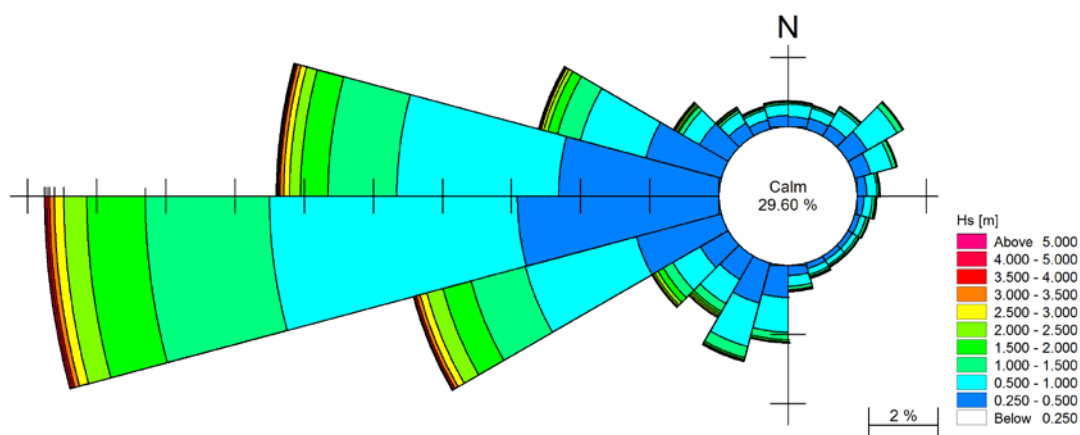


Figura 15 – Localizzazione Boa RON di Cetraro



Dalle tabelle relative ai valori degli eventi di moto ondoso rilevati dall'APAT si rileva che il moto ondoso con maggiore frequenza e con altezza d'onda sia alta che bassa proviene da Ponente e Maestrale.



**Figura 16 – Rosa del clima ondoso al largo di Cetraro**

In funzione dell'esposizione del paraggio, da 285° a 60°N, nella Tabella 3 viene riportato in funzione delle varie classi di altezze d'onda e dei vari settori di provenienza il numero di apparizioni, mentre nella ultima colonna viene riportato il numero totale di apparizioni per il settore preso in esame.

L'energia specifica per le varie classi di altezza d'onda viene calcolata mediante la formula:

$$E=k*H_s^{2.5} \quad [4.1]$$

Il valore ottenuto deve essere moltiplicato per il numero di apparizioni corrispondenti all'altezza d'onda per il settore considerato.

Tale operazione viene ripetuta per tutte le classi d'onda ricadenti nel settore esaminato. Le energie così calcolate vengono sommate, e la somma divisa per il numero totale di onde registrate nel settore, ottenendo così un'energia media pesata sulla frequenza per il settore. Applicando nuovamente la formula dell'energia sopra riportata è possibile calcolare, partendo dall'energia media pesata, il valore dell'altezza d'onda significativa.

***L'onda così calcolata risulta dal punto di vista energetico equivalente alle varie onde provenienti dal settore in esame, e rappresenta la forzante da inserire come dato di input per il settore esaminato per il calcolo del trasporto solido.***

ELABORAZIONE DATI APAT boa di Cetraro								
DIREZIONE E ALTEZZA DELL'ONDA								
N.ro Osservazioni 106233								
Distribuzione delle frequenze 1968-2006								
SET	CLASSI DI ALTEZZA D'ONDA (m)						TOTALE	Frequenza
	da	a	0-1	1-4	4-7	7-9		
1	0°	15°	661	87	4	0	752	0,82
2	15°	30°	747	80	3	0	830	0,90
3	30°	45°	848	81	3	0	932	1,02
4	45°	60°	1247	106	3	0	1356	1,48
5	60°	75°	2078	165	2	0	2245	2,45
6	75°	90°	1606	103	3	1	1713	1,87
7	90°	105°	1145	108	0	0	1253	1,37
8	105°	120°	900	153	0	0	1053	1,15
9	120°	135°	658	97	0	0	755	0,82
10	135°	150°	524	71	2	0	597	0,65
11	150°	165°	515	66	2	0	583	0,64
12	165°	180°	588	118	3	0	709	0,77
13	180°	195°	989	124	6	0	1119	1,22
14	195°	210°	2543	247	2	0	2792	3,04
15	210°	225°	3149	297	5	0	3451	3,76
16	225°	240°	2686	357	5	0	3048	3,32
17	240°	255°	3578	548	7	0	4133	4,50
18	255°	270°	10218	2955	24	0	13197	14,38
19	270°	285°	18880	4620	42	3	23545	25,66
20	285°	300°	14433	2252	72	2	16759	18,27
21	300°	315°	5979	682	35	5	6701	7,30
22	315°	330°	2104	192	14	5	2315	2,52
23	330°	345°	966	115	15	1	1097	1,20
24	345°	360°	728	78	9	0	815	0,89
TOTALE			77770	13702	261	17	91750	100,00

**Tabella 3 – Clima medio annuo**

Settore	Dir. Media	CLASSI DI ALTEZZA D'ONDA										Hs (m)	Ts (s)	coef. trasp.Hs	coef. trasp.Ts	Hs (m)	Ts (s)	f (Hz)	Hrms (m)	Tp (s)
		0.5	2.5	5.5	8	Em (J/mq)														
		E (J/mq)	E (J/mq)	E (J/mq)	E (J/mq)															
20	292.5	3262625.82	28457979.00	6531679.51	462956.95	54605.42	4.489	8.77	1.03	1.02	4.62	8.95	18.27	3.27	9.84					
21	307.5	1351572.08	8618268.95	3175121.98	1157392.38	12781.37	2.511	6.51	1.18	1.12	2.96	7.29	7.30	2.10	8.02					
22	322.5	475615.93	2426257.53	1270048.79	1157392.38	1908.78	1.174	4.41	1.28	1.18	1.50	5.20	2.52	1.06	5.72					
23	337.5	218367.39	1453227.17	1360766.56	231478.48	945.77	0.886	3.82	1.43	1.27	1.27	4.85	1.20	0.90	5.33					
24	352.5	164586.73	985967.12	816459.94	0.00	645.24	0.761	3.53	1.82	1.49	1.38	5.26	0.89	0.98	5.78					
1	7.5	149421.16	1099397.95	362871.08	0.00	389.96	0.622	3.18	1.86	1.51	1.16	4.80	0.82	0.82	5.29					
2	22.5	168861.74	1010940.64	272153.31	0.00	110.02	0.375	2.45	1.99	1.58	0.75	3.88	0.90	0.53	4.27					
3	37.5	191693.11	1023577.40	272153.31	0.00	63.17	0.300	2.19	2.07	1.62	0.62	3.55	1.02	0.44	3.90					
4	52.5	281888.34	1339496.35	272153.31	0.00	112.99	0.379	2.47	1.87	1.51	0.71	3.73	1.48	0.50	4.10					

DETERMINAZIONE DELL'ANGOLO DELLA RISULTANTE ENERGETICA RISPETTO AD NORD						
Settore	Em (J/mq)	Angolo	cos(angolo)	sen(angolo)	RE	RN
20	54605,42	-67,5	-0,923879533	0,382683432	50448,83	-20896,59
21	12781,37	-52,5	-0,79335334	0,608761429	10140,14	-7780,81
22	1908,78	-37,5	-0,608761429	0,79335334	1161,99	-1514,34
23	945,77	-22,5	-0,382683432	0,923879533	361,93	-873,77
24	645,24	-7,5	-0,130526192	0,991444861	84,22	-639,72
1	389,96	7,5	0,130526192	0,991444861	-50,90	-386,62
2	110,02	22,5	0,382683432	0,923879533	-42,10	-101,65
3	63,17	37,5	0,608761429	0,79335334	-38,46	-50,12
4	112,99	52,5	0,79335334	0,608761429	-89,64	-68,78
					<b>61976,02</b>	<b>-32312,39</b>

inclinazione risultante energetica	angolo =	297,94
ONDA MORFOLOGICA(m)	Ts (s)	Persistenza
3,93	8,19	7,66 h/anno

**Tabella 4 – Determinazione delle onde energeticamente equivalenti**



### 4.3. CALCOLO DELLA PROFONDITA' DI CHIUSURA

Al fine di determinare al meglio l'estensione della griglia di calcolo dei modelli di dettaglio si è proceduto al calcolo della profondità di chiusura che è la massima profondità del fondale in cui un'onda fa sentire i suoi effetti al fine del trasporto solido. Per determinare la profondità di chiusura in mancanza di rilievi batimetrici nel tempo si fa riferimento alla relazione:

$$H_c = 1.60 * H_{0,12}$$

In cui  $H_c$  è la profondità di chiusura espressa in m,  $H_{0,12}$  è l'altezza d'onda a largo che compare per 12 ore l'anno nel settore di traversia considerato.

Il valore di  $H_{0,12}$  si ricava dall'analisi statistica effettuata sui dati d'onda disponibili.

Se si conoscono il numero di apparizioni totali d'onda relative al periodo di osservazione e se si conoscono il numero di apparizioni di un'onda di una certa altezza  $H$  in una certa direzione  $\alpha$  si può determinare la frequenza dell'onda di altezza  $H$  nella direzione  $\alpha$  con la relazione

$$f_{H,\alpha} = n_{H,\alpha} / n_{tot} * 100$$

Il tempo di apparizione dell'onda è dato da

$$t_{H,\alpha} = f_{H,\alpha} * T$$

in cui  $T$  è il tempo totale dell'osservazione in ore che, se lo studio è riferito all'anno medio, vale  $T = 8760$  ore.

Il tempo di apparizione totale della singola onda per tutto il settore di traversia è dato da

$$t_H = \sum_{\alpha=\alpha_1 \alpha_2} t_{H,\alpha}$$

dove  $\alpha_1$  e  $\alpha_2$  sono le direzioni estreme del settore di traversia in esame.

Noto  $t_H$  è possibile tracciare la curva  $t_H$  funzione di  $H$  che è rappresentata nella figura seguente. Il valore  $H_{0,12}$  è immediatamente determinato intersecando la curva di apparizione con la retta parallela all'asse delle ascisse e passante per il punto di ordinata  $t = 12$  ore.

Si determina il valore dell'altezza dell'onda che compare per 12 ore l'anno che è pari a  $H_{0,12} = 5.80$  m per cui la profondità di chiusura è pari a

$$H_c = 1.60 * 5.80 = 9.28 \text{ m}$$

Tale dato è confortato dall'analisi delle batimetriche eseguite per la redazione del progetto preliminare posto a base di gara e il rilievo effettuato dallo scrivente nel periodo tra il 27 e il 31 OTTOBRE:2014. Infatti dalla sovrapposizione dei due rilievi si

nota come la fascia compresa dalla linea di riva alla -9.00 m s.l.m.m. ha subito cambiamenti per effetto dell'onda incidente e delle correnti generate, mentre la -10.00 m s.l.m.m. risulta pressoché invariata.

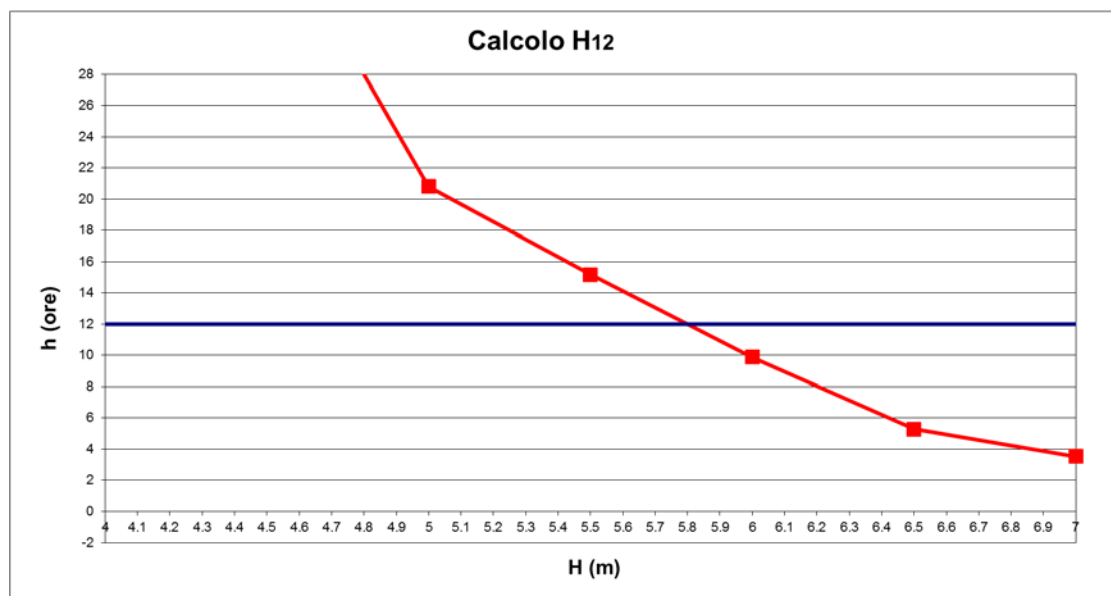


Figura 17 – Curva  $t_H$ ,  $H$  per la determinazione della profondità di chiusura

#### 4.4. DESCRIZIONE DEL MODELLO DI LARGO E DI DETTAGLIO – MIKE 21 SW

Il modulo d'onda MIKE 21 SW rappresenta lo stato dell'arte tra i modelli numerici spettrali di nuova generazione per vento ed onde sviluppato da DHI (Danish Hydraulic Institute). Il codice di calcolo simula la crescita, la trasformazione e la dissipazione di onde corte e onde lunghe in aree costiere. Il MIKE 21 SW comprende due differenti formulazioni:

- *fully spectral formulation*
- *directional decoupled parametric formulation*

La prima formulazione è basata sulla “*wave action conservation equation*” sviluppata da Komen et al. (1994) e Young (1999). La seconda, è basata su una parametrizzazione della “*wave action conservation equation*” introdotta nel dominio delle frequenze. Le equazioni di base sono formulate sia nelle coordinate cartesiane, per domini di calcolo a scala limitata, sia nelle coordinate polari per applicazioni a larga scala. La discretizzazione spaziale delle equazioni di base è effettuata utilizzando l'approccio ai volumi finiti, attraverso l'utilizzo di una griglia di calcolo non strutturata.

Il modello, nella formulazione “*fully spectral*”, include i fenomeni fisici quali la crescita dell’onda per effetto del vento; l’interazione non lineare tra onde; la dissipazione dovuta al *white capping*; la dissipazione dovuta all’attrito col fondo; il frangimento dell’onda su profondità limitate; la rifrazione e shoaling dovuti alle variazioni batimetriche; l’effetto delle variazioni del fondale; la diffrazione e la riflessione semplice;

Il MIKE 21 SW è generalmente utilizzato per la valutazione del clima ondoso off-shore ed in aree costiere, per scopi previsionali e analisi storiche. Una tipica applicazione di SW è il supporto alla progettazione di un’opera costiera o portuale, partendo dalla disponibilità di dati meteo marini off-shore (boe ondamiche o modelli a larga scala) individuando il clima ondoso ordinario sotto costa o le condizioni estreme di progetto.

Il MIKE 21 SW è inoltre utilizzato, sempre a supporto della progettazione di un’opera costiera, come strumento di base del calcolo sia delle correnti sia del trasporto solido litoraneo indotti dall’azione del moto ondoso. I campi di corrente e di trasporto sono infatti determinati, a partire dai campi di *radiation stresses* forniti in output da MIKE 21 SW, mediante l’utilizzo di altri moduli aggiuntivi del codice MIKE 21.

#### 4.4.1. EQUAZIONI DEL MODELLO

Si consideri un’onda monocromatica (rappresentabile da un semplice seno o coseno) che si propaga su un fondale caratterizzato da una profondità  $h$  costante sia nel tempo (*fondo non erodibile*) che nello spazio (*fondale orizzontale*) i parametri che la descrivono sono  $L$ , lunghezza d’onda,  $H$ , altezza d’onda e  $h$  profondità su cui l’onda si propaga. Tutti gli altri parametri ( $T$ , periodo,  $u$ , velocità delle particelle) possono essere ricavati dai parametri fondamentali. Il rapporto  $C = L/T$  definisce la celerità dell’onda e  $\eta(x,t)$  indica la sopraelevazione del pelo libero rispetto alla condizione di quiete. Nella realtà le onde non sono mai monocromatiche per cui l’onda reale può essere intesa come la sovrapposizione di due o più onde monocromatiche. Il problema della determinazione del campo di moto è riconducibile ad un problema governato da equazioni differenziali e da opportune condizioni al contorno (*boundary condition*). Nel caso di onde monocromatiche il problema si particularizza considerando una regione in cui sono valide le equazioni differenziali, delimitata da una condizione al contorno di fondo che costituisce un vincolo cinematico, da una condizione al contorno cinematica di superficie libera, da una condizione al contorno dinamica di superficie libera e da una condizione di contorno laterale.

L'equazione di continuità nell'ipotesi di moto irrotazionale e di fluido incompressibile può essere scritta nella forma

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad [4.6]$$

L'ipotesi di moto irrotazionale implica l'esistenza di una funzione potenziale  $\Phi(x,y,z,t)$  della velocità  $\mathbf{u}=(u,v,w)$  per cui

$$\begin{aligned} u &= \frac{\partial \Phi}{\partial x} \\ v &= \frac{\partial \Phi}{\partial y} \\ w &= \frac{\partial \Phi}{\partial z} \end{aligned} \quad [4.7]$$

o in modo equivalente

$$\mathbf{u} = \nabla \Phi \quad [4.8]$$

Sostituendo le [4.7] nell'equazione di continuità [4.6] si ha

$$\nabla \nabla \Phi = \nabla^2 \Phi = \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} = 0 \quad [4.9]$$

Per determinare la funzione potenziale  $\Phi$  occorre utilizzare le condizioni al contorno. Si assume un sistema di riferimento con l'asse  $x$  nella direzione di propagazione del moto ondoso.

La *condizione cinematica sulla superficie libera* implica che la superficie libera è definita dall'equazione

$$F(x, z, t) = \eta(x, t) - z = 0 \quad [4.10]$$

La condizione cinematica impone che la superficie di separazione sia costituita sempre dalle stesse particelle fluide per cui la particella appartenente alla superficie libera pervenuta lungo una traiettoria alla nuova configurazione, deve verificare la condizione

$$F(x, z, t) = 0 \quad [4.11]$$

La condizione che deve essere verificata nella configurazione finale è:

$$F(x + vdt, z + wdt, t + dt) = 0 \quad [4.12]$$

essendo  $v$  e  $w$  le componenti della velocità nelle direzioni  $x$  e  $z$ .

Poiché deve essere  $\frac{DF}{Dt} = 0$  si ha

$$\frac{DF}{Dt} = \frac{\partial F}{\partial t} + u \frac{\partial F}{\partial x} + w \frac{\partial F}{\partial z} = 0$$

e quindi

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \vec{u} \nabla F = 0 \quad [4.13]$$

La *condizione cinematica di fondo*, poiché si considera il fondo fisso, rigido e impermeabile può essere espressa descrivendo la superficie del fondo attraverso la relazione

$$F(x, z) = z + h(x) = 0 \quad [4.14]$$

Essendo che il fondo non è erodibile la F è indipendente dal tempo per cui

$$\frac{dF}{dt} = 0 \quad [4.15]$$

per cui dalla [4.13] si ha

$$u \frac{\partial F}{\partial x} + w \frac{\partial F}{\partial z} = 0 \quad [4.16]$$

Ricordando che il versore ortogonale al fondo ha componenti rispettivamente

$$n_x = \frac{\frac{\partial F}{\partial x}}{\sqrt{\left(\frac{\partial F}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial z}\right)^2}} \quad [4.17]$$

$$n_z = \frac{\frac{\partial F}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial F}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial z}\right)^2}}$$

la [4.15] si può scrivere

$$\frac{1}{\sqrt{\left(\frac{\partial F}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial z}\right)^2}} (un_x + wn_z) = 0 \quad [4.18]$$

ovvero

$$(un_x + wn_z) = 0 \quad [4.19]$$

Da un punto di vista fisico l'espressione [4.19] esprime che se la superficie è rigida e impermeabile il fluido non può penetrare e neppure distaccarsi.

Dalla [4.16] se  $F(x, z) = 0$  e quindi  $z = -h(x)$  si ha

$$u \frac{\partial h}{\partial x} + w = 0 \quad [4.20]$$

La *condizione dinamica sulla superficie libera* si esplica considerando che l'azione meccanica si deve trasmettere attraverso l'interfaccia e deve essere continua.

L'azione meccanica deve essere verificata sia per azioni perpendicolari che per azioni tangenziali

$$\begin{aligned} p_1 \bar{t} dA &= p_2 \bar{t} dA \\ p_1 \bar{n} dA &= p_2 \bar{n} dA + p_c \bar{n} dA \end{aligned} \quad [4.21]$$

in cui  $p_1$  è la pressione esercitata sull'interfaccia del fluido 1,  $p_2$  è la pressione esercitata sull'interfaccia del fluido 2,  $p_c$  è la pressione di capillarità che si determina per effetto della tensione superficiale.

Nel caso in cui si considera l'acqua come fluido ideale e l'aria come gas ideale sottoposto a velocità modeste non esistono condizioni sulle azioni tangenziali. Inoltre è possibile trascurare la pressione di capillarità per cui la [4.21] diventa

$$p_1 = p_2 \quad [4.22]$$

ed assumendo come pressione di riferimento la pressione atmosferica diventa

$$p_2 = 0 \quad [4.23]$$

La condizione dinamica si ricava dal teorema di Bernoulli imponendo la condizione [6.23] per cui tale condizione si può scrivere

$$gz - \frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{1}{2}(u^2 + w^2) = C(t) \quad [4.24]$$

La condizione laterale serve per formalizzare la periodicità sia rispetto allo spazio che rispetto al tempo e in particolare si scrive

$$\Phi(x, z, t) = \Phi(x + L, z, t) \quad [4.25]$$

$$\Phi(x, z, t) = \Phi(x, z, t + T) \quad [4.26]$$

La soluzione dell'equazione di Laplace [6.4]

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} = 0$$

con la condizione cinematica sul fondo, sulla superficie, dinamica sulla superficie libera e laterale si utilizza la teoria della separazione delle variabili.

Una soluzione periodica in  $x$  dell'equazione di Laplace può essere scritta come:

$$\Phi(x, z, t) = A \cos kx (C e^{kz} + D e^{-kz}) \sin(\sigma t) \quad [4.27]$$

dove il coefficiente  $k$  è il numero d'onda e vale  $k = 2\pi/L$  con  $L$  lunghezza d'onda,  $\sigma$  frequenza dell'onda e le costanti  $A, B, C$  da determinare usando le condizioni al contorno. Se si considera la condizione di fondo piatto l'equazione si ha

$$w = \frac{d\Phi}{dz} = -A \cos kx (k C e^{kz} - k D e^{-kz}) \sin(\sigma t) = 0 \quad [4.28]$$

Affinché questa equazione sia verificata per ogni valore di  $x$  e per ogni valore di  $t$  i termini entro parentesi devono essere nulli per cui

$$C = D e^{2kh} \quad [4.29]$$

e quindi

$$\begin{aligned}\Phi(x, z, t) &= A \cos kx (De^{2kh} e^{kz} + De^{kz}) \sin(\sigma t) = \\ &= \frac{G}{2} \cos kx (e^{k(h+z)} + e^{-k(h+z)}) \sin(\sigma t)\end{aligned}$$

da cui

$$\Phi(x, z, t) = G \cos kx \cosh k(h+z) \sin(\sigma t) \quad [4.30]$$

dove  $G = 2ADe^{kh}$  è una costante.

In corrispondenza della superficie bisogna applicare il teorema di Bernoulli. Non essendo nota a priori la posizione della superficie, per applicare la condizione al contorno si può sviluppare in serie di Taylor attorno a  $z=0$  per cui

$$\begin{aligned}\left( gz - \frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{1}{2}(u^2 + w^2) \right)_{z=\eta} &= \left( gz - \frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{1}{2}(u^2 + w^2) \right)_{z=0} + \\ &\eta \left[ g - \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z \partial t} + \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial z}(u + w) \right]_{z=0} + \dots = C(t)\end{aligned} \quad [4.31]$$

Nell'ipotesi di onde di ampiezza infinitesima ossia tali che per  $\eta \ll 1$  e  $u \ll 1$  e quindi è lecito trascurare i termini di ordine superiore si ha

$$\left( -\frac{\partial \Phi}{\partial t} + g\eta \right) = C(t) \quad [4.32]$$

per cui

$$\eta = \frac{1}{g} \left( \frac{\partial \Phi}{\partial t} \right)_{z=0} + \frac{C(t)}{g} \quad [4.33]$$

Se sostituiamo nella [4.33] l'espressione di  $\Phi$  definita dalla [4.30] si ottiene

$$\begin{aligned}\eta &= \frac{G\sigma}{g} \cos kx [\cosh k(h+z)]_{z=0} \cos(\sigma t) + \frac{C(t)}{g} = \\ &= \frac{G\sigma \cosh kh}{g} \cos kx \cos(\sigma t) = \frac{H}{2} \cos kx \cos(\sigma t)\end{aligned} \quad [4.34]$$

e quindi ricavando dalla [4.34]  $G$  e sostituendo il valore di  $G$  nella [4.30] si ottiene

$$\Phi(x, z, t) = \frac{H}{2} \frac{g}{\sigma} \frac{\cosh k(h+z)}{\cosh kh} \cos kx \cdot \sin(\sigma t) \quad [4.35]$$

Per determinare  $\sigma$  occorre utilizzare la condizione cinematica sulla superficie libera che essendo incognita può essere espressa in funzione della serie di Taylor intorno al valore  $z=0$ . Si ha

$$\begin{aligned}\left( w - \frac{\partial \eta}{\partial t} - u \frac{\partial \eta}{\partial x} \right)_{z=\eta} &= \left( w - \frac{\partial \eta}{\partial t} - u \frac{\partial \eta}{\partial x} \right)_{z=0} + \\ &\eta \frac{\partial}{\partial z} \left[ w - \frac{\partial \eta}{\partial t} - u \frac{\partial \eta}{\partial x} \right]_{z=0} + \dots = 0\end{aligned} \quad [4.36]$$

Nell'ipotesi di onde di piccola ampiezza si trascurano i termini di ordine superiore per cui la condizione cinematica sulla superficie libera si riduce alla seguente espressione

$$w = \left[ \frac{\partial \eta}{\partial t} \right]_{z=0} \quad [4.37]$$

$$\left[ \frac{\partial \Phi}{\partial z} \right]_{z=0} = \frac{\partial \eta}{\partial t}$$

Sostituendo nella seconda delle [4.37] l'espressione precedentemente ricavata per  $\Phi$  [4.35] e per  $\eta$  [4.34] si ricava

$$\sigma^2 = gh \tanh(kh) \quad [4.38]$$

Notando che per definizione un'onda progressiva coprirà una lunghezza d'onda  $L$  in un periodo  $T$  e ricordando inoltre che  $\sigma = 2\pi / T$  e che  $k = 2\pi / L$  si ha

$$\left[ \frac{2\pi}{T} \right]^2 = g \frac{2\pi}{L} \tanh kh \quad [4.39]$$

e quindi

$$C^2 = \left[ \frac{L^2}{T^2} \right] = \frac{g}{h} \tanh(kh) \quad [4.40]$$

Dall'espressione [4.40] si può ricavare il valore di  $L$  dato da

$$L = \frac{g}{2\pi} T^2 \frac{2\pi h}{L} \quad [4.41]$$

Poiché in acque profonde  $kh$  è molto grande per cui  $\tanh kh = 1$ , si ottiene che

$$L = L_o = \frac{gT^2}{2\pi} \quad [4.42]$$

per cui l'espressione [4.41] diventa  $L = L_o \tanh kh$  da cui si deduce che la lunghezza d'onda decresce monotonamente al decrescere della profondità.

Le equazioni [4.34], che definisce la superficie libera, e [4.35], che definisce il potenziale di velocità con  $\sigma$  definito dalla [4.38], possono essere ulteriormente semplificate se consideriamo il caso delle acque basse (*shallow water*) o di acque profonde (*deep water*).

Le semplificazioni che si hanno dipendono essenzialmente dalla presenza delle funzioni iperboliche. Se siamo in presenza di acque profonde ( $kh$  elevato) si ha

$$\cosh kh = \frac{e^{kh}}{2}$$

$$\sinh kh = \frac{e^{kh}}{2} \quad [4.43]$$

$$\tanh kh = 1$$

mentre per valori piccoli di  $kh$  (acque basse) si ha



$$\begin{aligned}
\cosh kh &= 1 \\
\sinh kh &= kh \\
\tanh kh &= kh
\end{aligned}
\tag{4.44}$$

Di conseguenza il termine di dispersione  $\sigma$  vale in acque profonde  $\sigma^2 = gk$  e in acque basse  $\sigma^2 = gh^2k$ .

Per acque basse la velocità dell'onda è data dall'espressione  $C = \sqrt{gh}$  per cui la velocità dell'onda dipende esclusivamente dalla profondità. Nel caso di acque profonde si osserva che la lunghezza d'onda [4.41] dipende solo dal periodo.

Nel caso in cui le onde si propagano seguendo una direzione arbitraria si introduce una funzione di fase definita da

$$S(x, y, t) = k_x x + k_y y - \sigma t = kx - \sigma t \tag{4.45}$$

dove

$$k = (k_x^2 + k_y^2)^{1/2} = \frac{2\pi}{L} \tag{4.46}$$

dove  $k_x$  è il numero d'onda nella direzione  $x$  ( $k_x = k \cos \theta$ ),  $k_y$  numero d'onda nella direzione  $y$  ( $k_y = k \sin \theta$ ) e  $\sigma = 2\pi/T$  frequenza angolare. Detta funzione permette di ricavare, per un tempo  $t$  fissato,

$$S(x, y, t) = \cos t = S_o \tag{4.47}$$

descrive una linea lungo la quale la superficie libera risulta ovunque alla stessa quota caratterizzata dal vettore normale

$$e = \left( \frac{k_x}{k}, \frac{k_y}{k} \right) \tag{4.48}$$

In particolare le linee tali che  $S_o = 2n\pi$  individuano le creste, mentre le linee tali che  $S_o = (2n+1)\pi$  individuano i cavi. Dal momento che tali linee dipendono da  $k_x$  e  $k_y$  e visto che questi ultimi in generale non sono costanti variando con la profondità, ne segue che la distanza tra uguali linee di fase varia da punto a punto man mano che l'onda si propaga. Il vettore numero d'onda può essere scritto come

$$k = \nabla S(x, y, t) \tag{4.49}$$

dove  $\nabla$  è il gradiente orizzontale. L'irrotazionalità del vettore numero d'onda co permette di scrivere

$$\nabla k = 0 \tag{4.50}$$

che equivale a scrivere

$$\frac{\partial}{\partial x} k \sin \theta = \frac{\partial}{\partial y} k \cos \theta \quad [4.51]$$

Utilizzando il cambiamento di coordinate

$$\begin{aligned} s &= \cos \theta x + \sin \theta y \\ n &= -\sin \theta x + \cos \theta y \end{aligned} \quad [4.52]$$

si ottiene dalla [4.51]

$$\frac{\partial \theta}{\partial s} = -\frac{1}{C} \frac{\partial C}{\partial n} \quad [4.53]$$

dove  $s$  è la coordinata lungo la propagazione dell'onda e  $n$  la coordinata secondo la direzione ad essa perpendicolare.

Le onde subiscono oltre gli effetti della rifrazione anche gli effetti della diffrazione quando incontrano un ostacolo. Se si considera un fondale con profondità uniforme la funzione potenziale di velocità  $\Phi(x, y, z, t)$  è data dall'equazione

$$\Phi(x, y, z, t) = Z(z)A(x, y)e^{-i\sigma t} \quad [4.54]$$

dove  $A$  è una funzione di valori complessi.

Utilizzando l'equazione di Laplace otteniamo l'equazione di Helmholtz per  $A$

$$\frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} + k^2 A(x, y) = 0 \quad [4.55]$$

dove il valore di  $\sigma = gk \tanh kh$  e la formula per

$$\eta(x, y, t) = \frac{i\sigma}{g} A(x, y) \cosh kh \cdot e^{i\sigma t} \quad [4.56]$$

sono state stabilite utilizzando le condizioni cinematica e dinamica della superficie libera.

Se si considera la batimetria leggermente variabile (mild-slope bathymetry) e consideriamo Berkoff (1972) ha mostrato che l'espressione  $Z(z)$  può essere espressa nella forma:

$$Z(z) = -\frac{\cosh k(z+h)}{\cosh kh} \quad [4.57]$$

per cui la funzione potenziale di velocità [6.49] può essere scritta, ricondando la condizione al contorno per la riflessione  $A(x, y) = Ae^{-ikx}$ , come

$$\Phi(x, y, z, t) = A(x, y)e^{is(x,y)} \frac{\cosh k(z+h)}{\cosh kh} e^{-i\sigma t} \quad [4.58]$$

L'equazione [4.55] può essere scritta come

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( CC_g \frac{\partial^2 Ae^{is}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( CC_g \frac{\partial^2 Ae^{is}}{\partial x} \right) + k^2 CC_g Ae^{is} = 0 \quad [4.59]$$

che può essere scritta nella forma

$$\nabla(CC_g \nabla A) + \sigma \left( \frac{C_g}{C} \right) A = 0 \quad [4.60]$$

Se si segue la prima formulazione della modellazione matematica la *Fully spectral formulation*, l'equazione alla base di MIKE 21 SW è la “*wave action balance equation*”, sviluppata in coordinate cartesiane e sferiche. Tale equazione, in coordinate cartesiane, è indicata di seguito:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{v} N) = \frac{S}{\sigma} \quad [4.61]$$

dove  $N(\bar{x}, \sigma, \theta, t)$  è la “*density action*”,  $t$  è il tempo,  $\bar{x} = (x, y)$  rappresenta le coordinate cartesiane,  $\bar{v} = (c_x, c_y, c_\sigma, c_\theta)$  è la velocità di propagazione di gruppo delle onde in quattro dimensioni  $(x, y, \theta, \sigma)$ .  $S$  è il termine di generazione di energia.

Le celerità dell'onda sono date dalle equazioni della cinematica lineare:

$$(c_x, c_y) = \frac{d\bar{x}}{dt} = \bar{c}_g + \bar{U} = \frac{1}{2} \left( 1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right) \frac{\sigma}{k} + \bar{U} \quad [4.62]$$

$$c_\sigma = \frac{d\sigma}{dt} = \frac{\partial \sigma}{\partial d} \left( \frac{\partial d}{\partial t} + \bar{U} \cdot \nabla_{\bar{x}} d \right) - c_g \bar{k} \cdot \frac{\partial \bar{U}}{\partial s} \quad [4.63]$$

$$c_\theta = \frac{d\theta}{dt} = -\frac{1}{k} \left( \frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + \bar{k} \cdot \frac{\partial \bar{U}}{\partial m} \right) \quad [4.64]$$

dove  $s$  ed  $m$  sono le coordinate spaziali rispettivamente parallele e perpendicolari alla direzione di propagazione dell'onda  $\theta$ ,  $d$  è la profondità,  $\bar{k}$  è il vettore del numero di onde di magnitudo  $k$ ,  $\bar{U}$  è il vettore di velocità di corrente.

Il termine di generazione,  $S$ , a secondo membro della “*wave action balance equation*” è dato da:

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} + S_{surf} \quad [4.65]$$

dove  $S_{in}$  rappresenta il trasferimento di quantità di moto dovuta al vento,  $S_{nl}$  il contributo dovuto all'interazione non lineare tra onde,  $S_{ds}$  la dissipazione dovuta al white capping,  $S_{bot}$  la dissipazione dovuta all'attrito col fondo e  $S_{surf}$  la dissipazione dovuta al frangimento.

Il contributo del vento è basato sulla *quasi-linear theory of wind-wave generation* (Janssen's 1989, 1991), dove la quantità di moto trasferita dal vento alla superficie libera non dipende solo dalle tensioni del vento ma anche dallo stato di mare stesso.

Il contributo legato all'interazione non lineare tra onde è approssimato mediante l'approccio DIA (Hasselmann et al. 1985). Il termine di generazione relativo alla dissipazione da white capping è basato sulla teoria di Hasselmann (1974) e Janssen (1989). La dissipazione dovuta all'attrito col fondo è modellata usando l'approccio di

Johnson e Kofoed-Hansen (2000), che dipende dal moto ondoso e dalle caratteristiche dei sedimenti. Il frangimento è basato sull'approccio di Battjes e Janssen (1978) e Eldeberky e Battjes (1996).

Nel caso della seconda formulazione, *Directional decupled parametric formulation* il modello si sviluppa su una parametrizzazione della “*wave action balance equation*” (Holthuijsen 1989) nel dominio delle frequenze introducendo come variabile dipendente il momento di ordine zero e di ordine uno.

Le equazioni quindi diventano le seguenti:

$$\frac{\partial(m_0)}{\partial t} + \frac{\partial(c_x m_0)}{\partial x} + \frac{\partial(c_y m_0)}{\partial y} + \frac{\partial(c_\theta m_0)}{\partial \theta} = T_0 \quad [4.66]$$

$$\frac{\partial(m_1)}{\partial t} + \frac{\partial(c_x m_1)}{\partial x} + \frac{\partial(c_y m_1)}{\partial y} + \frac{\partial(c_\theta m_1)}{\partial \theta} = T_1 \quad [4.67]$$

dove  $m_0(x, y, \theta)$  e  $m_1(x, y, \theta)$  sono rispettivamente i momenti di ordine zero e ordine uno della “*action spectrum*”  $N(x, y, \sigma, \theta)$ .  $T_0(x, y, \theta)$  e  $T_1(x, y, \theta)$  sono i termini di generazione basati sulla *action spectrum*. I momenti  $m_n(x, y, \theta)$  sono definiti dall'equazione:

$$m_n(x, y, \theta) = \int_0^\infty \omega^n N(x, y, \omega, \theta) d\omega \quad [4.68]$$

I termini di generazione  $T_0$  e  $T_1$  tengono conto dell'effetto del vento (solo per la modalità stazionaria) attraverso una relazione empirica (Johnson 1998) della dissipazione di energia dovuta all'attrito col fondo e al frangimento, e dell'effetto di interazione onde-correnti.

#### 4.4.2. TECNICHE DI SOLUZIONE NUMERICA

La discretizzazione spaziale e spettrale è effettuata utilizzando un metodo ai volumi finiti con valori centrati sul singolo elemento. Il dominio di calcolo è discretizzato attraverso una maglia non strutturata costituita da triangoli. Il dominio delle frequenze può essere discretizzato sia in maniera lineare che logaritmica.

La discretizzazione nel dominio temporale è fatta mediante “*time-steps*”, la propagazione della “*wave action*” è fatta attraverso un metodo esplicito in multi frequenza.

I dati di input da inserire nel modello possono essere raggruppati in differenti categorie, ovvero:

- *parametri temporali e del dominio* griglia di calcolo (mesh), Intervalli temporali (time step), durata della simulazione;

- *equazioni, discretizzazione e tecniche di soluzione* (definisce il tipo di formulazione, la discretizzazione delle frequenze e delle direzioni);
- *forzanti* (livelli del mare , vento, correnti);
- *parametri di dissipazione* (frangimento, white-capping, attrito al fondo);
- *condizioni iniziali* (stato di mare iniziale);
- *condizioni al contorno* (tipo di onde in input o contorno (boundary) chiuso).

Il parametro temporale (*time parameters*) serve per definire da quale intervallo iniziare il calcolo. Nel caso in cui il modello d'onda è stazionario il parametro temporale è un valore fittizio in quanto ogni record è assunto come un'onda indipendente dall'altra.

Per la formulazione del modello si può scegliere la formulazione temporale (*time formulation*) o la formulazione spettrale (*spectral formulation*); la prima permette a sua volta di scegliere tra un modello *quasi stazionario* e un modello *non stazionario* mentre la seconda consente di scegliere tra

- *Fully Spectral Formulation (FSF)*
- *Directional decoupled parametric formulation (DDPF)*;

come specificato dalle equazioni [4.61] e [4.66] – [4.67].

Se i dati in input sono costituiti da un'onda le cui caratteristiche sono desunte da uno studio di classi d'onda, allora si utilizza il modello *quasi stazionario*. Se, viceversa, si vuole simulare l'effetto di una mareggiata reale con l'accoppiamento onda – vento si deve utilizzare il modello *non stazionario*.

La formulazione *Fully Spectral Formulation (FSF)* consente di tenere in conto l'effetto del vento associato all'onda e di modificare anche la forma dello spettro.

La formulazione spettrale, *Directional decoupled parametric formulation (DDPF)*, si deve utilizzare quando non vi è associazione vento-onda e lo spettro nella direzione fissata è caratterizzato dal parametro di spreading “n” che definisce la variabilità della direzione di ingresso della forzante. Se il parametro di spreading è basso l'ampiezza del settore di ingresso è grande, mentre se il parametro n è alto il settore si riduce.

La soluzione numerica può assumere un livello di risoluzione diverso. Si possono scegliere schemi di risoluzione a basso ordine e sistemi di soluzione ad alto ordine. Gli schemi di basso ordine sono ovviamente più veloci nei tempi di risoluzione ma raggiungono un minore livello di accuratezza. Per la risoluzione del modello si può scegliere il metodo di risoluzione (es: Newton-Raphson iteration), il numero massimo di iterazione e la tolleranza.

Di seguito vengono esaminati aspetti che sono connessi con la soluzione numerica e che sono determinati per una corretta formulazione del problema.

#### 4.4.3. DEFINIZIONE DEI LIVELLI LIQUIDI

Nella modellazione costiera i livelli liquidi (water level) e la corrente sono generalmente il risultato dell'elaborazione di un modello idrodinamico (HD).

Nel caso in cui non si dispone di tale elaborazione il valore dei livelli liquidi può essere assunto costante e in questo caso si assume come valore quello dello *storm surge*. Ovviamente la definizione dello *storm surge* ha influenza solo sui modelli di dettaglio per basse profondità e non per i modelli di trasferimento del clima ondoso da largo verso riva. Non occorre inserire alcun termine riconducibile all'innalzamento locale dell'onda sotto costa che viene calcolato automaticamente dal modello di calcolo. Quindi come *water level* deve essere inserito o il valore dello *storm surge* o il *livello di marea* cui corrisponde un innalzamento globale della massa d'acqua. Se la propagazione della mareggiata può essere modificata da correnti di marea o di densità il fenomeno può essere simulato con il modello HD facendo interagire nel calcolo i due modelli HD e SW.

#### 4.4.4. FORZANTE DEL VENTO

Nel caso in cui sia presente, si può adottare una forzante relativa al vento. Tale forzante può agire in modo significativo se il fetch è piccolo, in quanto il vento incide su un moto ondoso non completamente formato. Nel caso in cui il fetch è grande si deve tenere conto dell'effetto del vento locale.

Ovviamente la simulazione può essere eseguita solo se si dispone di eventi reali e in questo caso si può tenere conto contemporaneamente dell'effetto delle onde e del vento. La velocità e la direzione del vento può essere costante su tutto il dominio oppure si può definire una mappa di velocità e di direzione che copra per intero il dominio di calcolo.

#### 4.4.5. COPERTURA DI GHIACCIO

La modellazione consente di adottare un parametro per considerare l'eventuale copertura di ghiaccio sulla superficie idrica, fenomeno non di interesse alle nostre latitudini.

#### 4.4.6. DIFFRAZIONE

La diffrazione deve essere presa in considerazione quando sono presenti strutture costiere emerse. Se le strutture costiere sono sommerse l'effetto della diffrazione è tuttora oggetto di ricerca. Se si introduce l'effetto della diffrazione occorre tenere in conto la forte tendenza all'instabilità del modello e quindi una maggiore difficoltà a raggiungere la convergenza della soluzione.

#### 4.4.7. FRANGIMENTO

Il frangimento è uno dei principali fattori di dissipazione dell'energia. Quando l'onda raggiunge basse profondità ( $H/d = 0.80$ ) si ha il frangimento sotto costa e i parametri  $\alpha$  e  $\gamma$  sono i parametri caratteristici di tale fenomeno. In particolare il parametro  $\gamma = 0.80$  rappresenta la localizzazione del frangimento mentre il parametro  $\alpha$  rappresenta la forma del frangimento che cambia con la dissipazione associata al frangimento stesso.

Il parametro  $\gamma$  (*gamma wave steepness*) è il parametro che regola il frangimento al largo. Se si pone il valore  $\gamma = 1$  la dissipazione è alta mentre se si vuole tenere conto anche dell'effetto del vento sulla superficie si può porre  $\gamma = 3$  che definisce un valore di dissipazione limitata.

#### 4.4.8. SCABREZZA DEL FONDO

Il parametro relativo alla scabrezza del fondo non è legato alla dimensione dei grani ma si riferisce ad una *scabrezza equivalente* che rappresenta l'ostacolo costituito dal fondale. Se il fondo è costituito da scogli o massi la scabrezza è l'altezza media del masso. Se il fondale è sabbioso, sul fondo si formano i ripples per cui l'altezza media deve essere dell'ordine di qualche centimetro (es. 5 cm) per rappresentare l'ostacolo costituito dalla conformazione del fondo. Se sono presenti scogliere sommerse si può definire una mappa in cui si pone un valore in corrispondenza delle scogliere (es: 0.50-1.00 m) e un valore in corrispondenza del fondale sabbioso (es: 0.05 m). La presenza di praterie di poseidonia può essere simulata in termini di scabrezza di fondo introducendo un valore adeguato (es: 0.20-0.25 m).

#### 4.4.9. STRUTTURE

Se nel modello occorre simulare strutture sommerse o moli di una struttura portuale, questi devono essere introdotti come batimetria o come condizioni al contorno. Le

strutture sono quelle forme le cui dimensioni sono molto più piccole rispetto alla dimensione della maglia triangolare (es: pali di un pontile del diametro di 50 cm).

#### 4.4.10. CONDIZIONI INIZIALI

Se si applica una forzante sul modello l'integrazione si sviluppa partendo dalla condizione di acqua ferma. Per accelerare l'integrazione vengono introdotte delle condizioni iniziali che possono essere rappresentate da uno spettro di onda.

#### 4.4.11. CONDIZIONI AL CONTORNO

Definito il dominio di calcolo si definiscono i contorni del dominio che possono essere distinti in contorni laterali e off-shore. I contorni laterali (*lateral boundary*) sono il contorno Sud e il contorno Nord. Sul contorno *off-shore* vengono definite le caratteristiche dell'onda che possono essere costanti (definite ad esempio da  $H_{mo}$ ,  $T_p$  e MWD), oppure possono essere variabili nel tempo e costanti lungo una linea, o variabili sia nel tempo che lungo una linea. La presenza di un molo o di un'opera marittima permette di definire un contorno riflettente (*reflective boundary*) a cui può essere associato un parametro di riflessione che è funzione del tipo di opera che è stata introdotta. In particolare il parametro può essere pari a 1 nel caso di riflessione totale, 0 nel caso di non riflessione e 0.40 nel caso di presenza di una scogliera.

#### 4.4.12. RISULTATI DEL MODELLO SW

Di grande importanza sono i risultati della simulazione che possono essere riassunti in altezza d'onda, il periodo di picco e la direzione media per i vari punti del dominio.

### 4.5. **APPLICAZIONE DEL MODELLO DI LARGO E DI DETTAGLIO – STATO DI FATTO**

Il clima ondoso analizzato nei paragrafi precedenti non può evidentemente essere utilizzato a riferimento per l'analisi dell'impatto dell'opera in progetto sulla dinamica costiera: E' necessaria quindi la predisposizione di un modello di propagazione dell'onda dalla profondità e distanza da costa più elevate ad una profondità e distanza più limitate.

A tal fine, è stato realizzato un modello di moto ondoso a più ampia scala che ha permesso l'estrazione delle caratteristiche del clima ondoso sottocosta, alla profondità indicativa di 10 m. L'analisi dei risultati del modello ad ampia scala ha permesso



l'individuazione delle condizioni d'onda più rappresentative in termini di effetto sul trasporto costiero. Tali condizioni d'onda rappresentative sono state infine simulate attraverso la predisposizione di un modello combinato di dettaglio per onde, correnti e trasporto.

Obiettivo del modello di moto ondoso ad ampia scala o di largo è il trasferimento del clima ondoso dal largo a sottocosta, adottando una risoluzione media, fino ad una profondità approssimativamente pari a 10 m. L'estrazione delle caratteristiche del clima ondoso a tale profondità saranno poi utilizzate come condizioni al contorno del modello di moto ondoso a scala locale.

Il sistema modellistico di dettaglio combinato onde-correnti-trasporto è stato implementato su un dominio che si estende per il litorale di Vibo Marina.

I dati batimetrici utilizzati per la realizzazione della batimetria “mesh” di calcolo sono stati ottenuti attraverso un'operazione di integrazione tra le quote provenienti dalle carte nautiche, le quote provenienti da un rilievo di dettaglio effettuato in fase di gara ed altri rilievi reperiti.

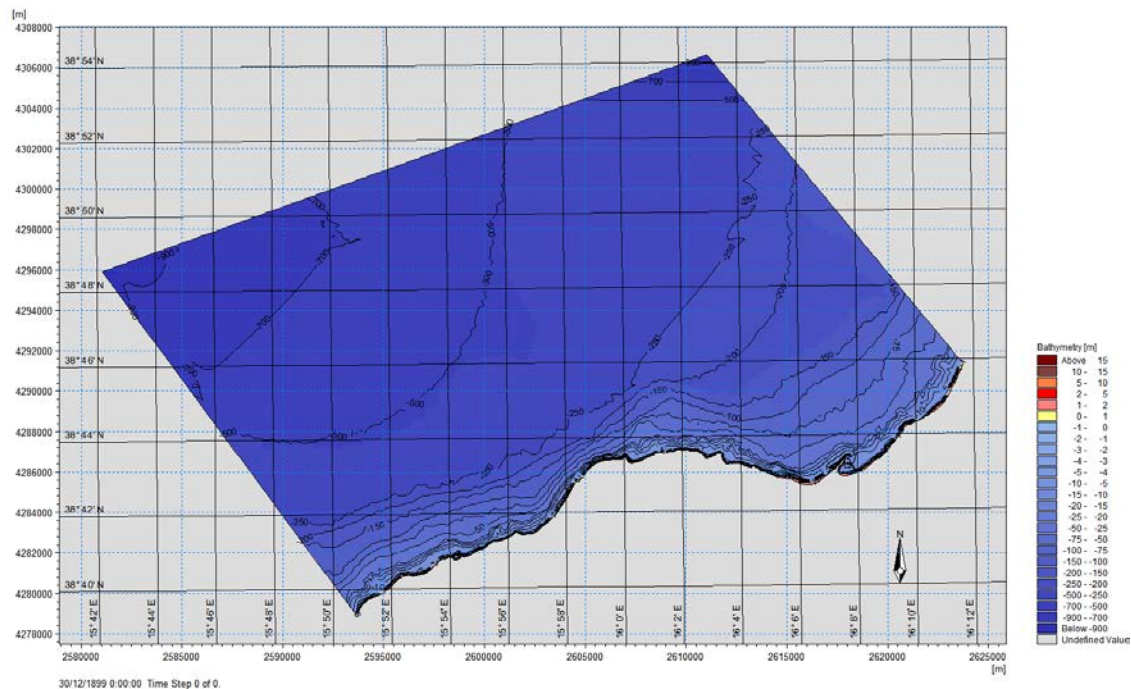
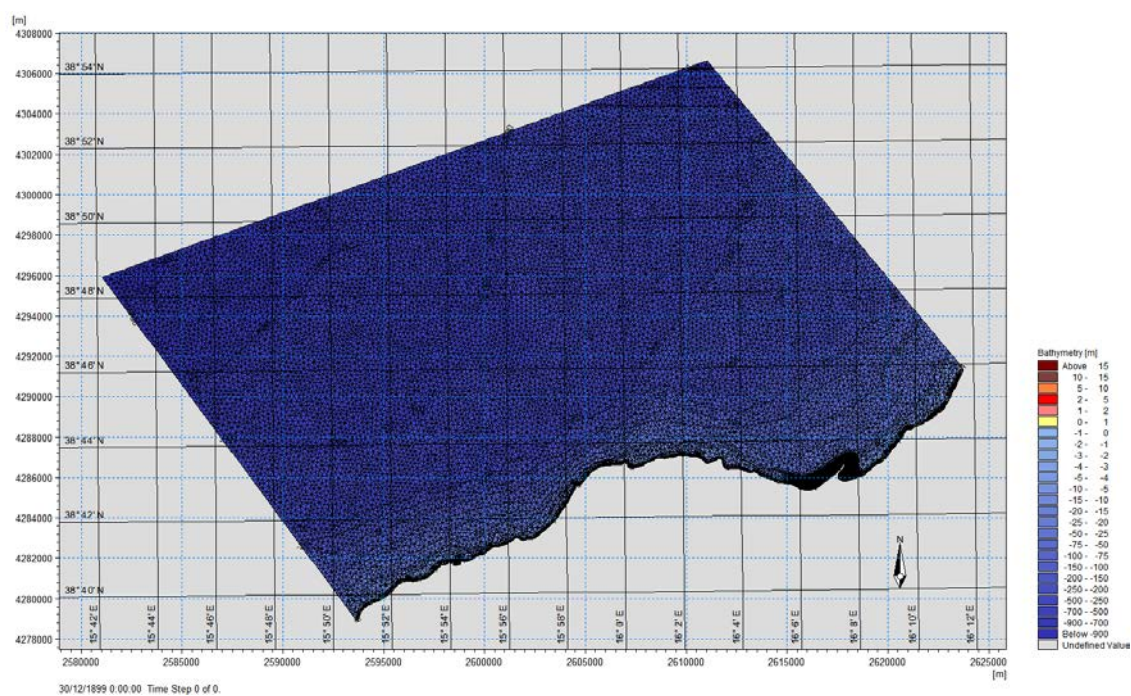
Il modello presenta tre condizioni al contorno aperte “*boundaries*” (E, offshore, O).

Le condizioni al contorno in termini di moto ondoso sono state selezionate sulla base delle analisi effettuate nell'ambito dei paragrafi precedenti.

La condizione al contorno *offshore* è stata fornita al modello in termini di altezza d'onda significativa ( $H_s$ ), periodo di picco ( $T_p$ ) e direzione media di propagazione (MWD). Le condizioni al contorno E e O sono state schematizzate come “*lateral boundaries*”. Quando viene imposta tale tipologia di condizione al contorno, il modello calcola una soluzione semplificata delle equazioni lungo la *boundary* (approccio monodimensionale), a partire dalle caratteristiche dell'onda assegnate al largo ed in funzione delle caratteristiche batimetriche lungo la *boundary* laterale stessa.

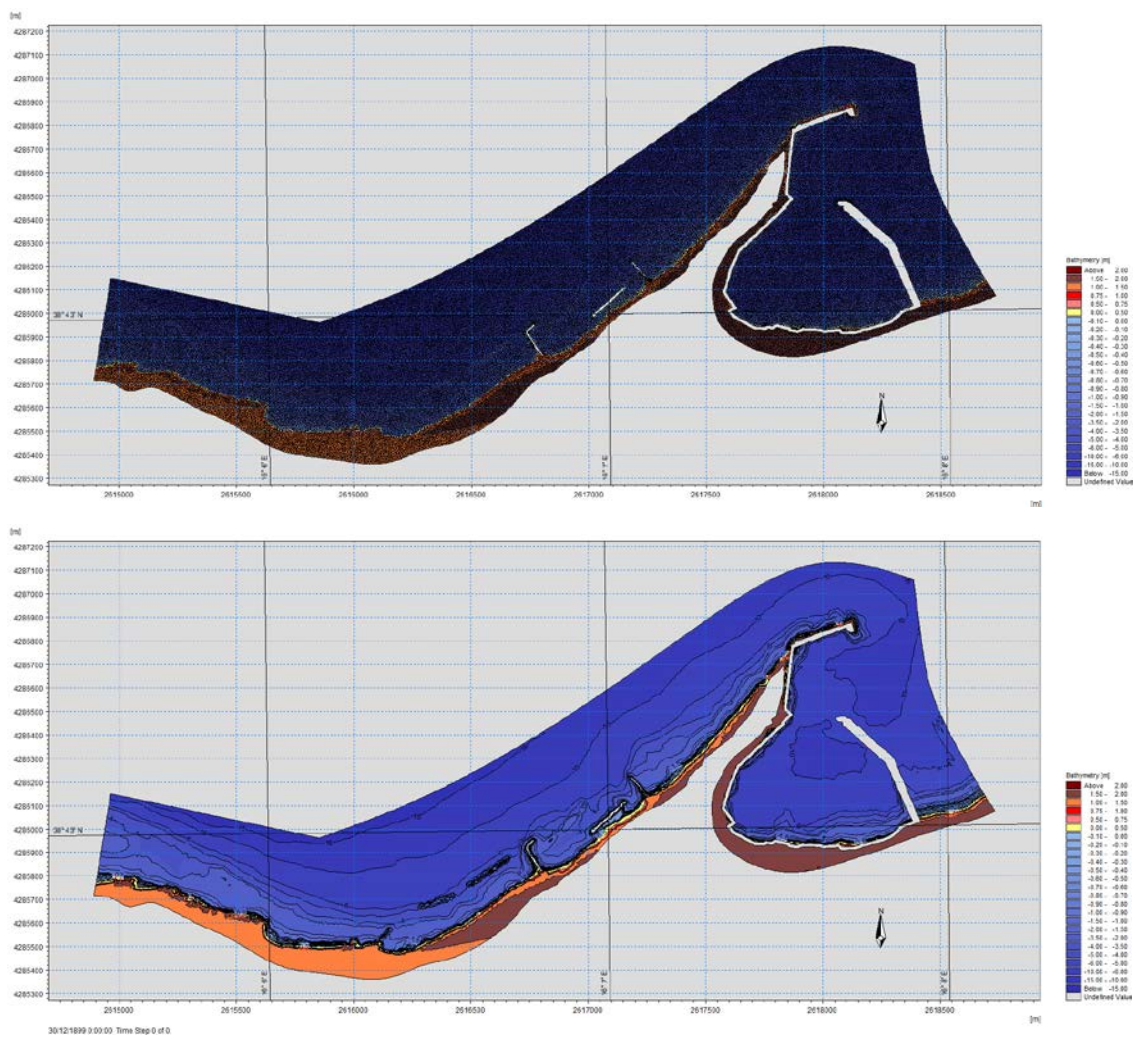
Quindi, ai fini dell'applicazione dei modelli, è stata costruita una batimetria che per la parte più vicina alla linea di costa è una batimetria di dettaglio ricavata da un rilievo batimetrico, mentre per la parte più a largo è stata ricavata dalle carte nautiche della zona. Nella Figura 9 è riportata la griglia di calcolo e la batimetria del modello di largo. Nelle figure seguenti sono riportate le batimetrie e le griglie di calcolo per il modello di dettaglio per ogni comune.

Il clima ondoso, input del modello di largo, è stato determinato nel § 4.2. Nelle Figure successive sono riportati i grafici che rappresentano per ogni direzione di onda i risultati del modulo SW di largo.



**Figura 18 – Griglia di calcolo e batimetria modello di largo**





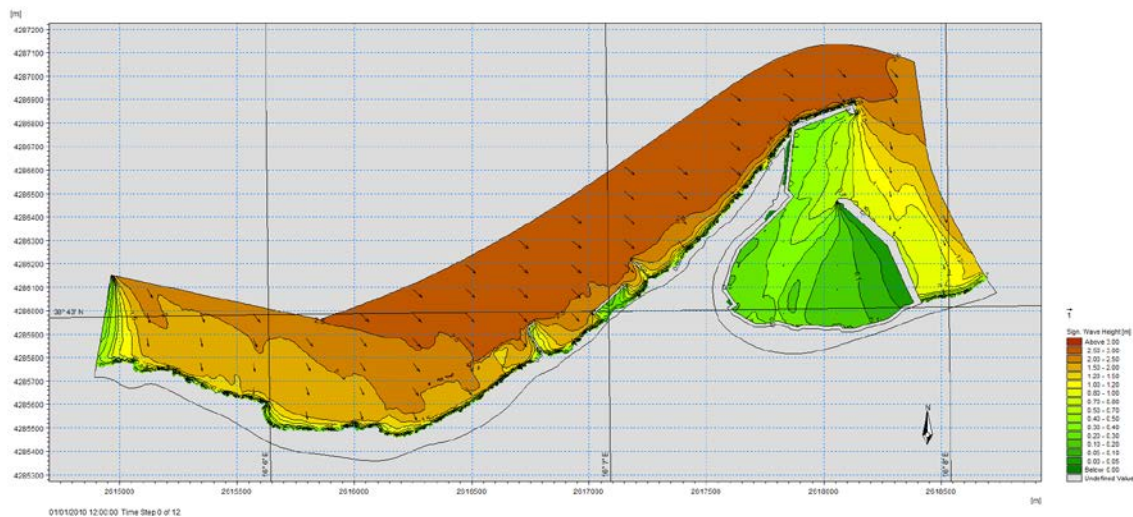
**Figura 19 – Griglia di calcolo e batimetria modello di dettaglio - Vibo Marina**

Una volta studiato il clima ondoso a largo si è “estratto” il clima ondoso sotto costa e precisamente alle Coordinate Gauss Boaga = (2616886 E – 4286300 N);

$H_s = 2.73 \text{ m}$ ;

$T_p = 8.14 \text{ s}$ ;

$MWD = 309.62^\circ$ .



**Figura 20 –Modello di dettaglio SW - Vibo Marina – stato di fatto**

#### 4.6. DESCRIZIONE DEL MODELLO IDRODINAMICO – MIKE 21 HD FM

Ottenute le onde sottocosta si è passati all'applicazione del modello idrodinamico (MIKE 21 HD) che calcola le correnti litoranee utilizzando i dati delle analisi svolte in precedenza.

Il modulo idrodinamico (HD), cuore del codice MIKE 21, simula le variazioni di livello e corrente in risposta alle differenti tipologie di forzanti considerate, potendo essere utilizzato da solo o come base per i calcoli effettuati dagli altri moduli disponibili. In particolare, il modulo HD di MIKE 21 permette di tenere in considerazione i molti fenomeni quali, *flooding and drying*, *perdite di carico*, *attrito al fondo*, *forza di Coriolis*, *effetto del vento*, *gradienti di pressione barometrica*, *coperture di ghiaccio*, *effetto delle maree*, *precipitazioni*, *evaporazioni*, *radiation stresses*, *pozzi e sorgenti*.

Inoltre, il modulo HD può essere utilizzato insieme al modulo *Sand Transport* per simulare il trasporto di materiale non coesivo come sarà fatto in seguito. Nelle aree costiere, laddove il trasporto è in gran parte dominato dalle correnti indotte dal moto ondoso, il modulo idrodinamico può essere forzato, come è stato fatto, dai campi di *radiation stress* ottenuti mediante l'utilizzo del modulo SW (*spectral wave*).

##### 4.6.1. EQUAZIONI DEL MODELLO

Lo studio dei modelli relativi al moto di un fluido trae origine da equazioni del tutto generali, che sono valide per una vasta classe di processi fisici.

L'equazione del moto nella forma più generale è data da

$$\sum_{i=1}^N F_i = \frac{d(Mv)}{dt} \quad [4.69]$$

cui deve essere associata all'equazione di conservazione della massa

$$\frac{dM}{dt} = 0 \quad [4.70]$$

in cui con F si sono indicate le forze agenti, con M la massa, con v la velocità e con t il tempo.

Se si indicano con u,v,w le componenti della velocità dove

$$\begin{aligned} u &= u(x, y, z, t) \\ v &= v(x, y, z, t) \\ w &= w(x, y, z, t) \end{aligned} \quad [4.71]$$

in cui x e y sono le direzioni orizzontali e z la direzione verticale, vale la seguente equazione di continuità [4.6]

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad [4.72]$$

L'equazione [4.69] può essere riscritta per le componenti della velocità per cui per la componente in direzione x si può scrivere

$$\sum_{i=1}^N (F_i)_x = \frac{d(Mu)}{dt} \quad [4.73]$$

Ricordando che le funzioni scalari della velocità dipendono sia dal tempo che dal punto per cui si deve eseguire la derivata totale si ha

$$\frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x}u + \frac{\partial u}{\partial y}v + \frac{\partial u}{\partial z}w \quad [4.74]$$

Le forze che agiscono sulla massa d'acqua sono la forza di gravità agente nella sola direzione verticale, la pressione ed una forza di attrito che sarà direttamente proporzionale al Laplaciano della velocità legate quindi alle forze convettive.

L'equazione [4.73] diventa quindi (equazioni scalari del moto)

$$\begin{aligned} -\frac{\partial p}{\partial t} + \nu \left[ \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right] &= \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x}u + \frac{\partial u}{\partial y}v + \frac{\partial u}{\partial z}w \\ -\frac{\partial p}{\partial t} + \nu \left[ \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right] &= \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial v}{\partial x}u + \frac{\partial v}{\partial y}v + \frac{\partial v}{\partial z}w \\ -\frac{\partial p}{\partial t} + \nu \left[ \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right] &= \frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial w}{\partial x}u + \frac{\partial w}{\partial y}v + \frac{\partial w}{\partial z}w \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0 \end{aligned} \quad [4.75]$$

La determinazione dei coefficienti delle equazioni è determinata dalle condizioni al contorno. Se consideriamo che la massa fluida abbia una superficie libera e supponiamo che la superficie libera sia definita da una equazione del tipo

$$f(x, y, z, t) = z - \eta(x, y, t) = 0 \quad [4.76]$$

la derivata totale rispetto al tempo della funzione f sarà nulla se calcolata sui punti della superficie per cui

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + \frac{\partial f}{\partial x}u + \frac{\partial f}{\partial y}v + \frac{\partial f}{\partial z}w = 0 \quad [4.77]$$

da cui segue che

$$-\frac{df}{dt} = \nu \nabla f \quad [4.78]$$

e quindi

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial x}u_s + \frac{\partial \eta}{\partial y}v_s = w_s \quad [4.79]$$

in cui  $u_s, v_s, w_s$  sono i valori delle componenti della velocità al livello della superficie libera.

Analogamente devono essere imposte delle condizioni sul fondo. Se  $h=h(x,y)$  è la profondità dell'acqua misurata in condizioni di mare calmo, la funzione che definisce il fondo può essere scritta nella forma

$$f(x, y, z) = z - h(x, y) \quad [4.80]$$

Analogamente a quanto scritto in precedenza si ha

$$\frac{\partial h}{\partial x} u_b + \frac{\partial h}{\partial y} v_b = w_b \quad [4.81]$$

in cui  $u_b, v_b, w_b$  sono i valori delle componenti di velocità sul fondo.

Occorre osservare che l'accelerazione verticale e le forze di attrito verticali danno un contributo minimo rispetto all'accelerazione di gravità e al gradiente della pressione calcolato in direzione verticale per cui si possono trascurare gli effetti dell'attrito nella terza equazione del moto e quindi

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g \quad [4.82]$$

L'espressione della pressione può essere posta come

$$p(x, y, z, t) = p_a(x, y, z, t) + g \cdot [\eta(x, y, t) - z] \quad [4.83]$$

in cui  $p_a$  è la pressione atmosferica a livello della superficie libera che può essere considerata costante dal momento che le regioni prese in esame sono relativamente piccole.

Sostituendo la [4.82] nelle equazioni scalari del moto [4.75] si ha

$$\begin{aligned} -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + v_h \left[ \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + v_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} &= \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} u + \frac{\partial u}{\partial y} v + \frac{\partial u}{\partial z} w \\ -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + v_h \left[ \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + v_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} &= \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial v}{\partial x} u + \frac{\partial v}{\partial y} v + \frac{\partial v}{\partial z} w \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0 \end{aligned} \quad [4.84]$$

che rappresentano le *Equazioni del moto Navier – Stokes ed equazione di continuità*.

I coefficienti  $v_h$  e  $v_v$  indicano i valori dell'attrito dinamico in direzione orizzontale e in direzione verticale e sono associati ai termini convettivi delle forze. Le condizioni sulla

superficie libera sono descritte dai coefficienti  $\tau_x^w, \tau_y^w$  che denotano gli sforzi dovuti al vento che sono definiti dalle relazioni

$$\begin{aligned} \nu_v \frac{\partial u}{\partial z} &= \tau_x^w \\ \nu_v \frac{\partial v}{\partial z} &= \tau_y^w \end{aligned} \quad [4.85]$$

I coefficienti  $\tau_x^w, \tau_y^w$  sono definiti dalle relazioni

$$\begin{aligned} \tau_x^w &= \rho_a C_D \sqrt{u_a^2 + v_a^2} \cdot u_a \\ \tau_y^w &= \rho_a C_D \sqrt{u_a^2 + v_a^2} \cdot v_a \end{aligned} \quad [4.86]$$

in cui  $\rho_a$  è la densità dell'aria,  $C_D$  è il coefficiente di attrito vento-acqua e  $u_a, v_a$  sono le componenti della velocità del vento. I coefficienti di attrito orizzontali dovuti alla dinamica acqua-sedimento sono determinati dalle equazioni

$$\begin{aligned} \nu_v \frac{\partial u}{\partial z} &= u\gamma \\ \nu_v \frac{\partial v}{\partial z} &= v\gamma \end{aligned} \quad [4.87]$$

dove  $\gamma = g \frac{\sqrt{u^2 + v^2}}{C_z^2}$  è il coefficiente di attrito con il fondale con  $C_z$  coefficiente di attrito di Chezy definito dalla relazione  $C_z^2 = [((h + \eta)^{1/6}) / n]$ .

Per rappresentare in modo abbastanza soddisfacente l'idrodinamica costiera si può utilizzare un modello 2-DH. In tale modello tutte le equazioni che definiscono l'idrodinamica sono integrate rispetto alla direzione verticale. Gli estremi dell'integrazione sono il fondo marino  $z = -h$  e la superficie libera  $z = \eta$ . Una seconda approssimazione che può essere introdotta è quella di linearizzare i termini non lineari che nelle equazioni del moto sono rappresentate dai termini delle forze convettive.

Le equazioni [4.84] diventano

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} u + \frac{\partial u}{\partial y} v &= -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\nu_h}{H} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( H \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( H \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] + \frac{\tau_x^w - \gamma u}{H} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial v}{\partial x} u + \frac{\partial v}{\partial y} v &= -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\nu_h}{H} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( H \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( H \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] + \frac{\tau_y^w - \gamma v}{H} \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial (Hu)}{\partial x} + \frac{\partial (Hv)}{\partial y} &= 0 \end{aligned} \quad [4.88]$$

dove  $H(x,y,z) = h(x,y) - \eta(x,y,t)$  definisce l'altezza totale e  $u(x,y,t)$  e  $v(x,y,t)$  le velocità medie orizzontali integrate rispetto la profondità.

Se si considerano trascurabili i contributi degli attriti orizzontali rispetto alle altre forze in gioco si ottengono le seguenti equazioni:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x}u + \frac{\partial u}{\partial y}v &= -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x^w - \gamma u}{H} \\
\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial v}{\partial x}u + \frac{\partial v}{\partial y}v &= -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y^w - \gamma v}{H} \\
\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(Hu)}{\partial x} + \frac{\partial(Hv)}{\partial y} &= 0
\end{aligned} \quad [4.89]$$

Gli sforzi orizzontali sono rappresentati dai cosiddetti “*radiation stress*” che sono sforzi dovuti al moto ondoso e dai cosiddetti “*turbulent stress*” dovuti agli effetti dei moti turbolenti che si generano nell’acqua.

Consideriamo un sistema di equazioni equivalente a quello descritto nelle [4.89]. Siano  $q_x = uH$   $q_y = vH$  le componenti orizzontali della variazione delle quantità di acqua rispetto ad una sezione verticale,  $\Omega$  la velocità angolare della rotazione terrestre,  $\Phi$  la latitudine del luogo di interesse in cui  $f = 2\Omega \sin \Phi$  e  $\tau_{bx}, \tau_{by}$  gli sforzi dovuti alla dinamica acqua-sedimento e  $\tau_l$  gli sforzi laterali.

In questa nuova formulazione le equazioni del moto diventano

$$\begin{aligned}
\frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial q_x^2 / H}{\partial x} + \frac{\partial q_x q_y / H}{\partial y} &= \frac{H}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{H}{\rho} \frac{\partial \tau_l}{\partial x} + (\tau_x^w - \tau_x^b) + f q_y \\
\frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial q_y^2 / H}{\partial y} + \frac{\partial q_x q_y / H}{\partial x} &= \frac{H}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{H}{\rho} \frac{\partial \tau_l}{\partial y} + (\tau_y^w - \tau_y^b) + f q_x \\
\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial t} &= 0
\end{aligned} \quad [4.90]$$

In questa formulazione i turbulent stress hanno la seguente espressione

$$\begin{aligned}
\tau_x^b &= \frac{\rho f_d}{8H^2} Q q_x \\
\tau_y^b &= \frac{\rho f_d}{8H^2} Q q_y \\
\tau_l &= \rho \varepsilon \left( \frac{\partial q_x / D}{\partial y} + \frac{\partial q_y / D}{\partial x} \right)
\end{aligned} \quad [4.91]$$

dove  $Q$  è la quantità totale di variazione dell’acqua,  $f_d$  è il coefficiente di attrito ed  $\varepsilon$  è il coefficiente di viscosità laterale. Per quanto riguarda i radiation stress si considera il seguente sistema di equazioni



$$\begin{aligned}
\frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial q_x^2 / H}{\partial x} + \frac{\partial q_x q_y / H}{\partial y} &= \frac{H}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{H}{\rho} \left( \frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) + (\tau_x^w - \tau_x^b) + f q_y \\
\frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial q_y^2 / H}{\partial y} + \frac{\partial q_x q_y / H}{\partial x} &= \frac{H}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{H}{\rho} \left( \frac{\partial S_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right) + (\tau_y^w - \tau_y^b) + f q_x \quad [4.92] \\
\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial t} &= 0
\end{aligned}$$

in cui i radiation stress hanno la seguente espressione matematica

$$\begin{aligned}
S_{xx} &= \frac{E}{2} [(3 + \cos 2\alpha)n - 1] \\
S_{xy} &= En \sin \alpha \cos \alpha \\
S_{yy} &= \frac{E}{2} [(3 - \cos 2\alpha)n - 1]
\end{aligned} \quad [4.93]$$

dove  $\alpha$  è l'angolo che il moto ondoso forma con l'asse delle x, E la densità dell'energia dell'onda,  $n = C_g / C$  è il rapporto tra la celerità di gruppo e la celerità dell'onda. La celerità di gruppo è la velocità con cui si trasmette l'energia. Se consideriamo la relazione

$$C_g = nC \quad [4.94]$$

il fattore n è definito dall'espressione

$$n = \frac{1}{2} \left( 1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right) \quad [4.95]$$

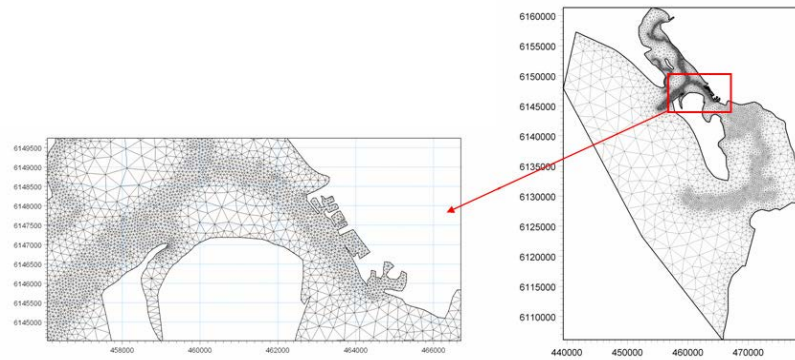
essendo  $k=2\pi/L$  numero d'onda con L lunghezza d'onda.

Come già descritto in precedenza il sistema modellistico si basa sulla soluzione numerica delle equazioni di Navier-Stokes mediate (*Reynolds Averaged Navier-Stokes equations*) sotto le ipotesi di Boussinesq e in condizioni di pressione idrostatica.

#### 4.6.2. TECNICHE DI SOLUZIONI NUMERICHE

Il sistema di equazioni è risolto con metodi numerici utilizzando una griglia di calcolo flessibile (FM - *Flexible Mesh*) in cui il metodo di soluzione utilizza volumi finiti per la discretizzazione delle equazioni di flusso e trasporto con valori centrati sul singolo elemento. Il dominio spaziale è discretizzato tramite la suddivisione del continuo in elementi/celle non sovrapposte come rappresentato nella Figura 32 in cui è riportata la suddivisione in griglia di calcolo generale con un dettaglio in corrispondenza di un punto singolare. Nella Figura 20 è rappresentata la suddivisione del dominio di calcolo discretizzato nelle dimensioni orizzontali attraverso una maglia non strutturata

costituita da triangoli. Occorre notare che nel modello 2D gli elementi possono essere *triangoli* o *quadrilateri*.



**Figura 21 – Suddivisione dell'area in griglia di calcolo (fonte DHI)**

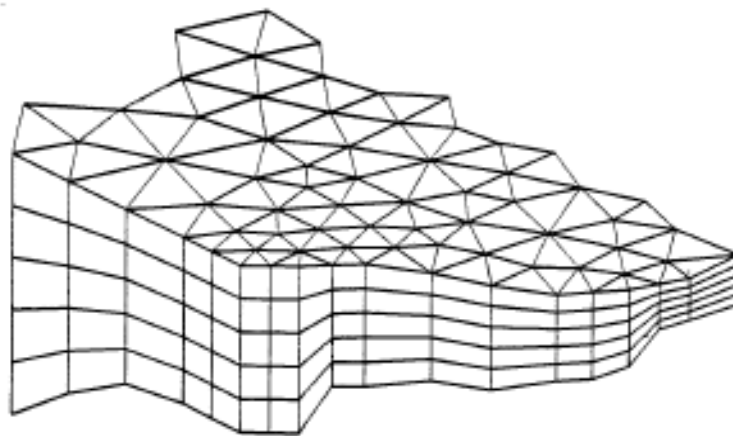
Come già accennato in precedenza si possono utilizzare schemi numerici di diversi ordini e ciò comporta ovviamente tempi di calcolo diversi.

Il passo temporale di integrazione e la scala caratteristica della lunghezza devono essere scelti in relazione ad un numero detto *CFL Courant-Friedrich-Levy* che deve essere inferiore a 1. Un passo di integrazione variabile è usato nel calcolo sia delle equazioni in condizioni di bassa profondità che nelle equazioni di trasporto facendo in modo che il CFL sia minore del CFL critico in tutti i nodi della simulazione.

Il CFL è definito come:

$$CFL_{HD} = (\sqrt{gh} + |u|) \frac{\Delta t}{\Delta x} + (\sqrt{gh} + |v|) \frac{\Delta t}{\Delta y} \quad [4.96]$$

dove  $h$  è la profondità totale,  $u$  e  $v$  sono le componenti della velocità nelle direzioni  $x$  e  $y$ ,  $g$  è l'accelerazione di gravità,  $\Delta x$  e  $\Delta y$  sono le lunghezze di scala caratteristiche nelle direzioni  $x$  e  $y$  per un elemento e  $\Delta t$  è l'intervallo di tempo.



**Figura 22 – Suddivisione del dominio in maglie triangolari non strutturate (fonte DHI)**

La lunghezza caratteristica di scala  $\Delta x$  e  $\Delta y$  è approssimata alla minima lunghezza del lato per ogni elemento e la profondità d'acqua e la componente della velocità è valutata nell'elemento centrale. Il numero CFL dà anche un'indicazione della stabilità dello schema numerico in quanto se il CFL è minore di 1 si ha una sicura stabilità. In alcuni casi si può ridurre il CFL critico, (nei modelli di calcolo utilizzati il CFL critico è pari per default a 0.80). Se il CFL viene modificato occorre assicurarsi che il valore deve essere compreso tra 0 e 1.

#### 4.6.3. PARAMETRI DI INPUT DELLA MODELLAZIONE MATEMATICA

La modellazione idrodinamica eseguita con il MIKE 21 HD necessita di una serie di dati di input che si possono raggruppare in differenti categorie. In primo luogo devono essere definiti il dominio attraverso la griglia computazionale e le batimetrie e i parametri temporali attraverso la durata della simulazione e gli step temporali.

Devono quindi essere definiti la resistenza di fondo, il coefficiente di dispersione della quantità di moto e il fattore di resistenza del vento che devono essere considerati come fattori di calibrazione del modello.

Le condizioni iniziali sono definite dal livello della superficie dell'acqua e dalle componenti iniziali di velocità. Definito il dominio devono essere definite le condizioni al contorno quali il livello dell'acqua in corrispondenza del contorno e eventuali valori di flusso sul contorno stesso. Vengono quindi definite altre forzanti che si possono trovare sul dominio di calcolo quali la velocità e la direzione del vento, le maree, le sorgenti e i pozzi e i valori di radiation stress delle onde. Di seguito vengono esaminati alcuni aspetti relativi ai parametri che devono essere definiti per una corretta modellazione.

#### 4.6.4. DOMINIO

Il dominio di calcolo è definito dalla conoscenza delle coordinate dei punti (x,y,z) che definiscono il fondale del sito in oggetto. La griglia di calcolo deve essere scelta in modo da includere l'area da modellare, devono essere definiti i contorni del dominio e occorre attribuire un codice per il riconoscimento delle condizioni al contorno.

Come già descritto in precedenza la discretizzazione spaziale delle equazioni avviene secondo un metodo ai volumi finiti calcolato al centro di ogni elemento. Il dominio spaziale è discretizzato in celle che possono avere forma triangolare o di quadrilateri. La griglia ha anche la proprietà di essere infittita o diradata in alcune aree rispetto ad

altre, permettendo dei risultati di maggior dettaglio nelle aree di maggior interesse e di velocizzare il calcolo del modello in altre aree dove non si ritiene opportuno tale dettaglio. È necessario, dopo aver scelto la risoluzione della griglia, cercare di modellare la costa o il confine della terraferma, in modo da evitare la formazione di celle molto piccole in prossimità di insenature o rientranze della costa.

#### 4.6.5. PARAMETRI TEMPORALI

Il tempo di calcolo deve essere definito indicando la data di inizio simulazione, il passo temporale in cui si vuole ogni singolo risultato e quanti step temporali si vogliono in totale. Si può definire la frequenza con cui si vogliono conoscere i risultati. Occorre sottolineare che il modello HD integra le equazioni nel tempo per cui occorre definire il tempo in modo che si determini una corrente litoranea costante.

Per tale motivo occorre considerare un periodo iniziale transitorio (tale periodo è stimato in 3-4 ore di calcolo).

#### 4.6.6. RESISTENZA AL FONDO

La resistenza al fondo può essere specificata indicando che al fondo non vi è alcuna resistenza, o definendo una resistenza attraverso il numero di Chezy o definendo la resistenza attraverso il numero di Manning. Se al fondo si attribuisce una resistenza attraverso il numero di Chezy  $C$  [ $m^{1/2}/s$ ] o il numero di Manning  $M$  [ $m^{1/3}/s$ ] tale resistenza può essere attribuita in modo costante per tutto il dominio o variabile nel dominio attraverso la definizione di una mappa.

La tensione al fondo è definita dalla relazione

$$\frac{\bar{\tau}_b}{\rho_0} = c_f \bar{u}_b |\bar{u}_b| \quad [4.97]$$

dove  $c_f$  è il coefficiente di resistenza,  $u_b$  è la velocità del flusso sopra il fondo  $\rho_0$  è la densità dell'acqua. Nel caso bidimensionale  $u_b$  è la velocità mediata sulla profondità è il coefficiente di resistenza può essere determinato dal numero di Chezy e dal numero di Manning definiti dalle seguenti espressioni

$$c_f = \frac{g}{C^2} \quad [4.98]$$

$$c_f = \frac{g}{(Mh^{1/6})^2} \quad [4.99]$$

dove  $h$  è la profondità totale dell'acqua e  $g$  l'accelerazione di gravità.

Il coefficiente di Manning è legato al coefficiente di Gaukler-Strickler  $k_s$  con la relazione:

$$M = \frac{25.4}{k_s^{1/6}} \quad [4.100]$$

I valori da adottare si trovano compresi nel range tra 20 e 40 [ $m^{1/3}/s$ ] (normalmente si utilizza il valore 32 [ $m^{1/3}/s$ ] se non si hanno altre informazioni disponibili).

Se si utilizza il numero di Chezy i valori si trovano usualmente compresi nel range tra 30 e 50 [ $m^{1/2}/s$ ] per le applicazioni marine costiere.

#### 4.6.7. COEFFICIENTE DI DISPERSIONE DELLE QUANTITA' DI MOTO

La modellazione numerica prevede che le variabili nelle equazioni da risolvere vengono scomposte in una quantità media e una fluttuazione turbolenta e ciò porta ad un termine aggiuntivo di tensione nelle equazioni principali. La viscosità turbolenta orizzontale può essere specificata nell'algoritmo di calcolo fissando un valore nullo di *eddy viscosity*; fissando la formulazione di una *eddy viscosity*, o riferendosi alla formulazione di Smagorinsky. Se si impone un valore di *eddy viscosity* costante, è necessario specificare il coefficiente di *eddy viscosity* in [ $m^2/s$ ] riferendosi ad esempio alla formulazione di Smagorinsky. I coefficienti possono essere definiti costanti nel dominio o variabili e in questo caso occorre definire una mappa.

Il coefficiente di Smagorinsky propone di esprimere i trasporti che avvengono alla scala inferiore alla griglia utilizzata da una viscosità turbolenta relazionata alle caratteristiche della scala di lunghezza considerata (valori compresi nell'intervallo 0.25 e 1).

#### 4.6.8. LIVELLO INIZIALE DELLA SUPERFICIE DELL'ACQUA

Nella risoluzione del modello idrodinamico si possono specificare valori iniziali della superficie dell'acqua imponendo un livello costante; variabile con la *surface elevation*; variabile con le profondità dell'acqua e le velocità. Usualmente si pone il livello dell'acqua pari a 0 che corrisponde alla condizione di quiete.

#### 4.6.9. CONDIZIONI INIZIALI DELLE COMPONENTI DI VELOCITA'

Le condizioni iniziali riguardano, oltre il livello iniziale dell'acqua, i valori delle componenti  $u$  e  $v$  della velocità che usualmente sono poste pari a zero a meno che non si abbiano a disposizione dei dati di calibrazione.

Se si pongono le componenti di velocità nella condizione iniziale pari a zero unitamente al livello dell'acqua posto anch'esso pari a zero si impone che la condizione iniziale sia la condizione di quiete.

#### 4.6.10. CONDIZIONI A CONTORNO

In corrispondenza dei contorni del dominio devono essere definite le condizioni che devono essere assunte quali il livello della superficie dell'acqua che viene posto pari a zero all'istante iniziale. Occorre inoltre aggiungere un fattore di correzione dell'elevazione del pelo libero per effetto del vento (*wind correction*), che tiene in considerazione l'elevazione del pelo libero rispetto all'elevazione che la superficie avrà se sollecitata dalla forzante come il vento. Per il contorno di terra (*land boundary*) nel caso di spiaggia occorre annullare la componente normale della velocità (*zero normal velocity*), mentre nel caso in cui si tratta di una scogliera radente occorre annullare sia la componente normale che la componente tangenziale della velocità (*zero velocity*).

#### 4.6.11. LA FORZANTE DEL VENTO

Tra le forzanti che è possibile introdurre nel calcolo è possibile prendere in considerazione l'effetto del vento che può essere specificato come un valore costante: e questo indica che il vento soffia dalla stessa direzione con la stessa intensità per l'intero periodo di simulazione e sull'intera area del modello. In alternativa si può fissare un valore variabile nel tempo e costante nel dominio e questo indica che l'intensità e la direzione variano durante il periodo di simulazione, ma sono uguali nell'intera area del modello o variabile nel tempo e nel dominio e questo indica che l'intensità e la direzione variano nel periodo di simulazione e sull'area del modello.

#### 4.6.12. ALTRE FORZANTI

Nel modello è possibile prendere in considerazione altre forzanti come la copertura di ghiaccio, le variazioni dovute alle maree, le precipitazioni e l'evaporazione (importante nel caso di bacini lacustri) e il moto ondoso. Possono essere prese in considerazione sorgenti che sono localizzate con le loro coordinate x,y e dal valore della portata che può essere costante o variabile nel tempo. L'utilizzazione della simulazione di una sorgente nel dominio può servire a simulare una fonte di inquinamento mentre se si vuole simulare un torrente questo deve essere simulato con una boundary aperta attraversata da una corrente con una portata costante o con un istogramma di piena.

#### 4.6.13. FASI DI ASCIUTTO - BAGNATO

Nel modello idrodinamico possono essere presi in considerazione i fenomeni di passaggio rapido asciutto-bagnato (*flood and dry*), se l'area di studio ne è soggetta, oppure si possono tenere in considerazione le maree.

#### 4.6.14. DENSITA'

Nella soluzione delle equazioni viene considerata la densità che è funzione della temperatura dell'acqua e della salinità. I valori della temperatura e salinità possono essere considerati costanti e quindi la densità non è in questo caso aggiornata durante la simulazione (*modalità barotropica*). Se viceversa la densità è considerata funzione della temperatura o della salinità le equazioni di trasporto devono essere risolte anche in funzione della temperatura e della salinità.

La densità è calcolata usando l'equazione di stato per l'acqua del mare standard dell'UNESCO applicabile per temperature comprese tra 2.1 °C e 40 °C, mentre per la salinità il range è di 0 e 45 PSU (*Practical Salinity Unit*).

Si può anche includere il gradiente di densità se la massa d'acqua è ben miscelata, cosicché, la temperatura, la salinità e la densità sono costanti in tutta la profondità. Il gradiente di densità è invertito dal gradiente del livello d'acqua. In molti casi l'effetto del gradiente di densità delle equazioni 2D di *shallow water* è piccolo, perciò il termine di densità può essere trascurato.

Se si include la densità, il tempo di calcolo aumenta significativamente.

#### 4.6.15. FORZA DI CORIOLIS

La forza di Coriolis è funzione delle informazioni geografiche sul sito e può essere non considerata (forza di Coriolis nulla), costante nel dominio e variabile nel dominio.

Se è costante nel dominio la forza di Coriolis sarà calcolata usando una costante specifica in riferimento alla latitudine (in gradi). Se varia nel dominio sarà calcolata basandosi sulle informazioni geografiche date nella griglia di calcolo.

Normalmente non si tiene conto della forza di Coriolis che avrebbe una influenza trascurabile per piccoli domini.

#### 4.6.16. STRUTTURE

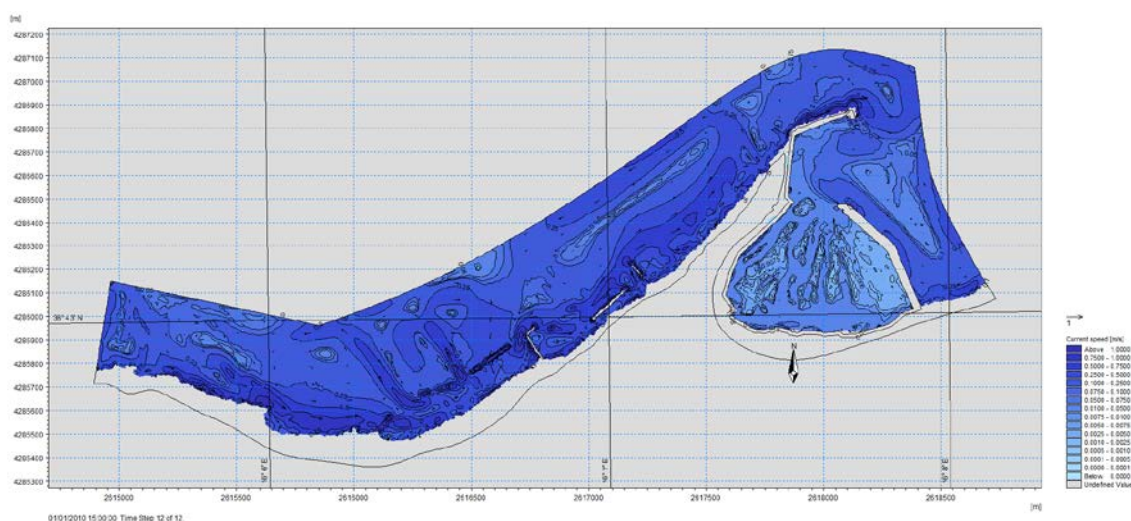
Per tenere conto di elementi che hanno una dimensione minore di quella fissata per la griglia di calcolo il modello permette di introdurre delle *strutture* (ad esempio i pali di un campo eolico marino).

#### 4.6.17. RISULTATI DEL MODELLO IDRODINAMICO

I risultati del modello idrodinamico possono essere rappresentati o esportati in modo da essere utilizzati in ambiente di lavoro esterno alla piattaforma modellistica utilizzata per il calcolo numerico. In corrispondenza di ogni elemento della griglia di calcolo (classica o flessibile), possono essere rappresentate le variazioni temporali della *profondità e dei livelli idrici, dei flussi di corrente nelle direzioni principali, della densità, temperatura e salinità; della velocità e direzione della corrente, della velocità del vento e della pressione atmosferica.*

#### 4.7. **APPLICAZIONE DEL MODELLO IDRODINAMICO – STATO DI FATTO**

Di seguito sono riportati i grafici che rappresentano i flussi della corrente lungoriva per il litorale oggetto di studio. L'analisi dei flussi è indispensabile per il successivo studio del trasporto solido, considerando che flussi elevati al largo non implicano necessariamente trasporti di notevole entità in quanto le azioni devono essere riportate sul fondo e si attenuano con l'aumentare della profondità. Flussi modesti in corrispondenza della riva possono provocare viceversa erosioni o apporti di materiale significativi per l'andamento della linea di costa.

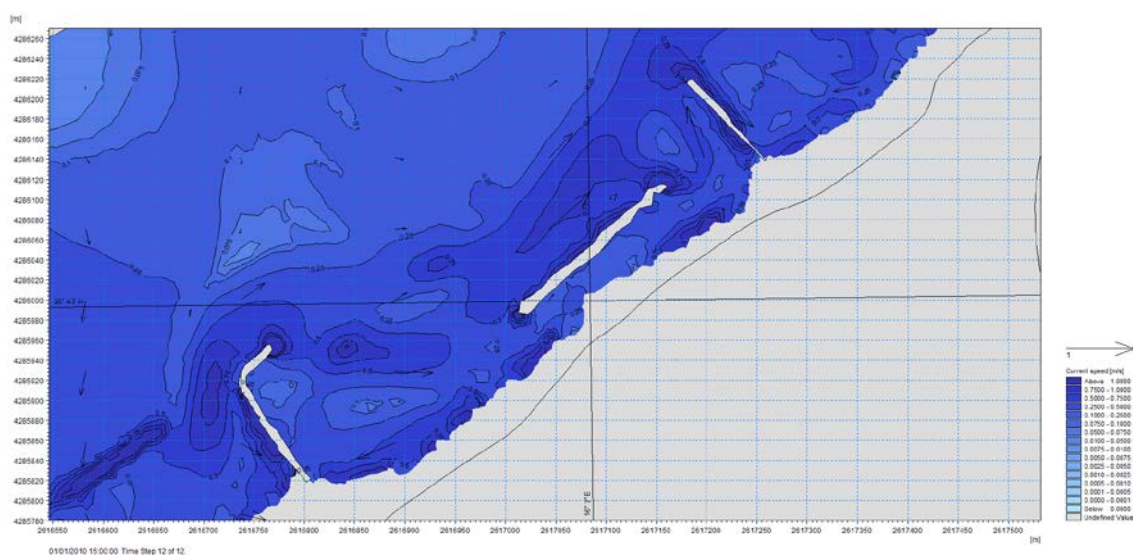


**Figura 23 – Andamento del flusso della corrente – Stato di fatto - Vibo Marina**





**Figura 24 – Andamento del flusso della corrente – Stato di fatto - Vibo Marina**



**Figura 25 – Andamento del flusso della corrente – Stato di fatto - Vibo Marina – zona Capannina**



**Figura 26 – Andamento del flusso della corrente – Stato di fatto - Vibo Marina – zona Capannina**

Ottenuti i valori di flusso dal modello idrodinamico, si possono determinare i valori relativi al trasporto solido mediante l'applicazione del modello ST.

#### **4.8. DESCRIZIONE DEL SEDIMENT TRANSPORT MODULE – MIKE 21 ST**

Lo studio della capacità di trasporto nella modellazione matematica mediante il codice MIKE 21 è eseguita attraverso il modulo ST (Sand Transport) che determina la capacità di trasporto di sedimenti non coesivi, per effetto dell'azione combinata onde-correnti o solo delle correnti.

Il codice di calcolo MIKE 21 ST include svariate formulazioni di trasporto e può essere utilizzato indistintamente in campo marittimo-costiero o fluviale.

Il modulo ST calcola il trasporto solido sulla base delle simulazioni idrodinamiche effettuate con il modulo HD ed eventualmente delle simulazioni di moto ondoso effettuate con SW.

Il modulo ST può essere applicato per la quantificazione della capacità di trasporto laddove il moto ondoso e/o le correnti causano trasporto di sedimenti non coesivi.

Il modulo ST può essere utilizzato per applicazioni a larga scala oppure a scala locale, laddove si desidera studiare l'impatto di strutture costiere sulla dinamica litoranea con risoluzioni dell'ordine del metro. Aree di applicazione tipiche sono: gestione e protezione dei litorali; ottimizzazione di layout portuali; studi di insabbiamento dei bacini portuali, morfologia costiera etc.

##### **4.8.1. GENERALITA' SUI MODELLI DI TRASPORTO**

I modelli di trasporto solido derivano sia da considerazioni puramente empiriche sia da una analisi teorica dei fenomeni fisici presenti e i due aspetti concorrono a determinare formule che meglio possono approssimare la realtà del fenomeno.

I moduli di trasporto in generale conducono a modelli poco accurati per cui è necessaria una verifica in situ dei risultati ottenuti per tarare e ricalibrare i coefficienti di calcolo. I fattori che determinano il trasporto di materiale e quindi il cambiamento del fondo e della costa sono dovuti all'effetto delle onde, delle correnti e dei venti.

L'effetto delle onde è sostanzialmente quello di portare in sospensione il materiale di fondo attraverso gli effetti delle velocità orbitali in corrispondenza del fondo. A questo punto intervengono le correnti che trasportano il materiale. A queste forze si oppone la forza di gravità che però agisce direttamente sul materiale depositato sul fondale marino inclinato.

E' evidente che le particelle inizieranno a muoversi solo se le forze esercitate sono maggiori della forza peso che tiene le particelle stesse ancorate al fondo sia pur esso inclinato. Bisogna inoltre considerare gli attriti che agiscono sulle particelle che sono proporzionali ai quadrati delle velocità del flusso di acqua e alla scabrezza del fondo che aumenta in presenza di ripples.

Il processo fisico che è alla base del trasporto solido può quindi essere esemplificato considerando che la turbolenza prodotta dal moto ondoso solleva i granelli mentre la forza di gravità tende a riportarli sul fondo;

La concentrazione dei sedimenti diminuisce generalmente negli strati superiori ma se si è in presenza di sabbie fini e di flussi intensi la concentrazione dei sedimenti si può considerare uniforme. Se si è in presenza di sabbie grossolane e flussi deboli il trasporto di sedimento è concentrato soprattutto al fondo.

La concentrazione del sedimento si incrementa durante il frangimento delle onde.

Il trasporto può quindi essere diviso in due categorie: il trasporto di fondo e il trasporto in sospensione. Nel primo caso si studia il trasporto di granelli a diretto contatto con il fondale che rotolano e saltano entro un'altezza di pochi centimetri, mentre nel secondo caso trattiamo di sedimenti sollevati e trasportati dalla corrente.

Il trasporto di sedimenti parallelo alla costa (*longshore*) può essere descritto conoscendo il valore dell'altezza d'onda al momento del frangimento  $H_s$  e dall'angolo  $\alpha$  di incidenza dell'onda al momento del frangimento con la normale alla costa.

La velocità di trasporto del sedimento lungo la linea di costa è data dalla formula detta *CERC*

$$Q = \frac{0.023g^{1/2}H_{s0}^{5/2}\sin 2\alpha}{s-1} \quad [4.101]$$

in cui  $g$  è l'accelerazione di gravità e  $s = [\rho_s/\rho]-1$  con  $\rho_s$  densità del materiale trasportato. Nella formula [4.101] è del tutto assente il termine relativo alla corrente prodotta dal frangimento delle onde ed inoltre non vi è alcun riferimento alla granulometria dei sedimenti. Occorre però considerare che la formula rivela un buon comportamento nel caso sia usata per trasporto di sabbia mentre nel caso di granulometrie più grossolane eccede nelle previsioni per un fattore fino a 20 volte superiore. I problemi prima esposti possono essere in parte superati usando la *formula di Soulsby – van Rijn*

$$Q = A_s \bar{U} \left\{ \left[ \bar{U}^2 + \frac{0.018}{C_D} U_{rms}^2 \right] - U_{cr} \right\}^{2.4} (1 - 1.6 \tan \beta) \quad [4.102]$$

dove  $A_s$  è un parametro contenente le informazioni sui granelli,  $\bar{U}$  è la velocità della corrente,  $U_{ms}$  è la velocità orbitale,  $\bar{U}_{cr}$  è la velocità di soglia della corrente e  $\tan(\beta)$  è la pendenza del fondo.

Si consideri un fondo con leggera pendenza. Se si indica con  $\zeta$  l'equazione che descrive il fondale, con  $q_x^b$  e  $q_y^b$  le variazioni di materiale di fondo nelle direzioni  $x$  e  $y$  rispettivamente e  $q_x^s$  e  $q_y^s$  le variazioni del materiale sospeso sempre nelle direzioni  $x$  e  $y$ , assumendo che non vi sia creazione o dispersione del materiale le formule per la variazione del fondale sono date da

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(q_x^b + q_x^s) + \frac{\partial}{\partial y}(q_y^b + q_y^s) = 0 \quad [4.103]$$

I fattori determinanti per analizzare il trasporto sono le dimensioni, il peso specifico, la velocità di sedimentazione e la forma dei granelli. La velocità di sedimentazione può essere determinata confrontando l'effetto combinato delle forze di resistenza, della gravità e della pressione idrostatica. La forza resistente su un corpo immerso in un fluido è data da

$$F_r = \frac{1}{2} C_D \rho V^2 \left( \frac{1}{4} \pi d^2 \right) \quad [4.104]$$

dove  $\rho$  è la densità del fluido,  $V$  la velocità relativa,  $d$  il diametro dei granelli e  $C_d$  il coefficiente di resistenza del granello che può essere descritto usando il numero di Reynolds

$$R_e = \frac{Ud}{\nu} \quad [4.105]$$

attraverso la relazione

$$C_D = 1.2 + 36 / R_e \quad [4.106]$$

in cui  $\nu$  è la viscosità cinematica.

La combinazione della forza di gravità e delle forze di pressione è definita da

$$(\gamma_s - \gamma) d^3 \frac{\pi}{6} \quad [4.107]$$

La condizione di equilibrio ottenuta uguagliando la [4.104] con la [4.107] ci permette di scrivere la relazione

$$V = \frac{1}{\sqrt{C_D}} \sqrt{\frac{4(\rho_s - \rho)}{3\rho}} g d \quad [4.108]$$

Nel caso di un insieme di granelli la velocità di caduta del singolo granello sarà ovviamente minore di quella stimata in precedenza, e tale velocità è stimata in modo empirico dalla seguente relazione

$$V = (1 - c)^n V_s \quad [4.109]$$

dove  $V_s$  è la velocità della singola particella.

Se si vuole stabilire per quale valore di velocità del fluido inizia il trasporto delle particelle si determina la forza resistente (*forza d'attrito*) che è direttamente proporzionale al quadrato della velocità  $U_f$  definita come velocità del fluido sul fondo si ha

$$F_r = \frac{1}{2} C_D \rho \alpha^2 U_f^2 \left( \frac{1}{4} \pi d^2 \right) \quad [4.110]$$

Per quanto riguarda il peso della particella, tenendo conto della vicinanza di altre particelle, dobbiamo introdurre un termine di correzione  $\mu_s = \tan(\varphi_s)$  dove  $\varphi_s$  è detto angolo di attrito statico. Si ha quindi

$$\mu_s (\gamma_s - \gamma) d^3 \frac{\pi}{6} = \mu_s g (\rho_s - \rho) d^3 \frac{\pi}{6} = P \mu_s \quad [4.111]$$

dove  $P$  è il peso del granello. Imponendo la condizione di equilibrio tra queste forze si ottiene il parametro di Shield

$$\theta_c = \frac{\rho U^2}{(\rho_s - \rho) g d} = \mu_s \frac{4}{3} \frac{1}{C_D \alpha^2} \quad [4.112]$$

E' evidente che il parametro di Shield è funzione del numero di Reynolds. Per valori di  $Re$  elevati  $\theta_c \approx 0.5$  e si mantiene costante. Tale parametro è collegato al fattore  $\tau_b$  di sforzo tangenziale sul fondo attraverso la relazione

$$\theta = \frac{\rho U^2}{(\rho_s - \rho) g D_{50}} \quad [4.113]$$

dove  $D_{50}$  è la mediana delle dimensioni dei granelli. Lo sforzo tangenziale  $\tau_b$  dipende dalla natura del fondale e dal materiale da cui è composto. La soglia dello sforzo  $\tau_b$  superata la quale si ha il movimento di materiale: definisce il valore critico  $\tau_{cr}$ .

La stima del trasporto solido di fondo avviene con relazioni di natura empirica tra cui quella di Du Boys

$$q_b = x \tau_b (\tau_b - \tau_{cr}) \quad [4.114]$$

in cui  $x$  è un coefficiente dimensionale funzione della dimensione, della geometria e del peso specifico dei granelli. Einstein per la portata del trasporto solido ha proposto un metodo basato sull'analisi probabilistica. Tale analisi si basa sulla conoscenza di due parametri adimensionali

$$\psi = \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} g \frac{d}{v^2} \quad [4.115]$$

$$\phi = q_b \left( \frac{\rho_s - \rho}{\rho} g d^3 \right) \quad [4.116]$$

in cui  $\nu = \sqrt{\tau_b / \rho}$  è la viscosità cinematica che compare nella definizione del numero di Reynolds. Si indichi quindi con  $A_{LD}$  la distanza media percorsa dai granelli dal momento in cui sono erosi a quello in cui si depositano. Il numero di particelle che si depositano per unità di tempo e di area è proporzionale al rapporto

$$\frac{q_s}{A_L d} d^3 \quad [4.117]$$

dove  $q_s$  è la portata solida per unità di lunghezza del tubo di flusso.

Indichiamo con  $p$  l'intervallo di tempo in cui la particella rimane sospesa e con  $t_s$  l'intervallo di tempo richiesto per lo spostamento. Il numero di granelli erosi per unità di tempo e area è proporzionale a

$$\frac{p}{t_s d^2} \quad [4.118]$$

Se poniamo l'ipotesi che il tempo richiesto per lo spostamento sia equivalente al tempo di caduta del granello, quindi proporzionale a  $d$ . Einstein assunse

$$\frac{d}{\sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} g d}} \quad [4.119]$$

A questo punto uguagliando il numero delle particelle erose al numero delle particelle depositate, ed introducendo un fattore di proporzionalità  $K_s$  si può scrivere

$$\frac{g}{A_L d \rho d^4} = K_s \frac{p}{d^2} \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{g}{d}} \quad [4.120]$$

La probabilità di erosione  $P$  può essere espressa come

$$P = \frac{A\phi}{1 + A\phi} \quad [4.121]$$

dove  $A$  è una costante da valutare in modo sperimentale pari, secondo Gilbert, a 43.5.

Per quanto riguarda il trasporto in sospensione utilizziamo, ancora una volta, la legge di conservazione della massa: in questo caso la massa che ci interessa è quella in sospensione. Sia  $C_s$  la concentrazione di materiale sospeso nell'unità di volume, assumiamo che

$$\frac{D}{Dt} \int_V C_s dV = 0 \quad [4.122]$$

per qualunque scelta di  $V$ .

Se indichiamo con  $\mathbf{n}$  il vettore normale alla superficie  $A$  che racchiude il volume  $V$  e con  $v_s$  la velocità del materiale disperso si può scrivere la seguente espressione

$$\int_V \frac{\partial C_s}{\partial t} dV - \int_A C_s (vn) dA = 0 \quad [4.123]$$

I modelli morfodinamici sono usati per prevedere l'evoluzione sia a breve termine (ore-giorni) sia a medio termine (settimane-mesi) dei cambiamenti della batimetria associati al movimento delle acque costiere e al trasporto solido.

Anche nel caso dei modelli morfodinamici, dobbiamo aver ben presente le difficoltà da affrontare e di conseguenza le possibili semplificazioni da effettuare. I modelli morfodinamici possono essere divisi in tre gruppi:

- i *modelli ISE*: in cui si assume che la topografia del fondale rimane invariata durante il processo di erosione/sedimentazione;
- i *modelli MTM*: in cui i cambiamenti che avvengono nella topografia vengono inseriti nei calcoli dei modelli idrodinamici e di trasporto solido;
- i *modelli LTM*: in cui vengono utilizzate equazioni che non descrivono l'evoluzione di un singolo processo, ma differenti processi vengono collegati attraverso operazioni matematiche come le medie temporali o da considerazioni fisiche o sperimentali.

A titolo di esemplificazione del problema consideriamo un modello unidimensionale. In questo caso dobbiamo risolvere, simultaneamente, due equazioni: l'equazione del moto della sabbia e l'equazione della conservazione della massa (di sabbia).

Per quanto riguarda l'equazione della conservazione della massa, denotiamo con

$$Q_x^b = \int_0^h u(z)C(z)dz \quad [4.124]$$

dove  $C$  è la concentrazione verticale del sedimento.

Si ha di conseguenza

$$\frac{\partial Q_x^s}{\partial x} = (1-p)(\rho_s - \rho) \frac{\partial h}{\partial t} \quad [4.125]$$

La formula per il trasporto dei sedimenti stabilisce una semplice relazione tra la variazione del sedimento e le caratteristiche tipiche del clima e della costa.

Si assume inoltre che il fondale non cambi la sua forma durante il processo di erosione/deposizione, e quindi si muoverà verso la riva (deposizione) o verso il largo (erosione) mantenendo inalterata la quota del fondo. Supponiamo che il moto ondoso sia descritto dalla relazione  $U = q/h$  in cui  $q$  è la portata d'acqua costante e  $h$  è la profondità. Utilizzando la formula dei trasporto dei sedimenti di DuBoys si può

scrivere  $q_b = x\tau_b(\tau_b - \tau_{cr})$  dove  $\tau_b = \rho f U^2$  con  $f$  coefficiente di attrito. L'equazione di conservazione dei sedimenti può essere scritta nella forma

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} = 0 \quad [4.126]$$

e quindi sostituendo nella [6.120] l'espressione di DuBoys e di  $\tau_b$  si ottiene

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h}{\partial x} \left( \frac{4x\rho^2 f^2 q^4}{h^5} - \frac{2x\rho f^2 q^2 \tau_{cr}}{h^3} \right) = 0 \quad [4.127]$$

Tale equazione alle derivate parziali nell'incognita  $h(x,t)$  può essere risolta con la tecnica delle differenze finite.

#### 4.8.2. TECNICHE DI SOLUZIONE

Il modulo ST di MIKE 21 presenta due diverse implementazioni numeriche a seconda che sia utilizzato in modalità solo correnti (idraulica fluviale) o modalità combinata onde-correnti (idraulica marittima). Nel caso in cui si adotta la modalità combinata onda-corrente si ha un approccio definito quasi 3D. In tal caso i valori del trasporto solido sono calcolati attraverso la generazione di una tabella (*Sediment Table*) creata precedentemente alla simulazione. La generazione della tabella basa su un approccio quasi-3D (*metodo STP*), tenendo conto delle condizioni locali di moto ondoso, del profilo di corrente e delle caratteristiche sedimentologiche. Nel modello possono essere inclusi alcuni effetti secondari che possono avere una influenza sul trasporto solido, quali: la formazione di ripples, la pendenza del fondale, l'*undertow*, l'asimmetria del moto ondoso, lo streaming. Il trasporto solido è un fenomeno tipicamente tridimensionale, per questo motivo è utilizzato un approccio quasi-3D, ovvero pur utilizzando un modello bidimensionale si tiene conto di alcuni effetti a tre dimensioni parametrizzandoli. In particolare il modello tiene conto:

- *della caratterizzazione del profilo di corrente lungo la verticale*: Il valore di velocità di corrente mediato, preso in input da ST, viene ridistribuito lungo la verticale in modo tale da effettuare correttamente il calcolo del trasporto tenendo conto del reale profilo verticale di corrente;
- *della discretizzazione dell'onda infra-periodo*: L'intero periodo dell'onda viene suddiviso in diversi step, per ciascuno dei quali viene effettuato il calcolo del trasporto.

Nel caso in cui si adotti la modalità solo corrente, il modulo ST offre la possibilità di includere nello sviluppo morfologico effetti trasporto che non si esauriscono ad ogni



step del passo di integrazione (*lag*). Gli effetti di lag sul carico di sedimenti sospesi sono determinati risolvendo una equazione di avvezione dispersione.

#### 4.8.3. DATI DI INPUT

I dati di input da inserire nel modello possono essere raggruppati in differenti categorie, ovvero, *parametri temporali e del dominio* (griglia di calcolo, time step, durata simulazione), *dati idrodinamici* (livelli e campi di corrente calcolati con HD), *dati di moto ondoso* (campi di altezza d'onda significativa, periodo di picco e direzione media di propagazione calcolati con SW), *dati sedimentologici* ( $D_{50}$  e grading), *parametri morfologici* (frequenza di aggiornamento della batimetria).

Altro input da dare al modello è la *Sediment Table*, un database che include i valori calcolati di capacità di trasporto in una serie di casi possibili ottenuti facendo variare: altezza d'acqua, altezza dell'onda, velocità della corrente, granulometria del materiale di fondo ecc., nel range di variazione di tali grandezze osservato in sito. Nel corso dell'applicazione di MIKE 21 ST per ogni punto di calcolo, a seconda del valore locale delle grandezze di interesse, il dato di trasporto solido viene ottenuto interpolando i valori contenuti nelle tabelle costruite con il modulo STP.

La *sediment Table* è generata utilizzando una utility del programma MIKE 21 toolbox “*Generation of Q3D Sediment Tables*” e questa tabella dei sedimenti è quella che deve essere utilizzata nel caso di modello morfologico.

#### 4.8.4. FORZANTI

Nel campo delle applicazioni di idraulica marittima la forzante è costituita dalla forzante del moto ondoso generato con il modello SW.

#### 4.8.5. CONDIZIONI INIZIALI

Le condizioni iniziali sono costituite dallo spessore erodibile del fondale. Si può impostare un valore costante o si può definire la mappa con indicazione delle zone non erodibili.

#### 4.8.6. MORFOLOGIA

Il modello che viene analizzato è a fondo mobile per cui si deve includere il controllo di massima variazione del fondo al giorno e un fattore di velocità che definisce il fattore di moltiplicazione degli effetti.

#### 4.8.7. BANK EROSION

In presenza di fondo mobile si possono formare forme subacquee non compatibili con l'angolo di attrito per cui è necessario fissare il valore dell'angolo di attrito del materiale. Si può fissare un angolo di attrito costante pari a 30°.

#### 4.8.8. COINDIZIONI AL CONTORNO

Le condizioni al contorno da assumere sono quelle del modello ST. Si assume che il flusso uscente deve essere pari a quello immediatamente prima del contorno di boundary. Il flusso entrante deve essere posto in modo che la condizione posta sia la più neutra possibile ai fini dell'elaborazione. Tale condizione è quella di far regolare il flusso in modo che non determini una variazione del fondo e quindi che

$$\frac{\partial z}{\partial t} = 0 \quad [4.128]$$

#### 4.8.9. DATI DI OUTPUT

In output vengono rappresentati il campo vettoriale del trasporto solido calcolato (direzione ed entità del trasporto) i tassi di sedimentazione/erosione del fondo e, nel caso di simulazione a fondo mobile, le variazioni effettive della batimetria.

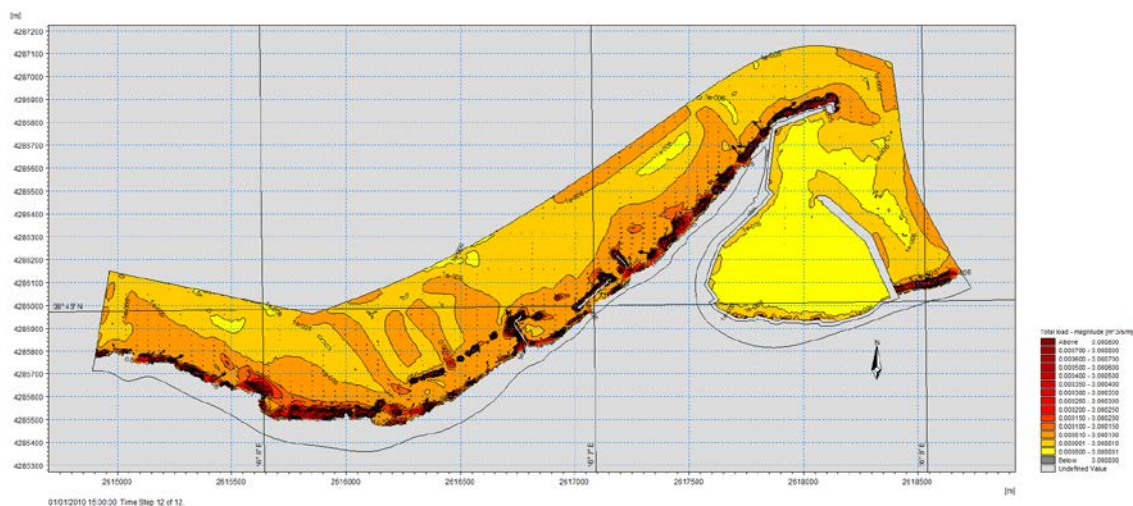
### 4.9. **APPLICAZIONE DEL SEDIMENT TRANSPORT MODULE – STATO DI FATTO**

Ottenuti i valori di flusso dal modello idrodinamico, si possono determinare i valori relativi al trasporto solido mediante l'applicazione del modello ST.

La determinazione della capacità di trasporto solido nello stato di fatto assume un'importanza fondamentale per la scelta del sito poiché permette di verificare l'alterazione dei processi di erosione e deposito nelle aree limitrofe.

In particolare il confronto tra lo stato di fatto e la soluzione progettuale in termini di trasporto solido, consente di prevedere le modificazioni di dinamica litoranea per effetto della costruzione della nuova opera.

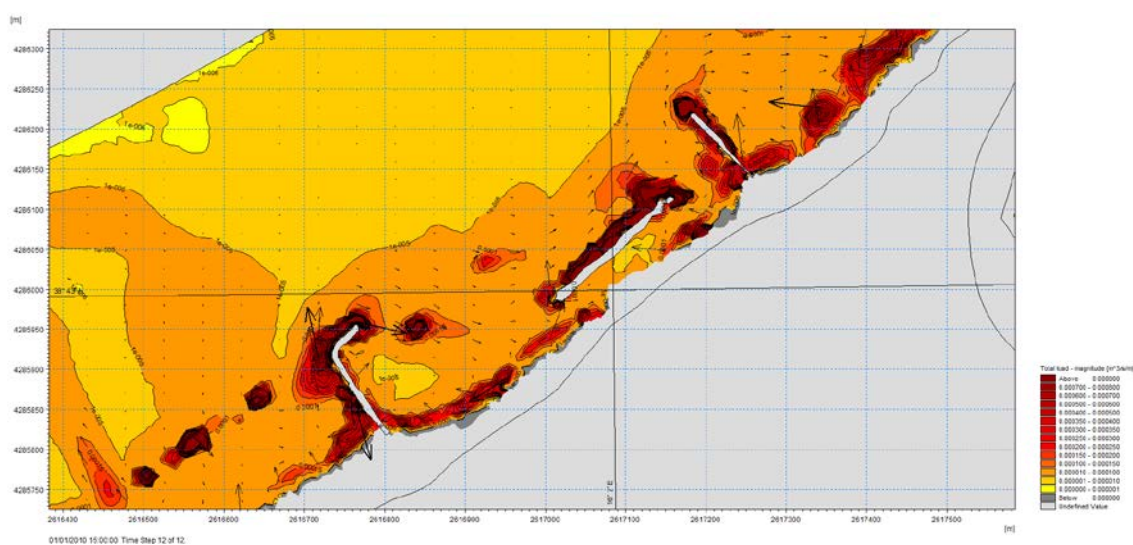
Per l'onda morfologica si è determinata la capacità di trasporto che è riportata nella Fig. 27 per tutto il litorale preso in esame, nella Fig. 28 su foto aerea, nella Fig. 29 per il tratto oggetto di intervento e nella Fig. 30 per il tratto oggetto di intervento su foto aerea.



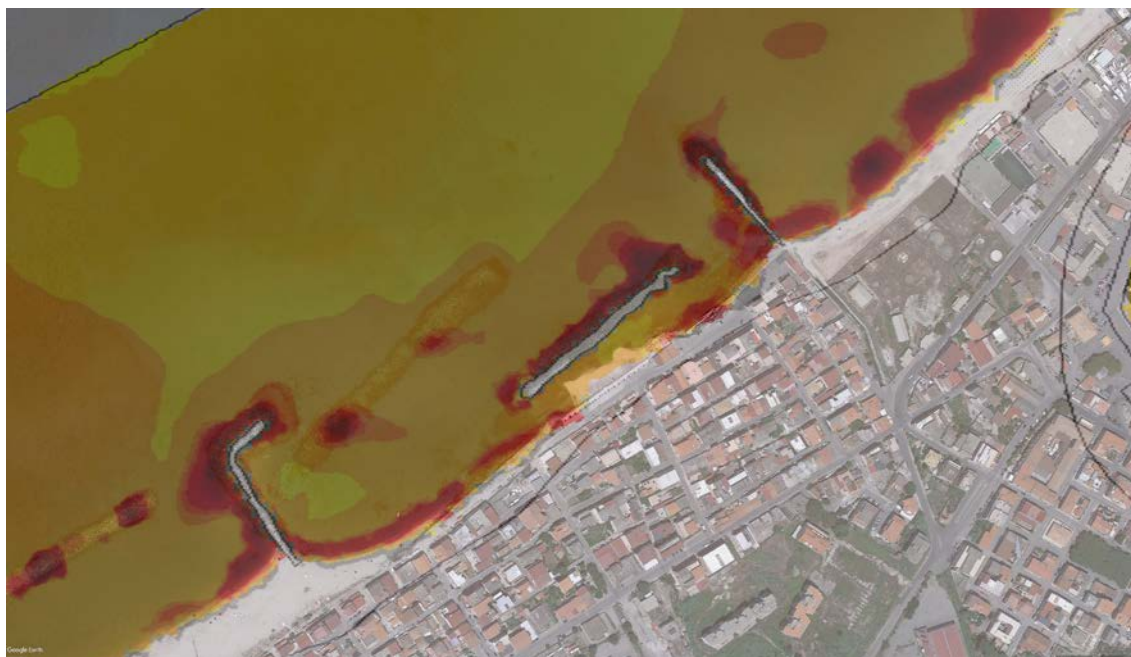
**Figura 27 – Capacità di trasporto – Stato di fatto - Vibo Marina**



**Figura 28 – Capacità di trasporto – Stato di fatto - Vibo Marina**



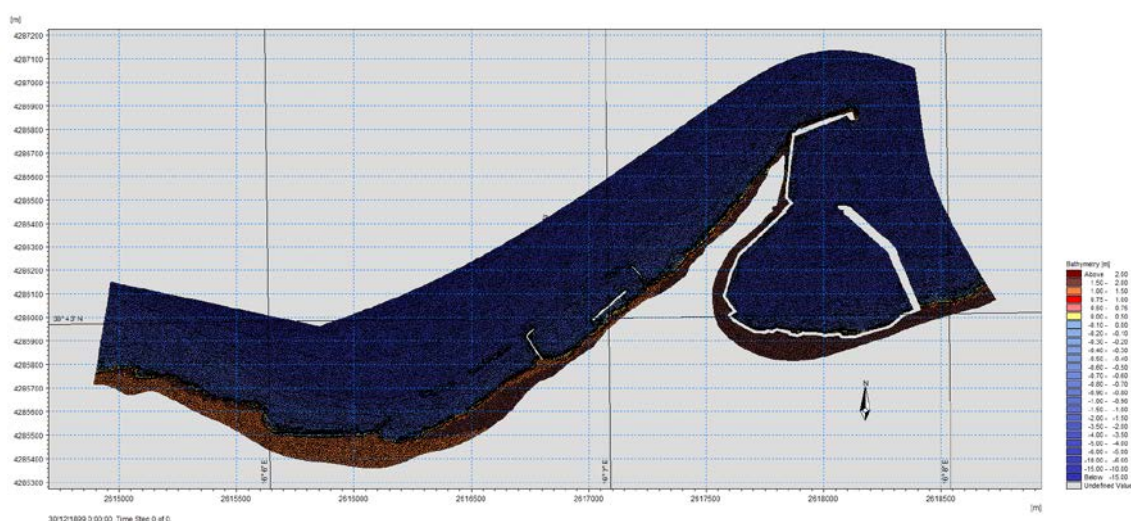
**Figura 29 – Capacità di trasporto – Stato di fatto - Vibo Marina – Dettaglio area di intervento**



**Figura 30 – Capacità di trasporto – Stato di fatto - Vibo Marina – Dettaglio area di intervento**

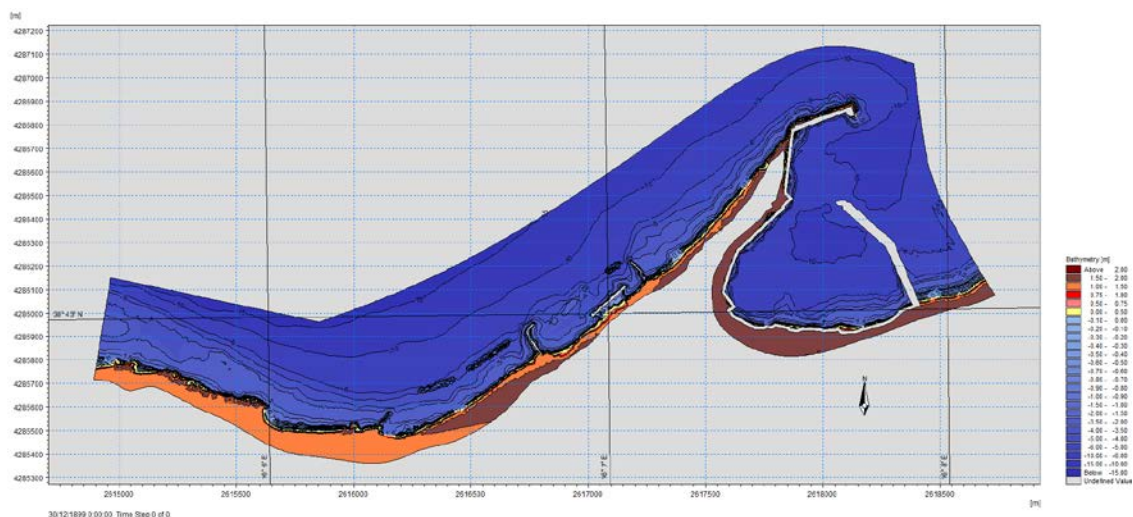
#### **4.10. APPLICAZIONE DEL MODELLO DI LARGO E DI DETTAGLIO – CONFIGURAZIONE DI PROGETTO**

Come già descritto in precedenza, ai fini dell'applicazione dei modelli, è stata costruita una batimetria che per la parte più vicina alla linea di costa è una batimetria di dettaglio ricavata da un rilievo batimetrico, mentre per la parte più a largo è stata ricavata dalle carte nautiche della zona e da rilievi reperiti.



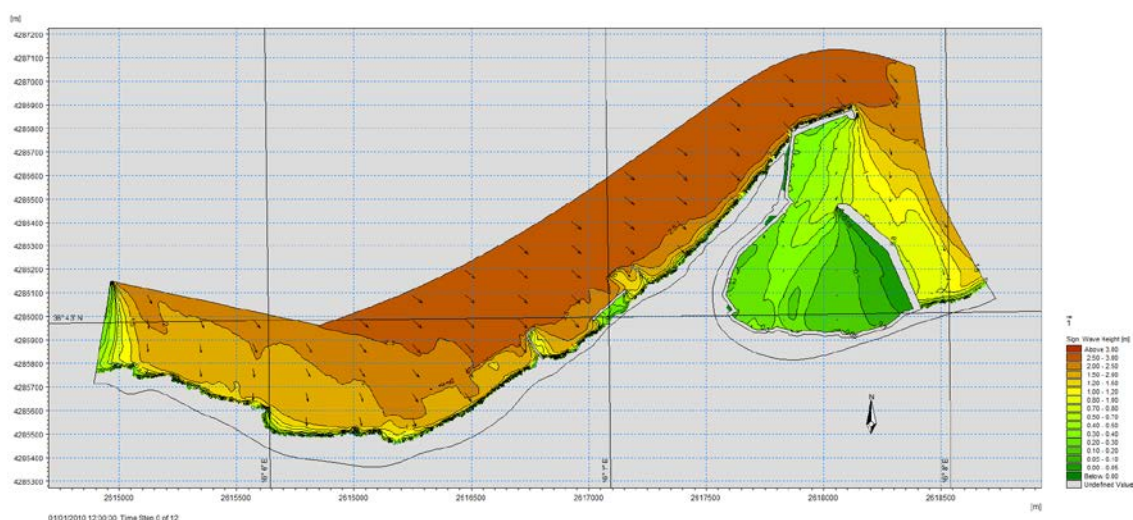
**Figura 31 – Griglia di calcolo modello di dettaglio - Vibo Marina – Configurazione Progetto Definitivo**





**Figura 32 – Batimetria modello di dettaglio - Vibo Marina – Configurazione Progetto Definitivo**

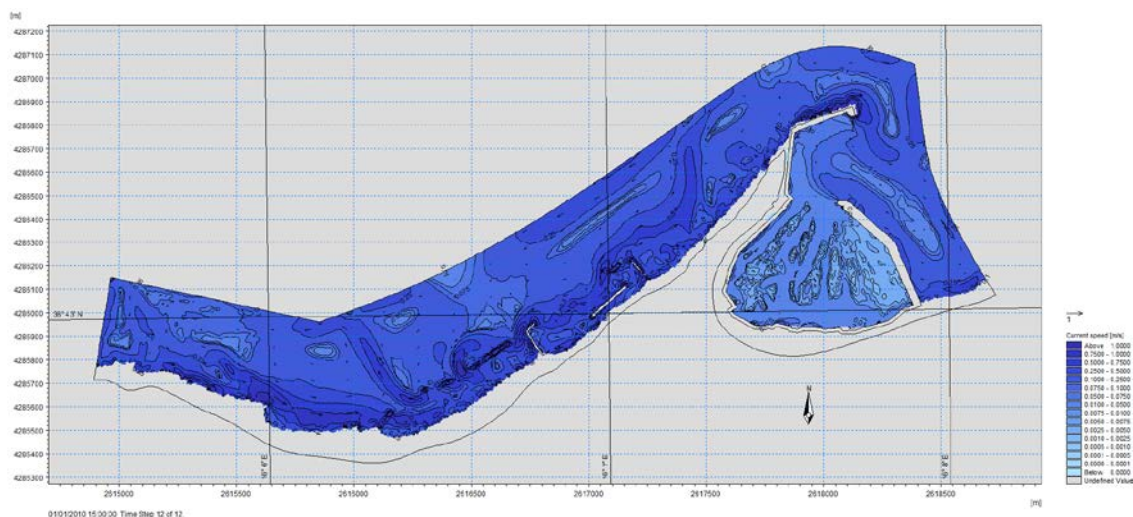
Una volta studiato il clima ondoso a largo si è “estratto” il clima ondoso sotto costa nelle stesse coordinate dello stato di fatto. Di seguito si riportano i risultati del modello di dettaglio.



**Figura 33 –Modello di dettaglio - Vibo Marina – Configurazione Progetto Definitivo**

#### **4.11. APPLICAZIONE DEL MODELLO IDRODINAMICO – CONFIGURAZIONE DI PROGETTO**

Ottenute le onde sottocosta si è passati all'applicazione del modello idrodinamico (MIKE 21 HD) che calcola le correnti litoranee utilizzando i dati delle analisi svolte in precedenza utilizzando l'onda morfologica calcolata.



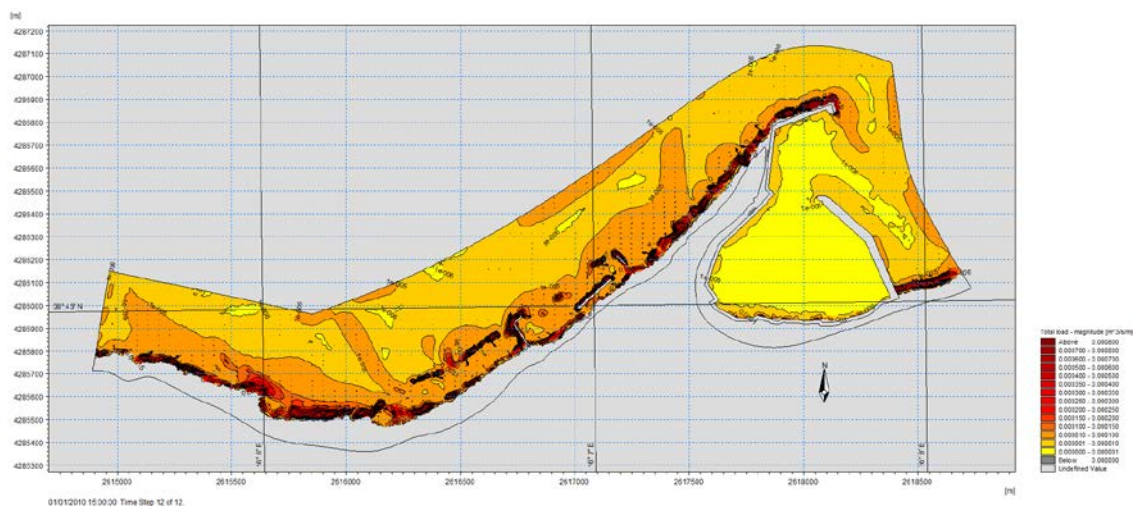
**Figura 34 – Andamento del flusso della corrente – Configurazione di Progetto Definitivo**



**Figura 35 – Andamento del flusso della corrente – Configurazione di Progetto Definitivo**

#### **4.12. APPLICAZIONE DEL SEDIMENT TRANSPORT MODULE – CONFIGURAZIONE DI PROGETTO**

Ottenuti i valori di flusso dal modello idrodinamico, si possono determinare i valori relativi al trasporto solido mediante l'applicazione del modello ST. Per l'onda morfologica calcolata si è determinata la capacità di trasporto per la configurazione di progetto che è riportata nella Fig. 36.



**Figura 36 – Capacità di trasporto – Configurazione di Progetto Definitivo**



## 5. CONFRONTO DEI RISULTATI E CONCLUSIONI

La verifica degli interventi operati sulla costa con l'introduzione di nuove opere è stata eseguita con l'ausilio di modellazioni matematiche. Tali modellazione sono state condotte con una modellazione bidimensionale, i cui risultati sono stati illustrati per lo stato di fatto *ante-operam* e per il progetto *post-operam* nei capitolo precedenti.

I risultati delle analisi condotte sono riportate nelle figure che seguono in cui sono rappresentate i flussi idrodinamici e le capacità di trasporto per le due diverse configurazioni:

- stato di fatto;
- configurazione di Progetto Definitivo.

Dall'analisi dello stato di fatto e dalla configurazione di progetto si nota un miglioramento dei flussi responsabili della perdita di sedimento in località Capannina (Fig. 37 – Fig. 38).

Inoltre si fa notare come la velocità delle corrente diminuisce sensibilmente in prossimità dell'intervento a tergo della barriera.

Ancora, i flussi, nella configurazione di progetto, risultano più uniformi all'interno della cella senza picchi in prossimità del muro.

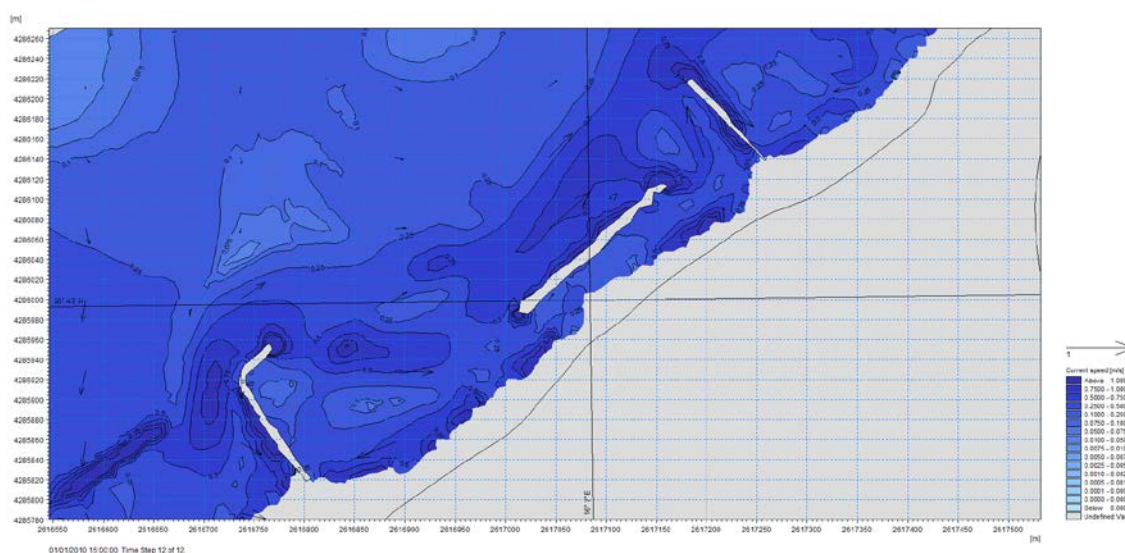
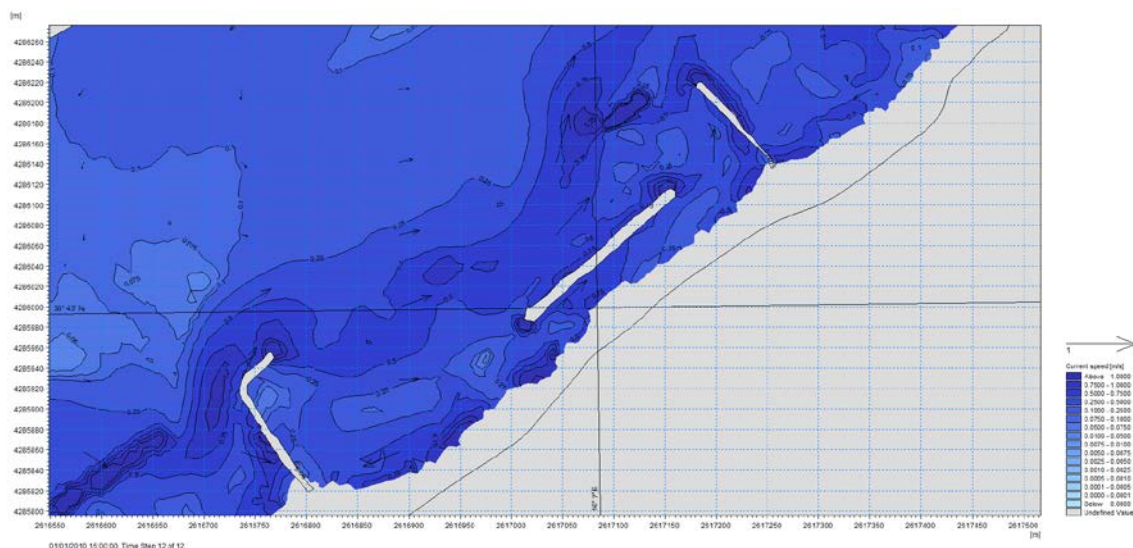


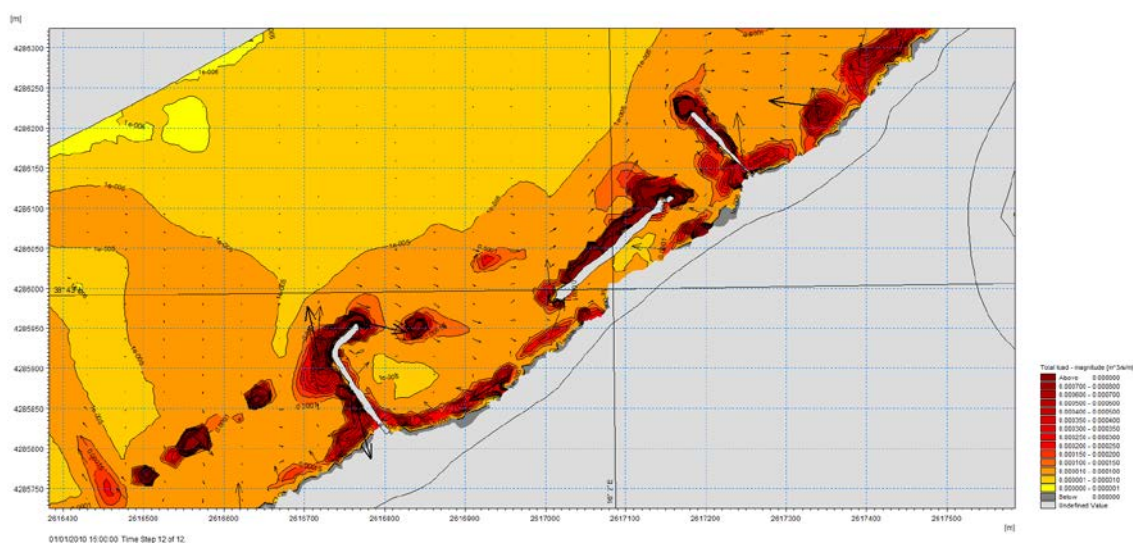
Figura 37 – Flusso idrodinamico – Stato di fatto - Quartiere Pennello



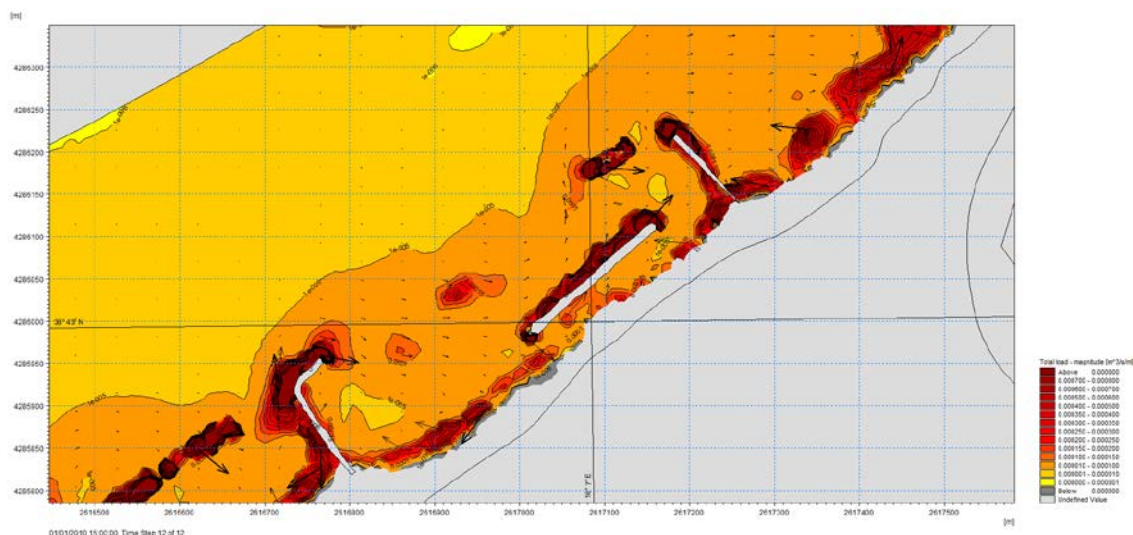


**Figura 38 – Flusso idrodinamico – Configurazione di Progetto Definitivo - Quartiere Pennello**

Analizzando il modello di trasporto (Fig.39 – Fig.40) si nota un abbassamento della capacità di trasporto soprattutto in corrispondenza della barriera radente, inoltre si ha una mitigazione generale in tutta la cella. Ancora, nella zona tra la barriera prevista e la linea di riva si nota una zona di “calma” segno che l’intervento porta ad un deposito in quest’area che a sua volta, tramite il moto ondoso, diventerà sicuramente ripascimento. Inoltre, a seguito del salpamento, risultano attenuati i flussi che portano il sedimento fuori dalla cella posti in prossimità del pennello posto ad Ovest.



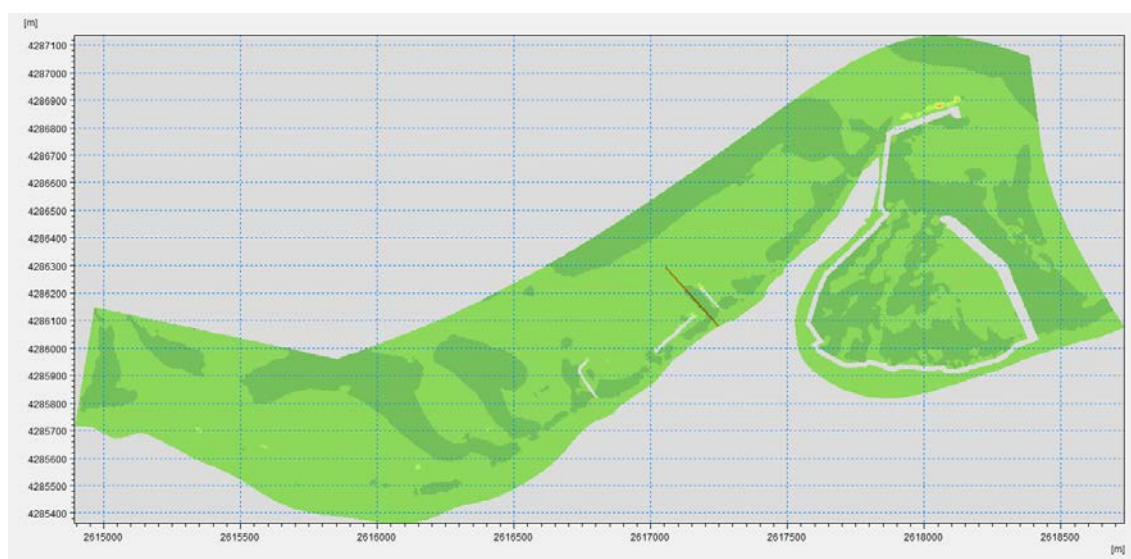
**Figura 39 – Capacità di trasporto – Stato di fatto - Quartiere Pennello**



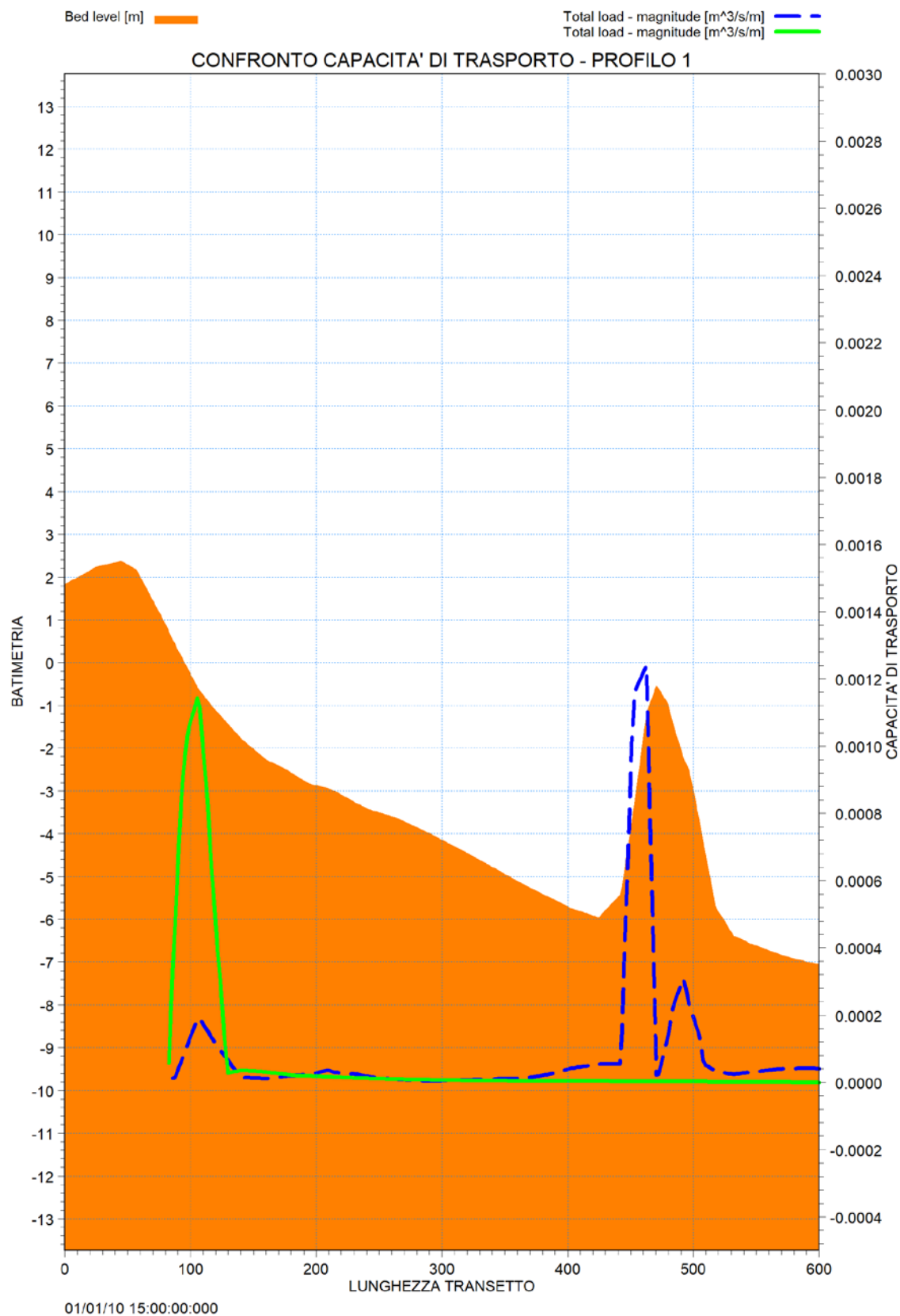
**Figura 40 – Capacità di trasporto – Configurazione di Progetto Definitivo - Quartiere Pennello**

Per rendere lo studio più esaustivo sono stati tracciati due transetti sui quali sono stati desunti, dalla modellazione matematica eseguita, l'andamento della batimetria, la capacità di trasporto totale nelle due direzioni ( $\text{mc/anno} \cdot \text{m}$ ) della situazione allo stato di fatto e la capacità nelle condizioni di Progetto Definitivo. La forzante per ottenere le curve di capacità di trasporto è quella ottenuta dallo studio dell'onda morfologica.

In corrispondenza del primo transetto (Fig. 42) si evince la notevole attenuazione della capacità di trasporto che si verifica dallo stato di fatto alle configurazioni previste dal progetto.



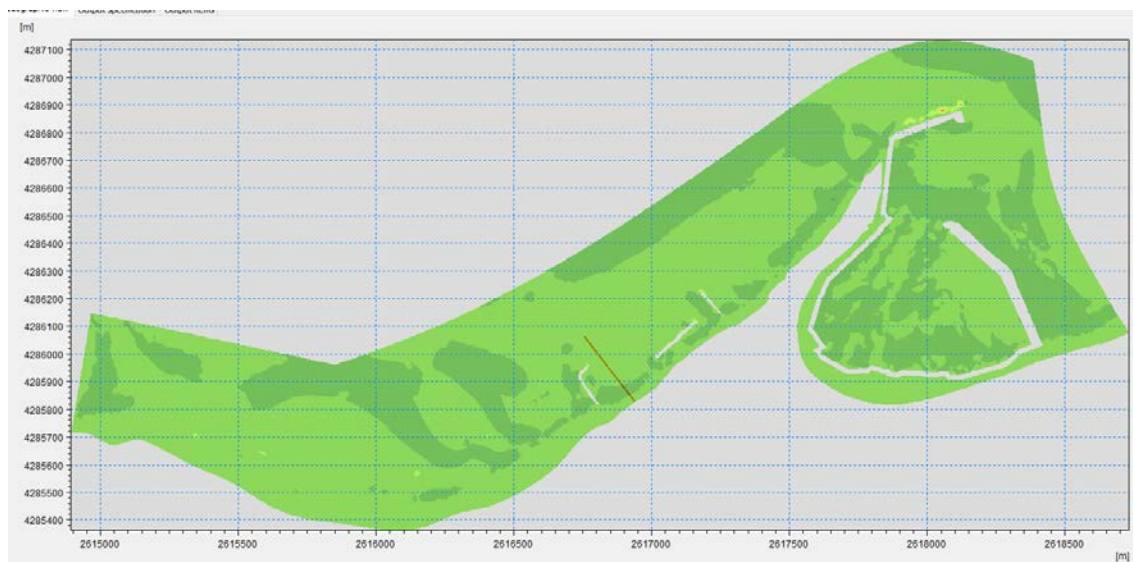
**Figura 41 – Litorale di Vibo Valentia – Quartiere Pennello – Localizzazione del transetto 1**



**Figura 42 – Litorale di Vibo Valentia – Quartiere Pennello – Sezione di studio – Capacità di trasporto (in verde Stato di Fatto – in blu Configurazione progetto) – Transetto 1**

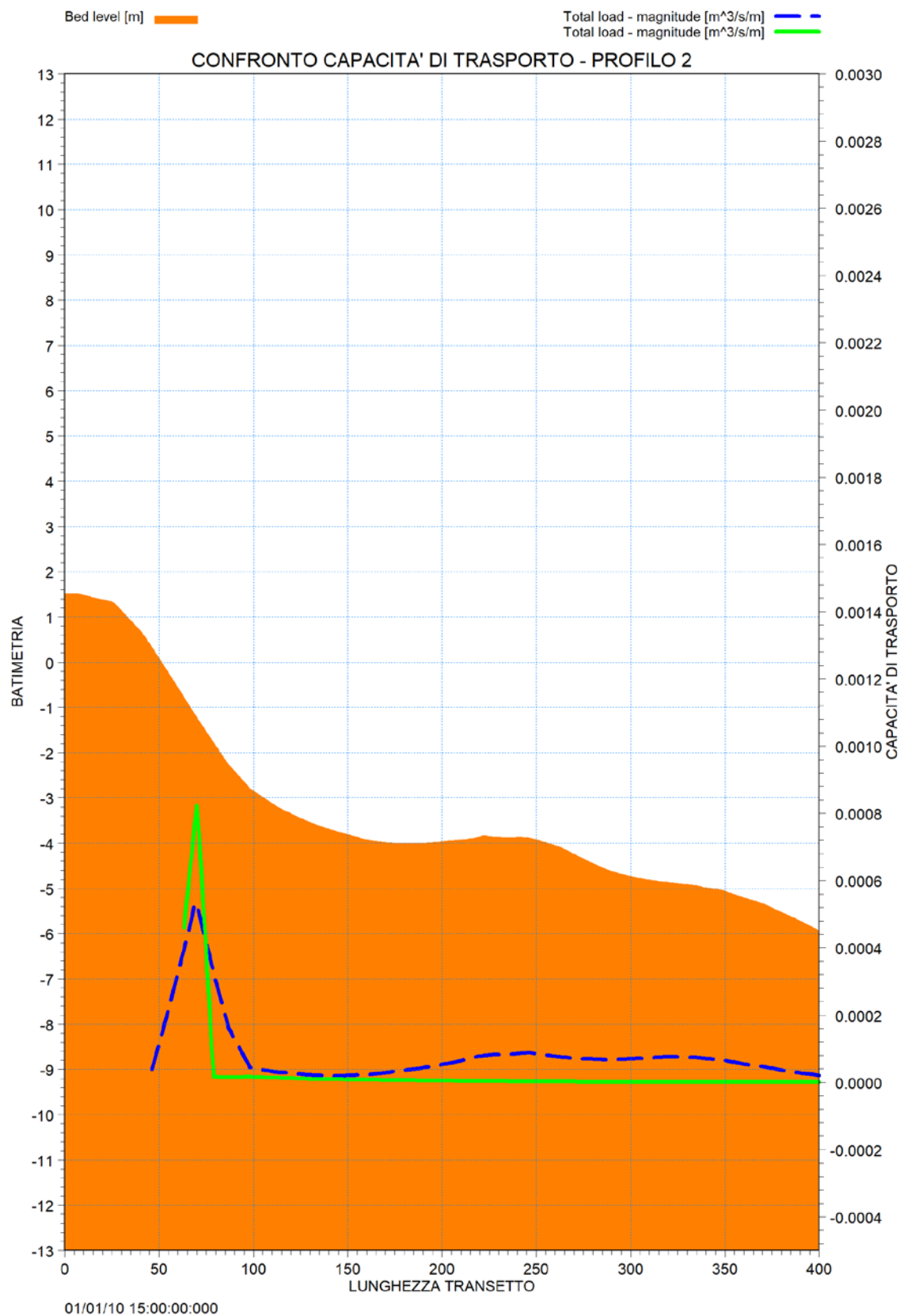


In corrispondenza del secondo transetto (Fig. 44) si evince l'attenuazione della capacità di trasporto che si verifica dallo stato di fatto alle configurazioni previste dal progetto a seguito del salpamento.



**Figura 43 – Litorale di Vibo Valentia – Quartiere Pennello – Localizzazione del transetto 2**

Il confronto riportato per il transetto 1 (Fig. 42) posto in corrispondenza della barriera di progetto e quindi del muro oggetto di intervento e per il transetto 2 (Fig. 43) posto in corrispondenza della barriera salpata a ridosso del pennello esistente, mostra che vi è una notevole attenuazione della capacità di trasporto in corrispondenza del transetto 1 e una diminuzione della capacità di trasporto anche in corrispondenza del transetto 2 in cui si è operato il salpamento della barriera esistente.



**Figura 44 – Litorale di Vibo Valentia – Quartiere Pennello – Sezione di studio – Capacità di trasporto (in verde Stato di Fatto – in blu Configurazione progetto) – Transetto 2**