



REGIONE MARCHE  
SERVIZIO LAVORI PUBBLICI  
UFFICIO PROGETTI



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI ANCONA  
FACOLTÀ DI INGEGNERIA  
ISTITUTO DI IDRAULICA

# **STUDI, INDAGINI, MODELLI MATEMATICI FINALIZZATI ALLA REDAZIONE DEL PIANO DI DIFESA DELLA COSTA**

## **H**

### **ANALISI DELLA SPIAGGIA “SASSI NERI” SITUATA NEL COMUNE DI SIROLO (AN)**

Regione Marche  
Il Dirigente Servizio LL.PP.  
Dott. Ing. Libero Principi

Il Coordinatore  
Prof. Ing. Alessandro Mancinelli

# INDICE

1)	<u>INTRODUZIONE</u> .....	H.1
2)	<u>CARATTERISTICHE DEL MOTO ONDOSO NEL PARAGGIO DELLA SPIAGGIA</u> <u>“SASSI NERI”</u> .....	H.2
	2.1) <u>Equazioni base</u> .....	H.4
	2.2) <u>Condizioni al contorno</u> .....	H.5
	2.3) <u>Applicazione del modello</u> .....	H.5
3)	<u>APPLICAZIONE DEL MODELLO N.L.SW.E. AD UN TRATTO DELLA SPIAGGIA</u> <u>“SASSI NERI”</u> .....	H.21
4)	<u>TRASPORTO LONGITUDINALE DEI SEDIMENTI COSTIERI</u> .....	H.31
	4.1) <u>Classificazione delle formule per il trasporto longitudinale dei sedimenti</u> .....	H.32
	4.1.1) <u>Metodi energetici</u> .....	H.32
	4.1.1.1) <i>Approccio basato sul flusso d'energia</i> .....	H.32
	4.1.1.2) <i>Approccio stream power</i> .....	H.35
	4.1.2) <u>Metodi bilancio di forze</u> .....	H.37
	4.1.3) <u>Metodi di analisi dimensionale</u> .....	H.39
	4.1.4) <u>Formula basata su modello numerico (Borosed)</u> .....	H.41
	4.2) <u>Applicazione alla spiaggia “Sassi Neri”</u> .....	H.42
5)	<u>STABILIZZAZIONE DELLA SPIAGGIA CON LA REALIZZAZIONE DI</u> <u>PENNELLI</u> .....	H.44
	5.1) <u>Baie a forma parabolica</u> .....	H.44
	5.2) <u>Applicazioni pratiche alla spiaggia dei “Sassi Neri”</u> .....	H.47
6)	<u>CONCLUSIONI</u> .....	H.55

# ANALISI DELLA SPIAGGIA “SASSI NERI” SITUATA NEL COMUNE DI SIROLO (AN)

## 1) INTRODUZIONE

Uno dei punti della Convenzione, ribadito nella lettera della Regione del 20 Settembre 2000 Prot.n.2636/COSTA riguarda l'applicazione del modello idrodinamico per le acque basse (in seguito N.L.S.W.E) ad un tratto di costa del Conero. La presente Relazione illustra i risultati ottenuti nello studio della baia dei “Sassi Neri” situata nel Comune di Sirolo nella parte sud del promontorio del Conero. Il tratto è stato scelto sia per il suo elevato valore ambientale, sia perché l'idrodinamica presenta alcune peculiarità, tra le quali la presenza di *rip-currents* documentata da diverse osservazioni, sia perché l'equilibrio della spiaggia è fortemente influenzato da eventi ondosi intensi in grado di modificare fortemente l'assetto morfologico: la spiaggia scompare per poi essere riformata da mareggiate di direzione diversa. L'alternarsi delle condizioni meteomarine e quindi la formazione e la distruzione della spiaggia produce notevoli disagi agli operatori turistici che non riescono a programmare attività economiche continuative e stabili. Lo studio cerca di chiarire alcuni aspetti fondamentali dell'idrodinamica in modo che eventuali interventi di difesa non modifichino le particolari condizioni ambientali dell'area.

Il tratto di costa è una baia racchiusa a nord dall'estremità più orientale del promontorio del Conero sino al Moletto, detto il Pontile delle Cave, a sud dalla Punta Giacchetta di Sirolo orlata da una scogliera emersa. La costa interessata dallo studio presenta a partire da sud (Punta Giacchetta) un tratto di spiaggia in direzione Nord Ovest- Sud Est protetta da una scogliera sommersa (spiaggia di S.Michele), un secondo tratto in direzione Nord- Sud detta dei “Sassi Neri” e l'ultimo tratto in direzione Nord Est- Sud Ovest. I primi due tratti presentano la fascia di arenile più estesa, mentre nel tratto più a nord la spiaggia diventa a matrice grossolana, affiorano scogli e le dimensioni si riducono gradatamente. Recentemente è stata realizzata una scogliera radente (tra i “Sassi Neri” e S.Michele) a protezione del piede della falesia. Le analisi granulometriche effettuate nella campagna regionale sono riportate nella Relazione Generale nei capitoli B1 e B2.

Il tratto più esposto all'azione del mare risulta quindi quello dei “Sassi Neri” dove le condizioni di variabilità del moto ondoso producono le maggiori oscillazioni anche perché la parte sud è protetta dalla scogliera sommersa e la parte nord è orientata in modo diverso ed è formata da materiale grossolano che risulta essere più stabile. Il tratto dei “Sassi Neri” è orientato da Nord a Sud e quindi è esposto alle onde del I e II quadrante. I sedimenti presenti sulla spiaggia provengono dall'erosione

della falesia che presenta il gradino al piede più o meno evidente a seconda della pendenza del versante. Un notevole contributo all'apporto dei sedimenti era sicuramente dato nel passato dalla presenza dei residui delle cave e delle fornaci di calce esistenti nella parte nord.

Nei capitoli seguenti vengono illustrati gli studi effettuati sulla spiaggia dei "Sassi Neri". La metodologia utilizzata prevede le seguenti fasi:

- a) trasferimento delle onde dal largo verso riva con il programma REF/DIF 1 le cui caratteristiche e risultati sono riportati nel paragrafo 2. Le onde utilizzate sono state dedotte dalle elaborazioni riportate nel capitolo A della Relazione Generale. Sono state scelte le 3 direzioni principali di provenienza con onde con tempi di ritorno di 1,1 anni. Sono stati utilizzati due reticoli di calcolo, uno generale ed uno locale al fine di determinare la larghezza della zona dei frangenti ed il verso della corrente longitudinale.
- b) I dati ottenuti nel reticolo locale, al limite della zona dei frangenti su un tratto di 130 m, sono stati utilizzati come dati di input nel modello delle N.L.S.W.E. Le caratteristiche di questo modello sono state descritte nel capitolo G della Relazione Generale. Nella presente applicazione, nelle equazioni della conservazione della quantità di moto è stato aggiunto un termine relativo alla tensione tangenziale al fondo che in acque basse diventa di notevole importanza. I risultati dell'applicazione del modello sono riportati nel paragrafo 3. Il modello è stato utilizzato per valutare la distribuzione spaziale della corrente longitudinale e l'ampiezza della *swash zone*, fondamentali nelle spiagge ghiaiose.
- c) Nel paragrafo 4 vengono riportate le metodologie di calcolo del trasporto di sedimenti lungo costa. Si evince la difficoltà di utilizzare formulazioni normalmente ottenute e tarate su spiagge sabbiose a debole pendenza. In casi a granulometria variabile trasversalmente alla costa, come accade nelle spiagge ghiaiose marchigiane in cui i sedimenti grossolani si depositano su un substrato sabbioso e si esauriscono a profondità di 1,5-2,00 m, l'utilizzazione delle formule del trasporto conduce a notevoli approssimazioni.
- d) Nel paragrafo 5 è illustrato il tentativo di utilizzare la costruzione di una "baia di tipo stabile" secondo alcune costruzioni geometriche proposte da Silvester.
- e) Nel paragrafo 6 sono riportate le conclusioni.

## **2) CARATTERISTICHE DEL MOTO ONDOSO NEL PARAGGIO DELLA SPIAGGIA "SASSI NERI"**

Il clima ondoso e le onde estreme giocano un ruolo molto importante nel progetto di tutte le opere costiere. Nei problemi di ingegneria costiera, che siano essi legati alla progettazione delle

opere di ingegneria che allo studio del trasporto dei sedimenti, è essenziale avere una serie di informazioni sulle condizioni del moto ondoso in prossimità della riva. Le caratteristiche più importanti del moto ondoso sono rappresentate dall'altezza, dal periodo e dalla direzione di propagazione. Questi parametri in prossimità della riva si ottengono trattando i dati misurati ed elaborati in acque profonde con modelli di trasformazione. Quando le onde si muovono dal largo verso riva i parametri che le caratterizzano subiscono delle variazioni, cambiano sia la velocità di propagazione dell'onda e l'energia che si rispetto alle condizioni iniziali. In corrispondenza della *surf-zone*, ossia nell'area costiera dove avviene il frangimento, e dove le onde riflesse, dalla costa o dalle strutture, interagiscono con le onde incidenti i processi idrodinamici divengono non lineari e la turbolenza assume un ruolo fondamentale.

La trasformazione delle onde dal largo a riva, fino alla profondità di interesse può essere effettuata attraverso il tracciamento dei raggi d'onda. Questi modelli numerici presentano l'inconveniente dell'intersezione dei raggi d'onda in presenza di batimetrie complesse e ignorano completamente il problema della diffrazione.

Riconosciuta l'importanza degli effetti combinati della diffrazione e della rifrazione, a partire dal 1980 numerosi progettisti e ricercatori hanno sviluppato nuove teorie e associato ad esse modelli numerici. Oggi ci sono numerose teorie che possono essere in grado di descrivere la rifrazione e la diffrazione delle onde che si trasferiscono dal largo verso riva, una di queste è la *mild-slope equation*.

La *mild-slope wave equation*, introdotta per la prima volta da Eckart (1952) e rielaborata successivamente da Berkoff (1972, 1976), viene oggi utilizzata per la stima delle condizioni del moto ondoso in prossimità della costa.

L'equazione differenziale della *mild-slope equation* è di tipo ellittico e richiede che la variazione della profondità rispetto alla lunghezza dell'onda sia piccola ed essendo un'equazione bidimensionale, per poter essere risolta, ha bisogno di particolari condizioni al contorno. L'intero dominio di interesse deve essere discretizzato e gli elementi devono essere sufficientemente piccoli (all'interno di una lunghezza d'onda ci dovrebbero essere dai 10 ai 15 nodi).

Una versione più semplice della MSE, nota come la approssimazione parabolica (*parabolic approximation* PA), riduce la complessità del modello di calcolo a discapito però della precisione (Panchang et al. 1998). Il vantaggio che si ha nell'utilizzo della PA consiste nell'efficienza del calcolo e può quindi essere usato in tratti di costa molto grandi.

Descriveremo nelle prossime righe il modello REF/DIF 1 sviluppato all'Università di Delaware, Newark nel Dipartimento di Ingegneria Civile da James T. Kirby e H. Tuba Ozkan. Il modello è particolarmente indicato per stimare il comportamento del moto ondoso lungo regioni costiere aperte, nelle insenature, attorno alle isole.

Il modello simula gli effetti combinati della rifrazione (trasformazione dell'onda a causa della progressiva riduzione della profondità del fondale) e della diffrazione (abbattimento del contenuto energetico dell'onda a causa di variazioni repentine della batimetria e della presenza di strutture) delle onde. Il modello tuttavia non contempla il caso della riflessione delle onde. Il REF/DIF 1 è un modello bidimensionale agli elementi finiti che fornisce files di testo di natura numerica e che possono essere trattati attraverso programmi come il MATLAB per rappresentazione grafica della superficie dell'acqua. Oltre a simulare la rifrazione e la diffrazione dovuti alla conformazione batimetrica, il REF/DIF 1 considera anche gli effetti dissipativi quali l'attrito al fondo, il frangimento dell'onda la dispersione non lineare.

## 2.1) Equazioni base

La soluzione della *mild-slope wave equation* è adatta alla modellazione delle onde di gravità nelle aree costiere. Questa equazione può essere scritta come segue:

$$\nabla \cdot (CC_g \nabla \phi) + CC_g k^2 \phi = 0 \quad (2.1)$$

dove  $\phi(x, y)$  è la funzione potenziale complessa dell'elevazione della superficie del mare dalla quale può essere valutata l'altezza dell'onda ( $= \phi_1 + i\phi_2$ );  $C(x, y)$  è la celerità dell'onda che si esprime dal rapporto  $\sigma/k$ ;  $C_g(x, y)$  è la celerità di gruppo che coincide con  $\partial\sigma/\partial k$  e dove  $k(x, y)$  è il numero d'onda ( $=2\pi/L$ ) legato alla profondità dell'acqua  $d(x, y)$  e alla frequenza dell'onda considerata  $\sigma$  dalla relazione di dispersione:

$$\sigma^2 = gk \tanh(kd) \quad (2.2)$$

L'Equazione (2.1) simula gli effetti della rifrazione, diffrazione e riflessione delle onde in un dominio di forma arbitraria. Tuttavia in prossimità della costa altri meccanismi influenzano il comportamento del moto ondoso, quindi la MSE può essere modificata inserendo all'interno di essa gli effetti dovuti alla dissipazione al fondo (Dalrymple et al 1984a e del frangimento dell'onda (Thornton e Guza 1983):

$$\nabla \cdot (CC_g \nabla \phi) + \left( \frac{C_g}{C} \sigma^2 + i\sigma w + iC_g \sigma \gamma \right) \phi = 0 \quad (2.3)$$

dove  $\gamma$  è il fattore di frangimento dell'onda.

Il fattore di attrito  $w$  considerato nel REF/DIF 1 ha la seguente forma:

$$w = \left( \frac{2n\sigma}{k} \right) \left[ \frac{2f_r}{3\pi} \frac{ak^2}{(2kd + \sinh 2kd) \sinh kd} \right] \quad (2.4)$$

dove  $f_r$  è il coefficiente di attrito che dipende dal numero di Reynolds e dalla rugosità al fondo e può essere ottenuto da Madsen (1976) e Dalrymple et al. (1984).

Il fattore di frangimento  $\gamma$  contenuto nell'ultimo termine dell'Equazione (2.3) può essere parametrizzato attraverso la formula di Thornton e Guza 1983.

## **2.2) Condizioni al contorno**

Per il modello parabolico le condizioni iniziali sono di vitale importanza. La griglia di studio è caratterizzata dall'aver la prima riga, più lontana dalla costa corrispondente ad  $i=1$ , posizionata ad una profondità costante (profondità infinita). Da tale riga l'onda assegnata in input viene propagata sulla batimetria dal modello. In generale la scelta delle dimensioni della griglia di studio dovrebbe tenere conto degli eventuali effetti causati dalla riflessione delle onde incidenti sui bordi laterali della griglia. In caso contrario infatti tali effetti potrebbero propagarsi all'interno della regione di interesse fornendo dei risultati errati. E' comunque possibile scegliere le caratteristiche dei bordi laterali e permette di stabilire la totale o parziale riflessione.

## **2.3) Applicazione del modello**

Il modello è stato applicato per trasferire le onde dal largo alla baia dei "Sassi Neri". Le caratteristiche del moto ondoso al largo sono state desunte dal Capitolo A della Relazione Generale. Per trasferire i dati a riva sono stati utilizzati due reticoli di calcolo, uno generale ed uno locale le dimensioni dei due reticoli sono evidenziati nella Figura 2.1.

Nella Tabella 2.1 sono riportati sia le dimensioni dei due reticoli sia le onde esaminate. Si sono scelte onde con tempo di ritorno 1,1 anno che rappresentano le mareggiate di frequenza annuale in grado di determinare le variazioni della linea di riva.

Nella Figura 2.2 è illustrata la metodologia di ricostruzione della zona di frangimento. Come è noto i fenomeni costieri più importanti si sviluppano all'interno della zona dei frangenti e la sua delimitazione consente di ricavare la distribuzione della corrente longitudinale, la fascia dei sedimenti interessata dal trasporto sia longitudinale sia trasversale. In questa applicazione la posizione della linea dei frangenti è stata utilizzata per individuare il limite al largo del dominio di calcolo del modello delle N.L.S.W.E.

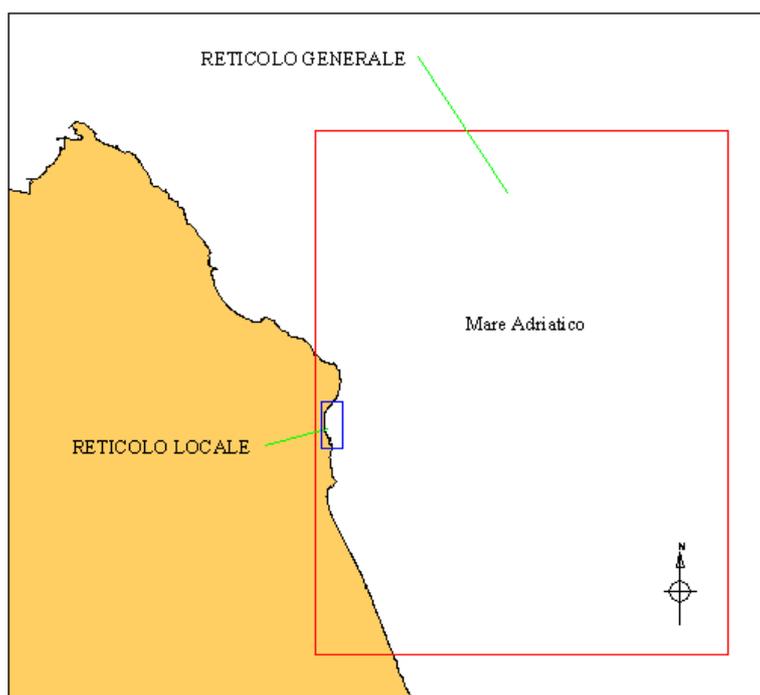


Figura 2.1 – Individuazione dell’area di studio

Tabella 2.1 – Caratteristiche dei reticoli di calcolo adottati ed onde esaminate con tempo di ritorno di 1,1 anni.

**RETICOLO GENERALE** dimensioni della maglia del reticolo 707x707 m  
 numero di punti costituenti il reticolo 22x29 (15550x19800 m)

	Angolo di ingresso nel reticolo	Ampiezza dell’onda (m)	Periodo dell’onda (s)
<u>ONDA DA NORD-EST</u> Settore 330-75°N	45°	1.90	7.32
<u>ONDA DA EST</u> Settore 75-110°N	0°	1.39	6.99
<u>ONDA DA SUD-EST</u> Settore 110-150°N	-45°	1.79	8.55

**RETICOLO LOCALE** dimensioni della maglia del reticolo 25x25 m  
 numero di punti costituenti il reticolo 33x73 (800x1800 m)

	Angolo di ingresso nel reticolo	Ampiezza dell’onda (m)	Periodo dell’onda (s)
<u>ONDA DA NORD-EST</u> Settore 330-75°N	43.39°	1.65	7.32
<u>ONDA DA EST</u> Settore 75-110°N	7.12°	1.34	6.99
<u>ONDA DA SUD-EST</u> Settore 110-150°N	-23.24°	1.41	8.55

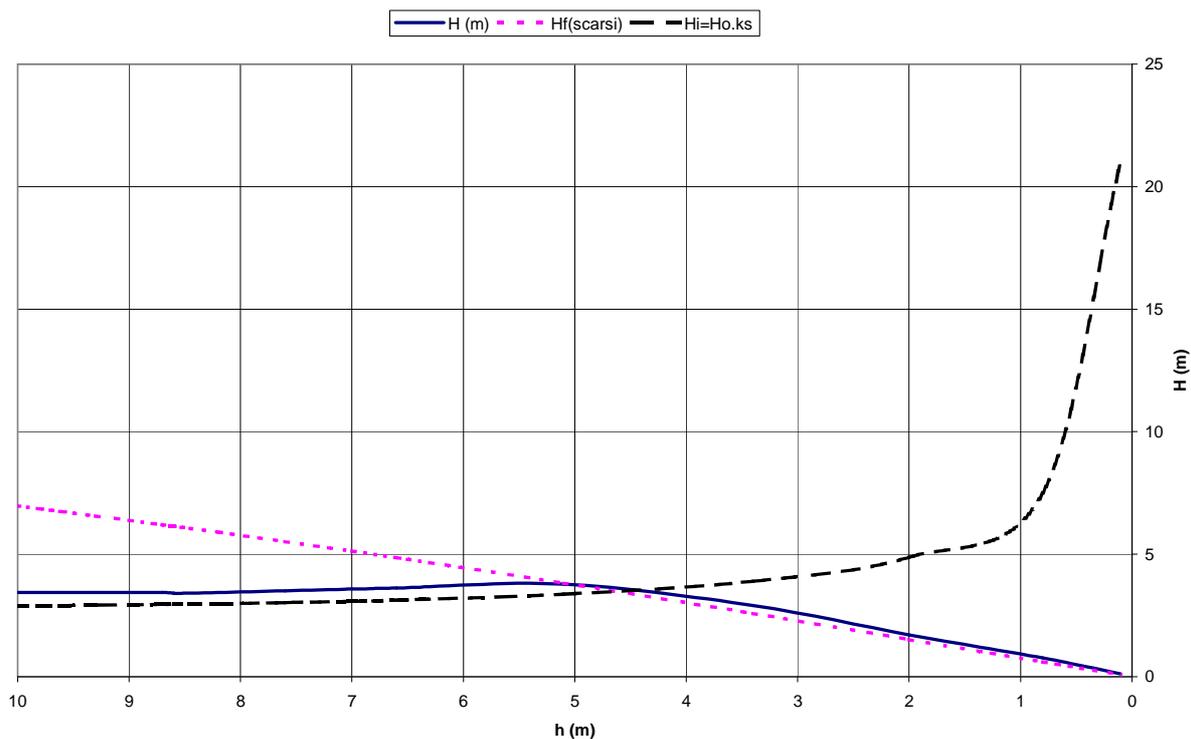
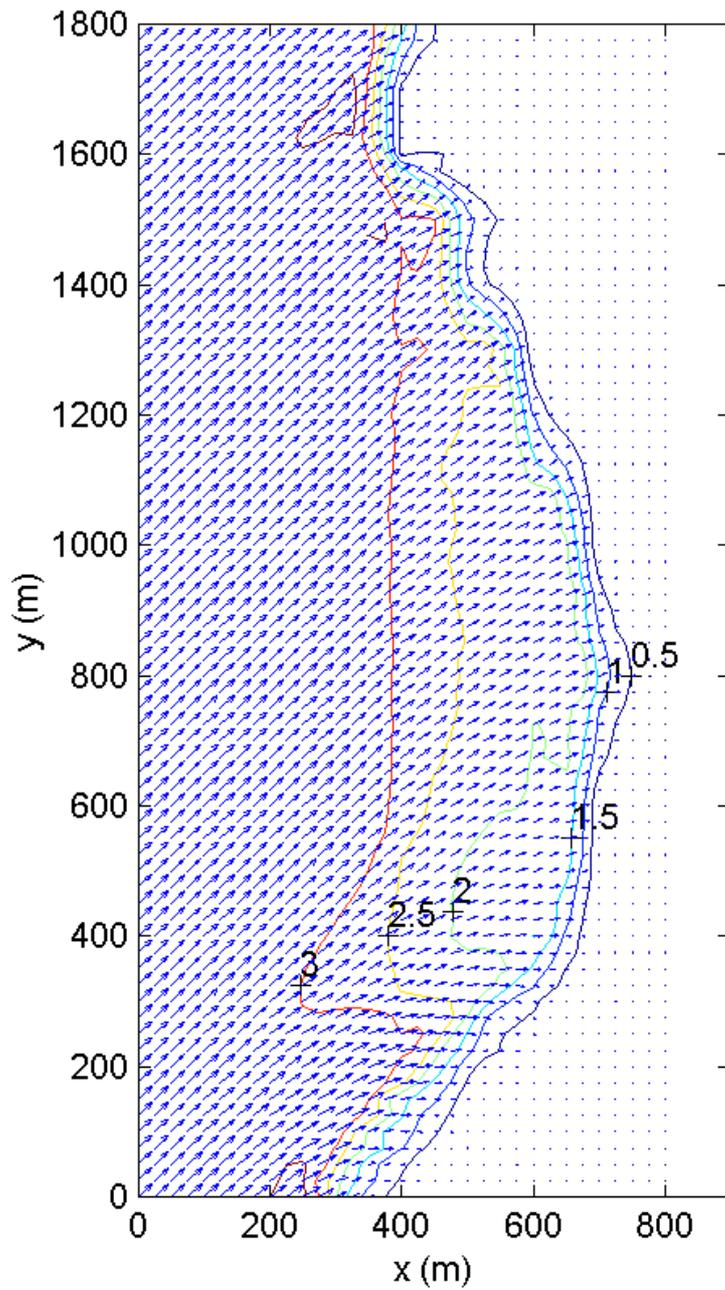


Figura 2.2 – Individuazione della zona di frangimento

Nelle Figure 2.3 – 2.14 sono riportati i risultati delle simulazioni nel reticolo locale per le tre direzioni del moto ondoso esaminato. Le figure contengono la rappresentazione delle altezze d’onda in forma vettoriale, attraverso le linee di uguale altezza, e la rappresentazione della linea di frangimento con il verso della corrente longitudinale dedotto dalle direzioni di propagazione delle onde avendo suddiviso il litorale in quindici tratti omogenei e riportati nella Figura 2.15. La direzione della corrente longitudinale evidenzia delle zone di convergenza dove possono instaurarsi *rip-currents*; le direzioni sono evidentemente prodotte dalla batimetria e dalla forma geometrica della baia.



*Figura 2.3 – Reticolo locale: altezze d'onda da Nord-Est ( $H=3.80m$  ,  $T=7.3s$ ).  
La lunghezza delle frecce è proporzionale all'altezza d'onda*

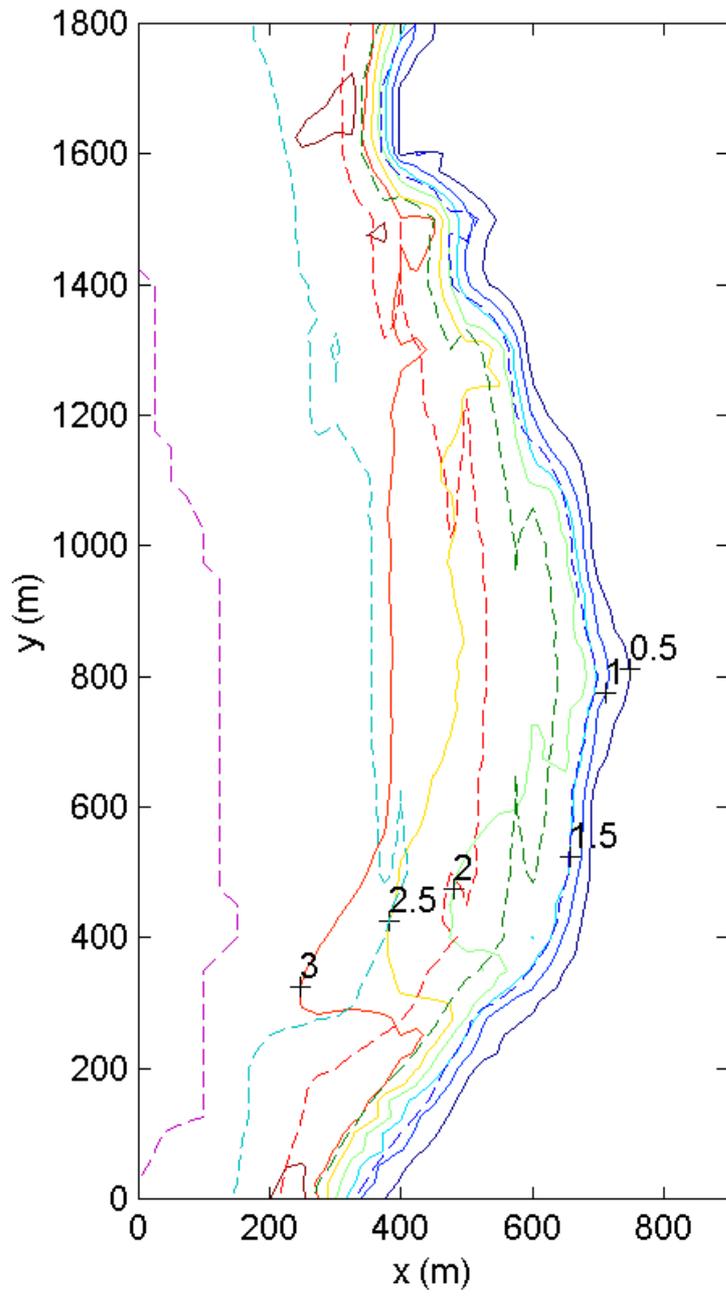
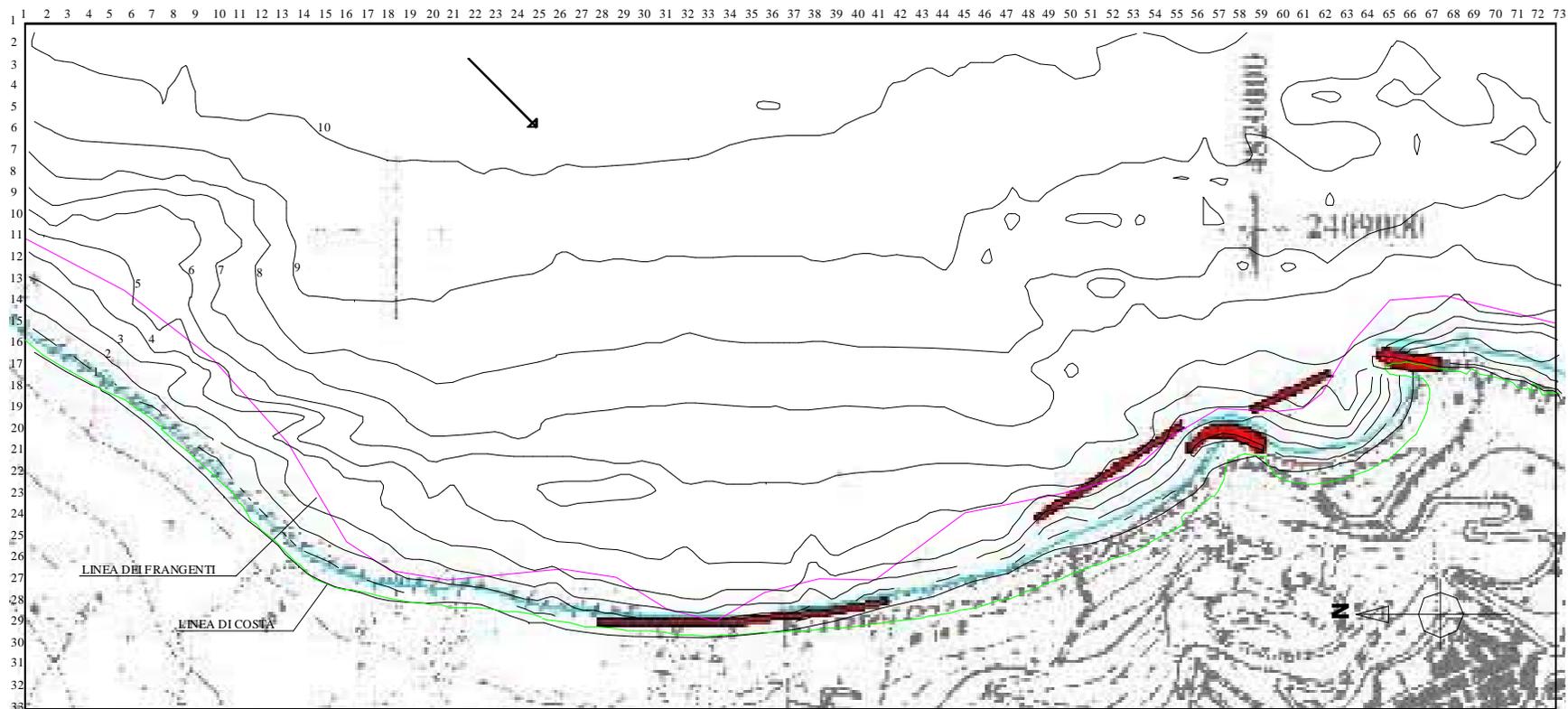


Figura 2.4 – Reticolo locale: rappresentazione delle linee di uguale altezza d'onda.  
Le altezze sono espresse in metri.

Figura 2.5 – Reticolo locale: rappresentazione delle linee di frangimento.

ONDA DA NORD-EST T(ritorno)=1.1anni  
Valori d'ingresso a largo: H=3.806m , T=7.323s , Angolo=45°  
Valori d'ingresso locali: H=3.303m , Angolo=43.39°



**ONDA DA NORD-EST T(ritorno)=1.1anni**  
**Valori d'ingresso a largo: H=3.806m, T=7.323s, Angolo=45°**  
**Valori d'ingresso locali: H=3.303m, Angolo=43.39°**



*Figura 2.6 – Reticolo locale: rappresentazione delle linee di frangimento. Direzione della corrente longshore e delle zone di convergenza.*

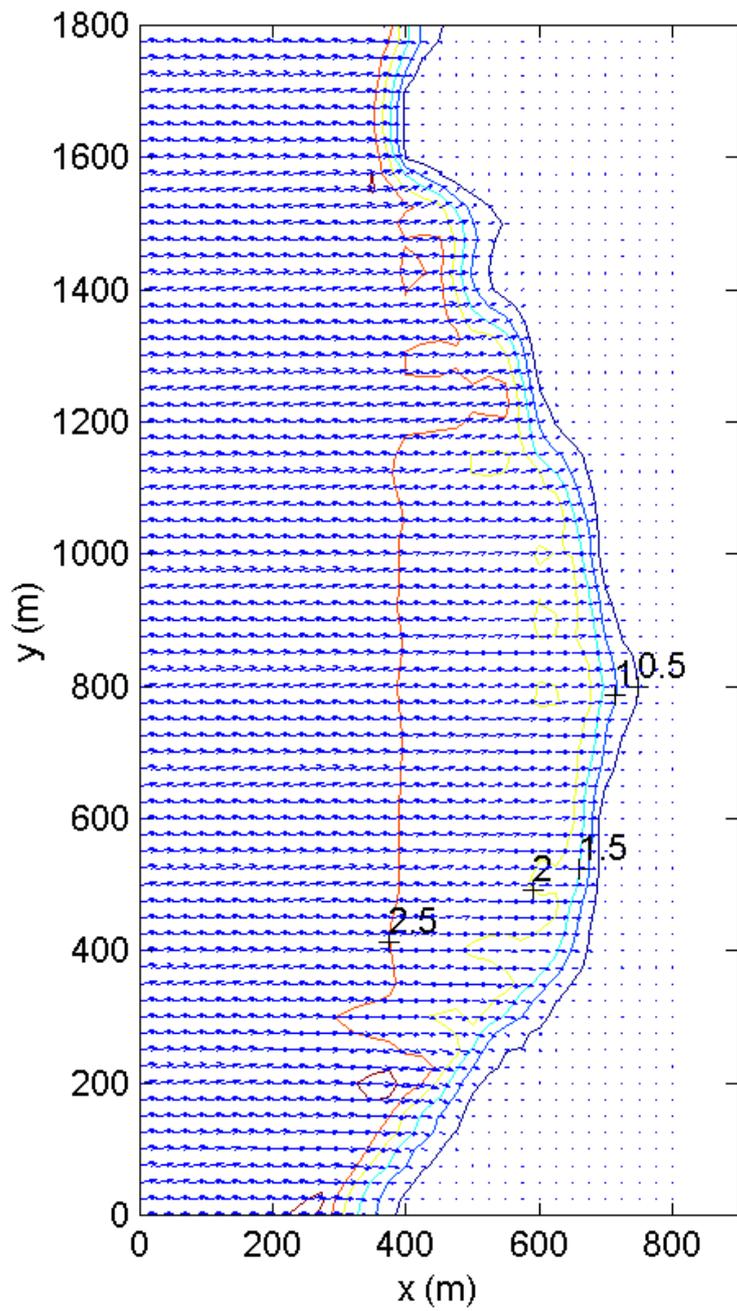
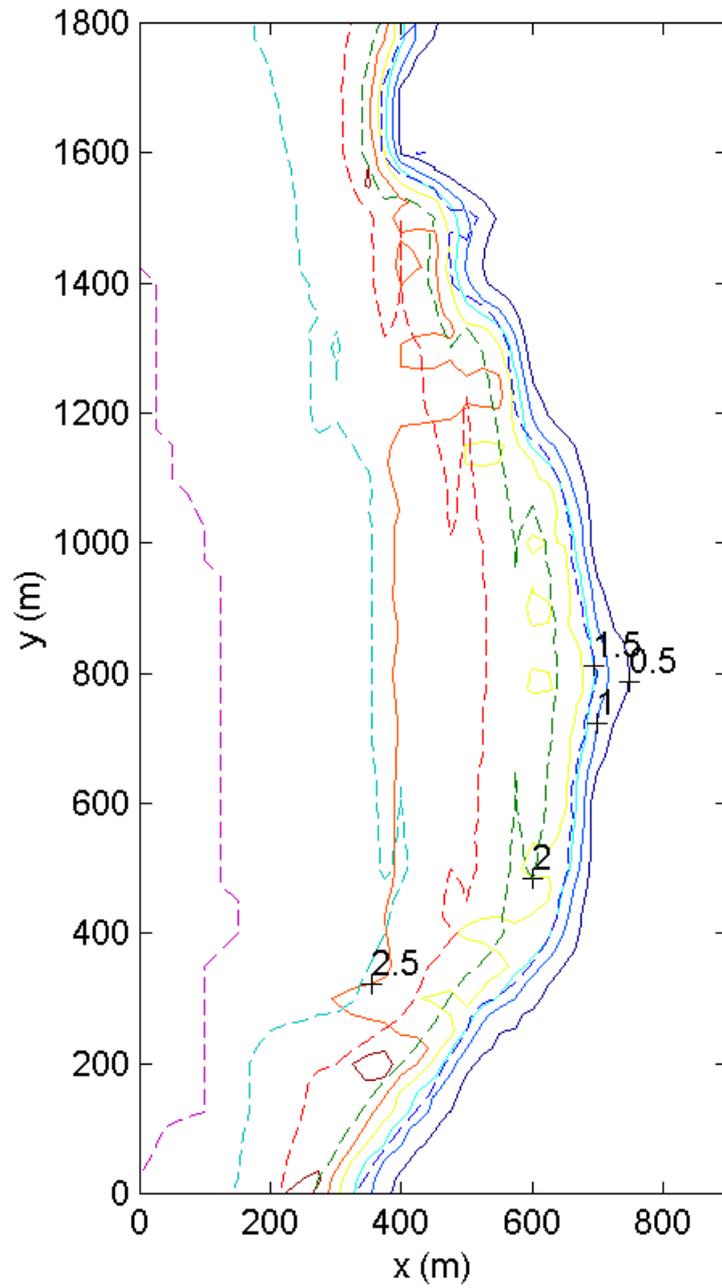


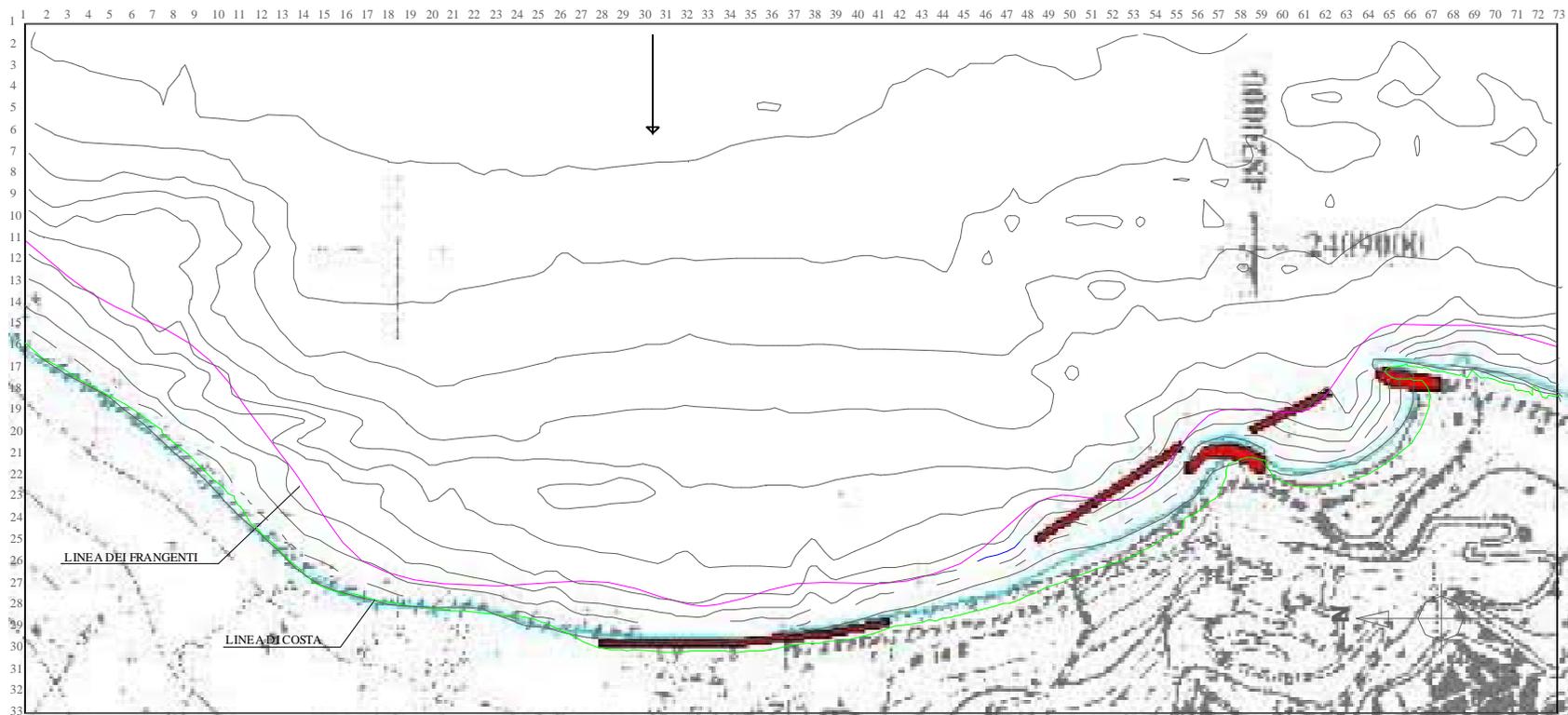
Figura 2.7 – Reticolo locale: altezze d'onda da Est ( $H=2.77m$  ,  $T=6.99s$ ).  
 La lunghezza delle frecce è proporzionale all'altezza d'onda.



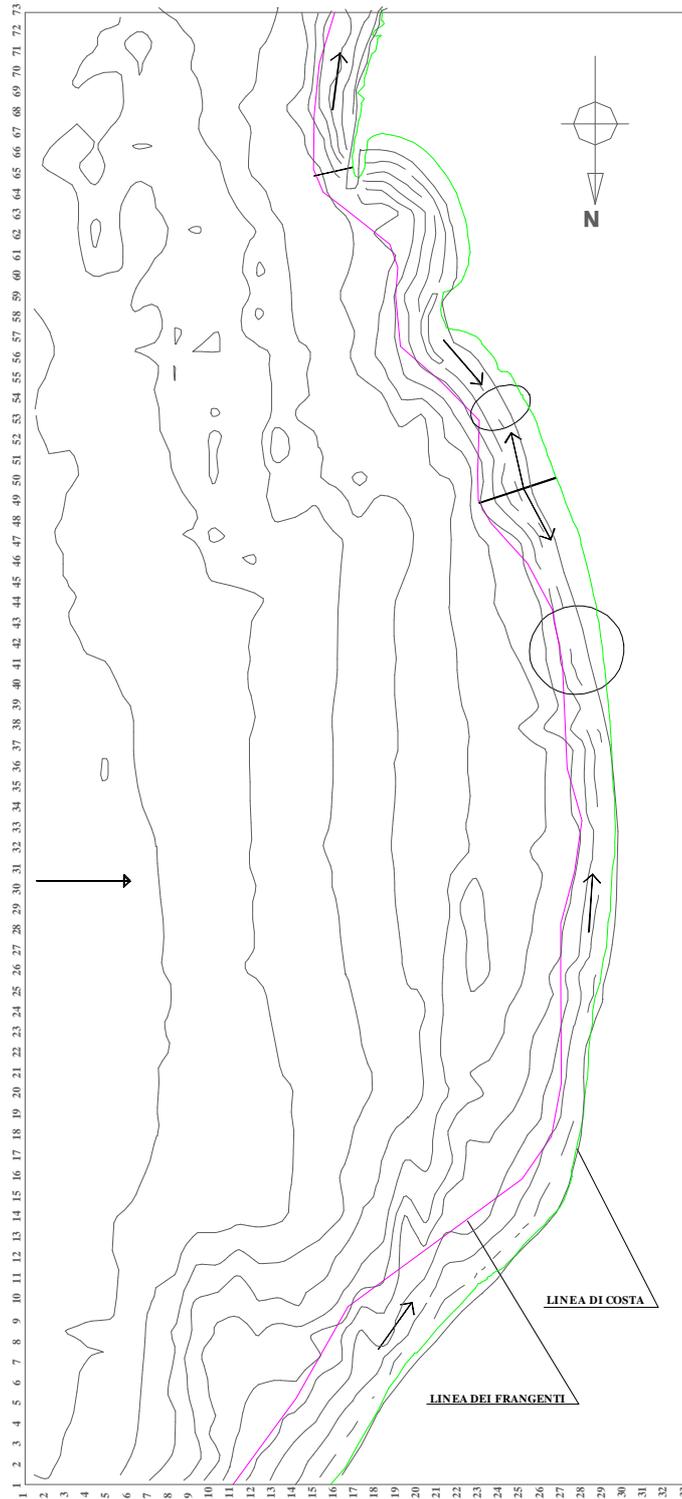
*Figura 2.8 – Reticolo locale: rappresentazione delle linee di uguale altezza d'onda.  
Le altezze sono espresse in metri.*

Figura 2.9 – Reticolo locale: rappresentazione delle linee di frangimento.

ONDA DA EST T(ritorno)=1.1anni  
Valori d'ingresso a largo: H=2.774m, T=6.986s, Angolo=0°  
Valori d'ingresso locali: H=2.68m, Angolo=7.12°



**ONDA DA EST**  $T(\text{ritorno})=1.1\text{anni}$   
**Valori d'ingresso a largo:**  $H=2.774\text{m}$ ,  $T=6.986\text{s}$ ,  $\text{Angolo}=0^\circ$   
**Valori d'ingresso locali:**  $H=2.68\text{m}$ ,  $\text{Angolo}=7.12^\circ$



*Figura 2.10 – Reticolo locale: rappresentazione delle linee di frangimento. Direzione della corrente longshore e delle zone di convergenza.*

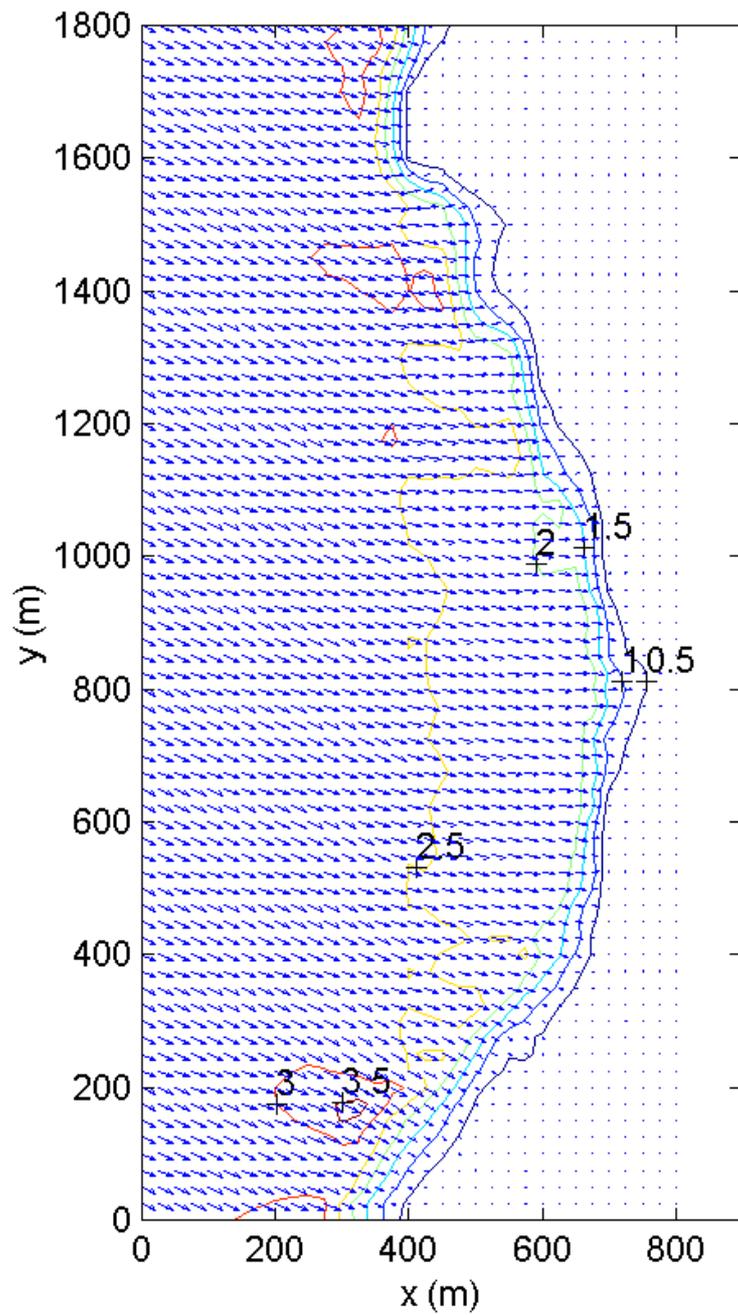
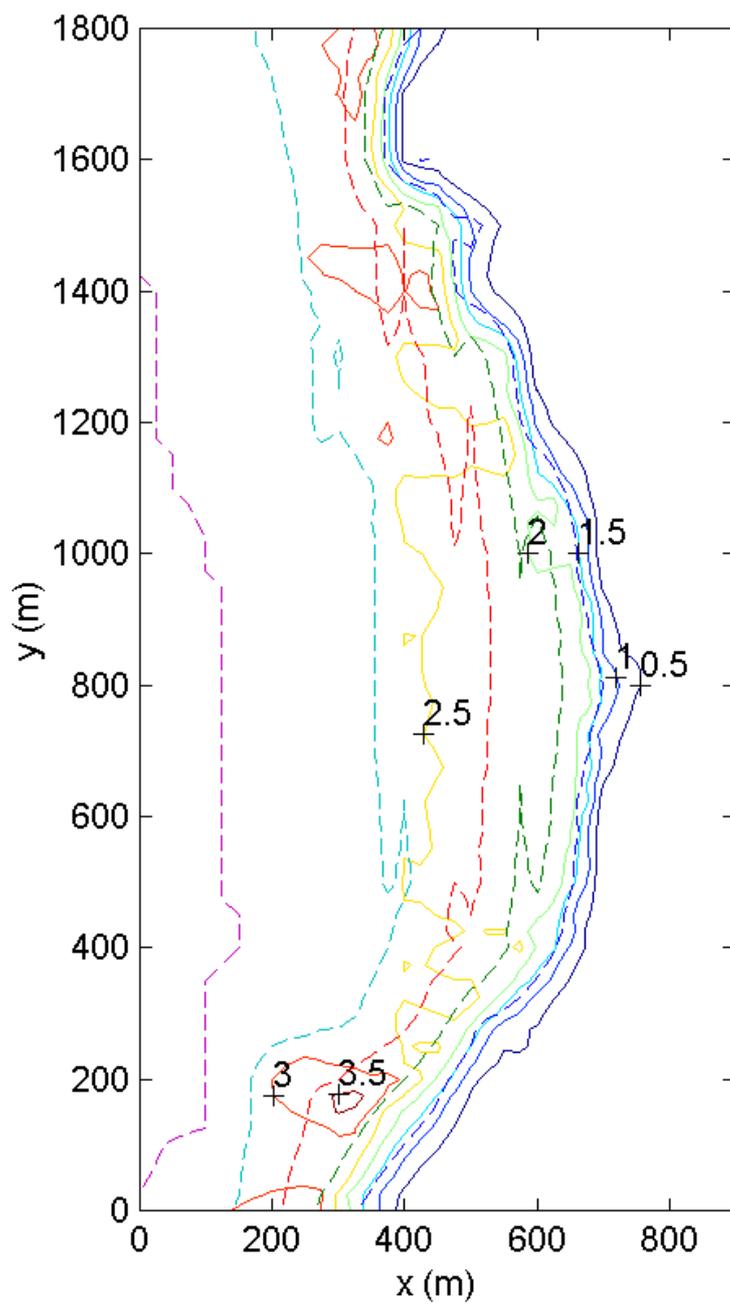


Figura 2.11 – Reticolo locale: altezze d'onda da Sud-Est ( $H=3.58m$  ,  $T=8.55s$ ).  
 La lunghezza delle frecce è proporzionale all'altezza d'onda.



*Figura 2.12 – Reticolo locale: rappresentazione delle linee di uguale altezza d'onda.  
Le altezze sono espresse in metri.*

ONDA DA SUD-EST T(ritorno)=1.1anni  
Valori d'ingresso a largo: H=3.583m, T=8.549s, Angolo=-45°  
Valori d'ingresso locali: H=2.817m, Angolo=-23.24°

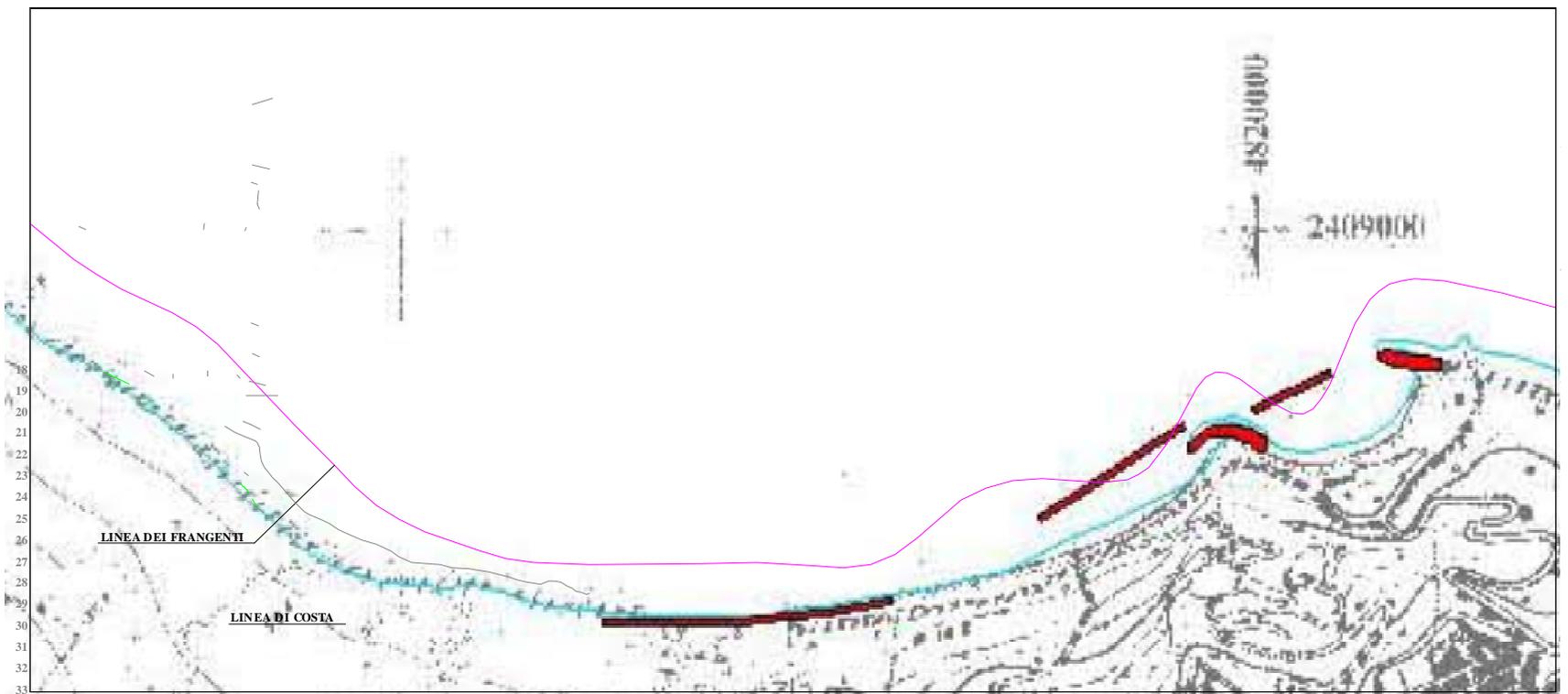
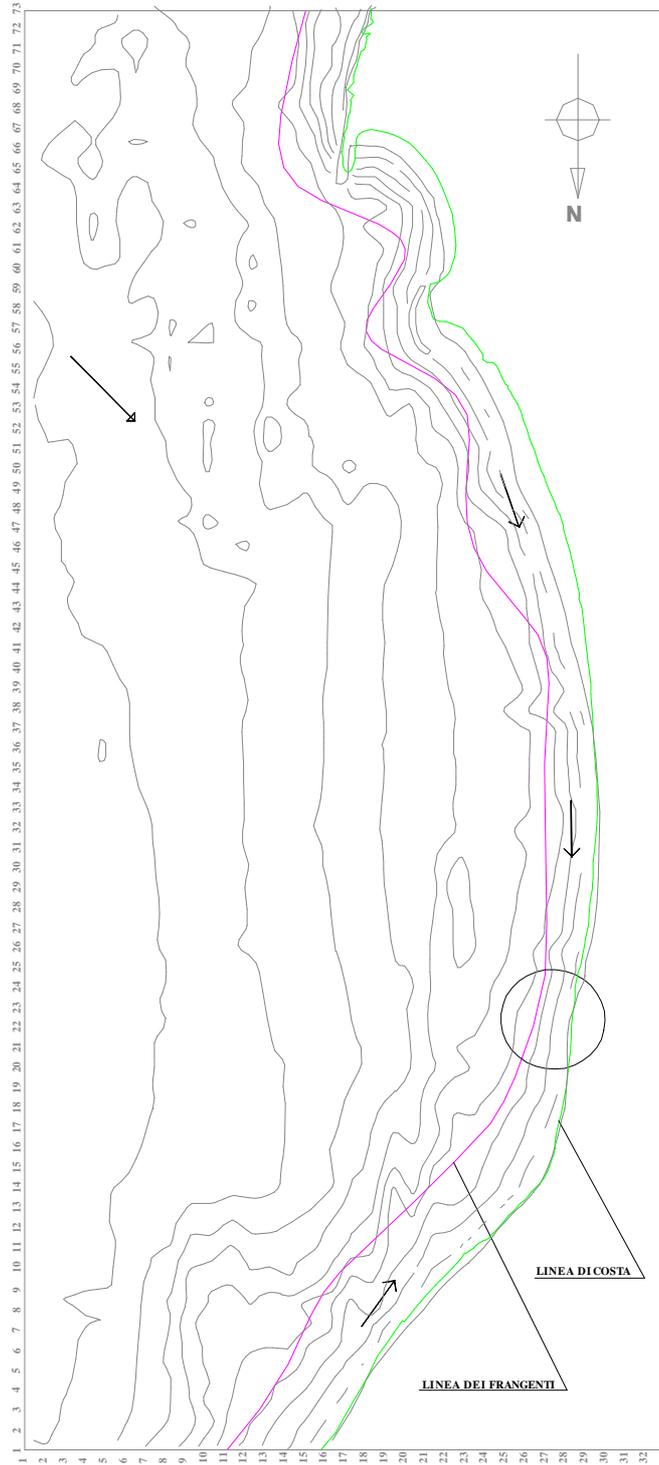


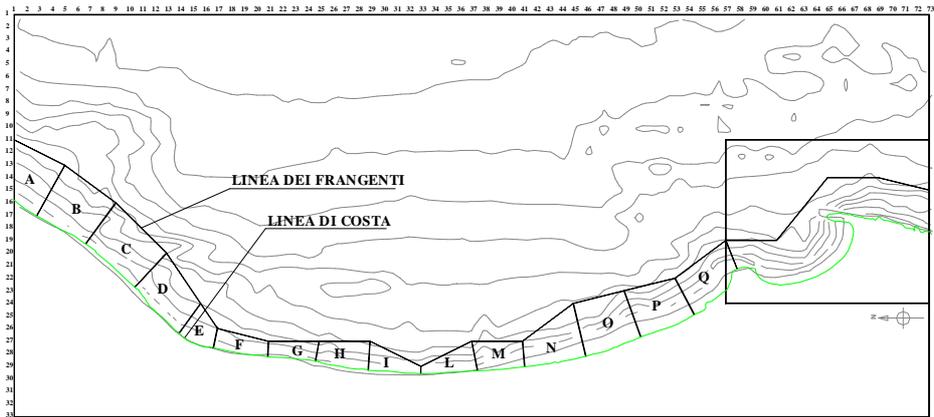
Figura 2.13 – Reticolo locale: rappresentazione delle linee di frangimento.

**ONDA DA SUD-EST T(ritorno)=1.1anni**  
**Valori d'ingresso a largo: H=3.583m , T=8.549s , Angolo=-45°**  
**Valori d'ingresso locali: H=2.817m , Angolo=-23.24°**

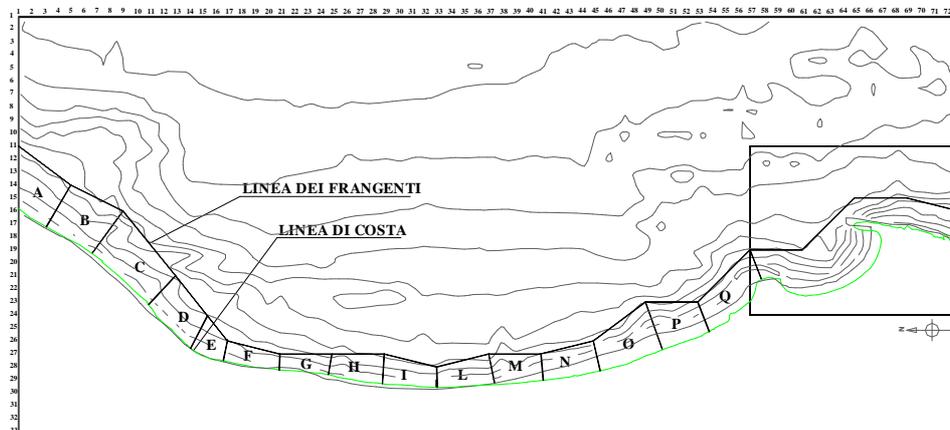


*Figura 2.14 – Reticolo locale: rappresentazione delle linee di frangimento.  
Direzione della corrente longshore e delle zone di convergenza.*

**ONDA DA NORD-EST** T(ritorno)=1.1anni  
 Valori d'ingresso a largo: H=3.806m , T=7.323s , Angolo=45°  
 Valori d'ingresso locali: H=3.303m , Angolo=43.39°



**ONDA DA EST** T(ritorno)=1.1anni  
 Valori d'ingresso a largo: H=2.774m , T=6.986s , Angolo=0°  
 Valori d'ingresso locali: H=2.68m , Angolo=7.12°



**ONDA DA SUD-EST** T(ritorno)=1.1anni  
 Valori d'ingresso a largo: H=3.583m , T=8.549s , Angolo=-45°  
 Valori d'ingresso locali: H=2.817m , Angolo=-23.24°

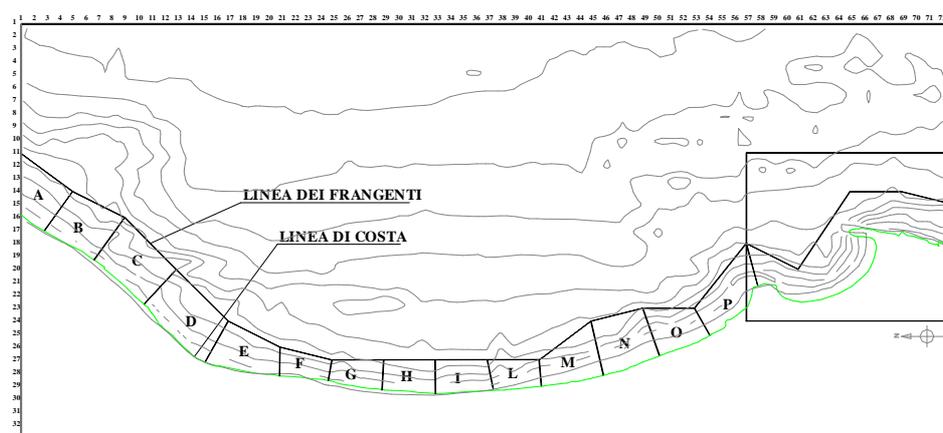


Figura 2.15 – Individuazione dei tratti di costa nel reticolo locale (Comune di Sirolo (AN))

### 3) APPLICAZIONE DEL MODELLO N.L.S.W.E. AD UN TRATTO DELLA SPIAGGIA “SASSI NERI”

Le caratteristiche del modello N.L.S.W.E. sono state illustrate nel precedente Capitolo G della Relazione Generale della Convenzione.

Nel presente paragrafo viene mostrata l'applicazione del modello ed i relativi risultati ad un tratto della spiaggia dei “Sassi Neri” di circa 130 metri di estensione, individuato con la lettera M nella Figura 3.1.

Lo scopo è quello di utilizzare il modello, il quale fornisce i valori istantanei di profondità e velocità media sulla verticale, per ricavare i valori medi e la distribuzione spaziale della corrente longitudinale. Dal modello è possibile inoltre ottenere l'andamento delle altezze d'onda mediate nel periodo, l'ampiezza della swash zone e la relativa velocità della corrente.

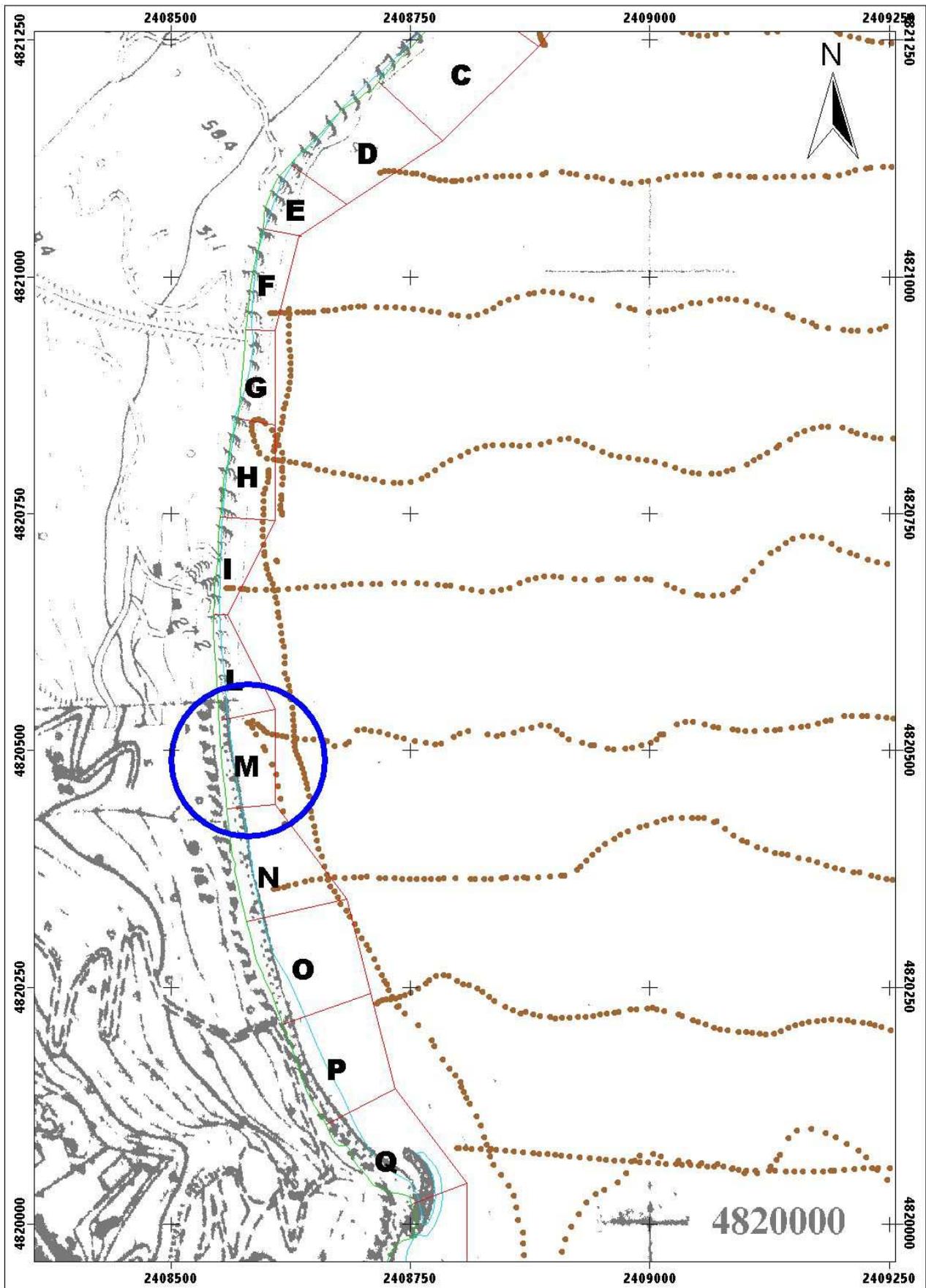
Nella Figura 3.2 sono riportati i rilievi batimetrici fornitici dalla Regione Marche ed utilizzati per costruire il reticolo di calcolo evidenziato nella Figura 3.3.

Nelle Figure che seguono (dalla 3.4 alla 3.15) sono riportati, per le tre condizioni di moto ondoso esaminate i risultati delle elaborazioni effettuate. In particolare nelle Figure 3.4 – 3.8 – 3.12 viene rappresentata la propagazione dell'onda esaminata con la posizione del frangimento, l'involuppo delle creste e dei cavi, il livello medio e l'altezza d'onda. Le Figure 3.5 – 3.9 – 3.13 mostrano il campo di velocità media per le tre condizioni di moto ondoso esaminate. Le Figure 3.6 – 3.10 – 3.14 rappresentano la distribuzione della velocità trasversale media nella sezione mediana del dominio di calcolo, mentre nelle Figure 3.7 – 3.11 – 3.15 viene riportata l'analogia distribuzione della velocità longitudinale.

La tensione tangenziale al fondo è stata modellata attraverso l'espressione  $\tau_0 = \frac{1}{2} f \rho |\mathbf{v}| u$ .

Il coefficiente  $f$  dipende nel caso di fondo scabro dalla scabrezza assoluta  $\varepsilon$  che, sebbene definita univocamente nel caso di moto uniforme turbolento dalla sperimentazione di Nikuradse, ha, nel caso di fondo naturale, una difficile interpretazione.

Kamphuis suggerisce un valore di  $f$  pari a  $2D_{90}$  della sabbia del fondo. Altri suggeriscono  $f = 30D$  con  $D$  diametro medio del materiale del fondo. esistono inoltre in letteratura numerose formule di tipo semi-empirico che hanno avuto pochi riscontri in misurazioni di campo. Nella presente applicazione si è adottato un valore  $f = 0.04$  che appartiene al range dei valori proposti da Chiang C. Mei in “*The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves*”, John Wiley Ed., 1983.



*Figura 3.1 – Individuazione dell'area di applicazione del modello*

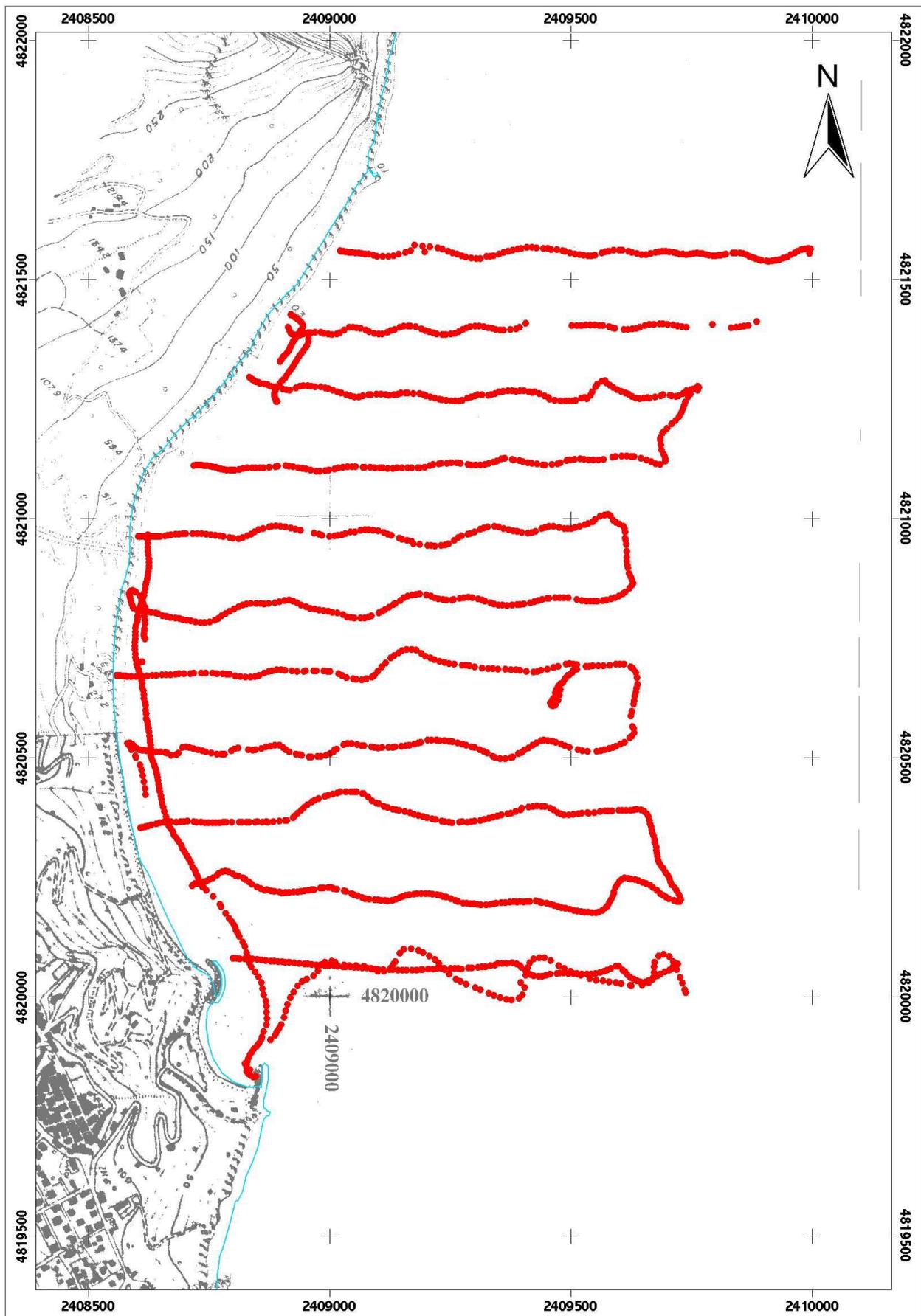


Figura 3.2 – Traccia del rilievo batimetrico eseguito dalla Regione Marche

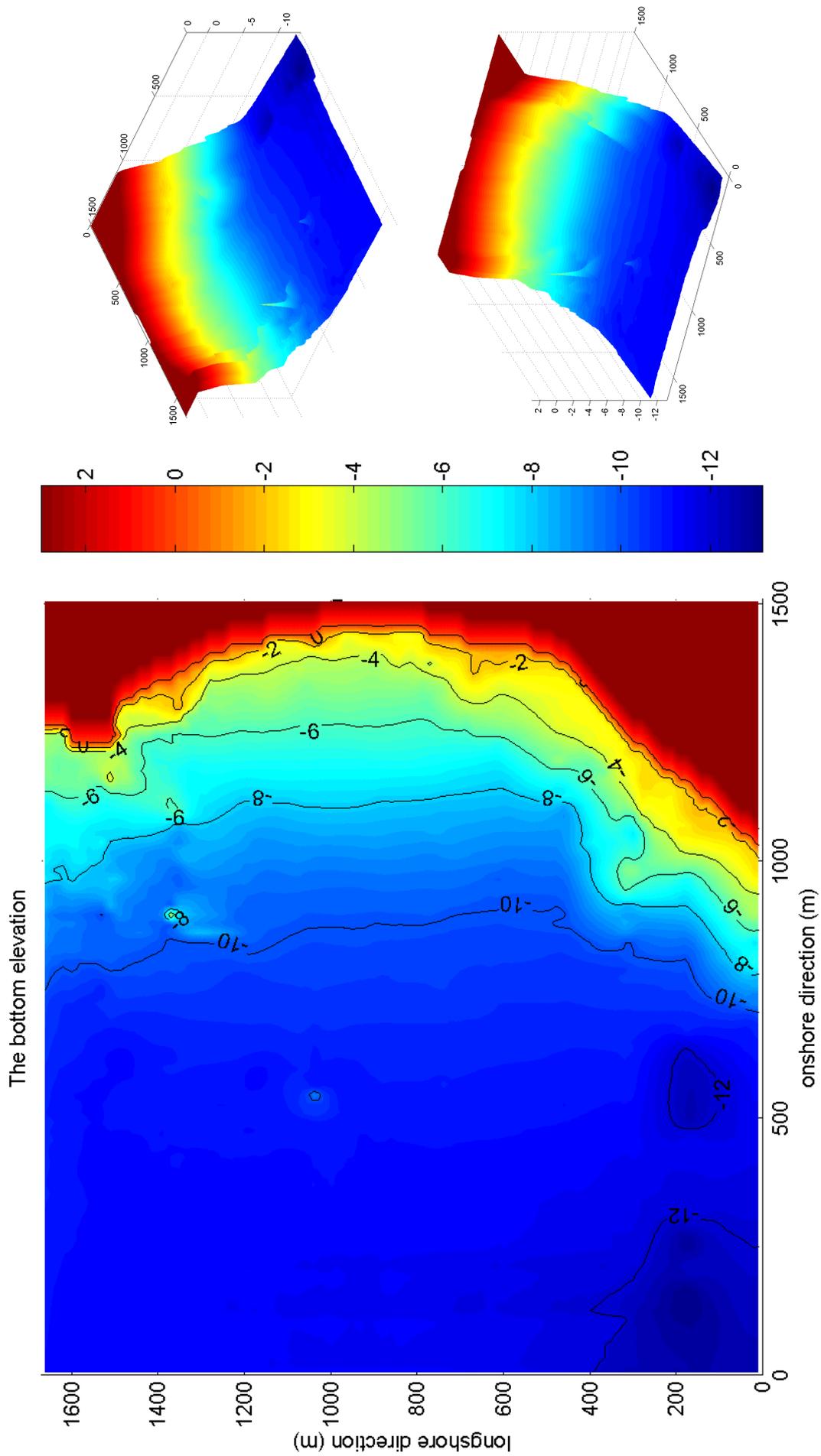


Figura 3.3 – Rappresentazioni grafiche della batimetria della zona

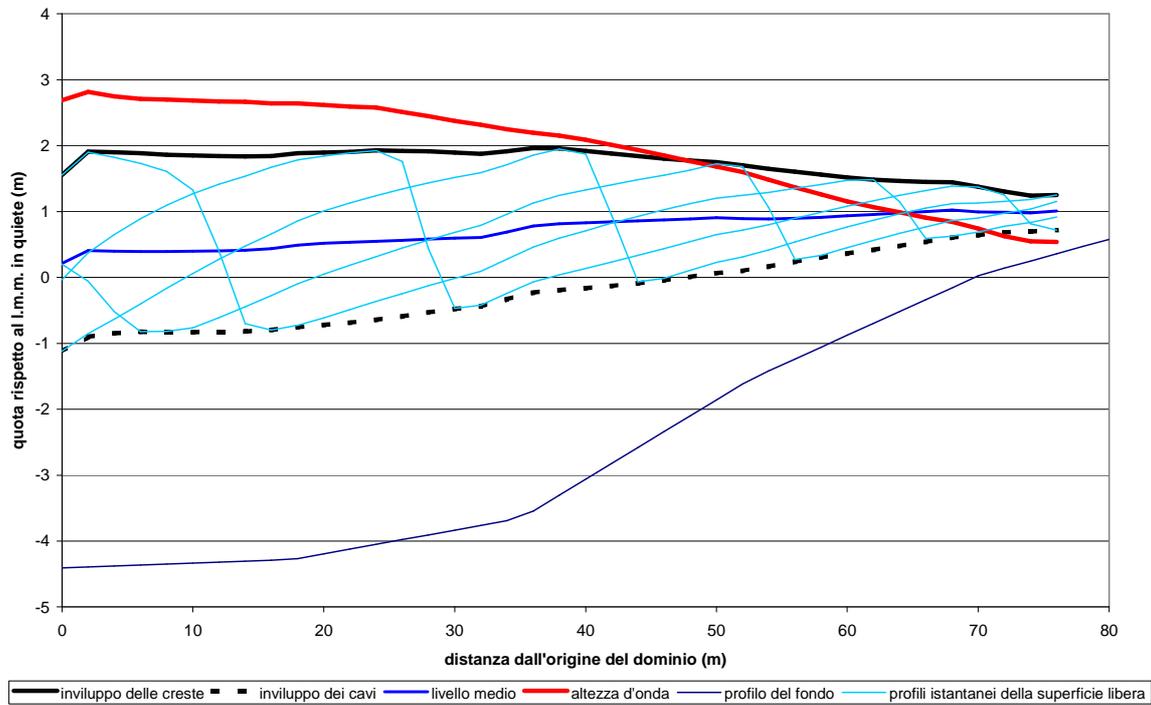


Figura 3.4 – Oscillazione della superficie libera ed altezza d'onda nella sezione mediana del dominio di calcolo. Caratteristiche dell'onda incidente:  $H=2.69\text{m}$ ;  $T=7.323\text{s}$ ;  $\vartheta=66.9^\circ\text{N}$ ; sopraelevazione l.m.m. =  $0.20\text{m}$ .

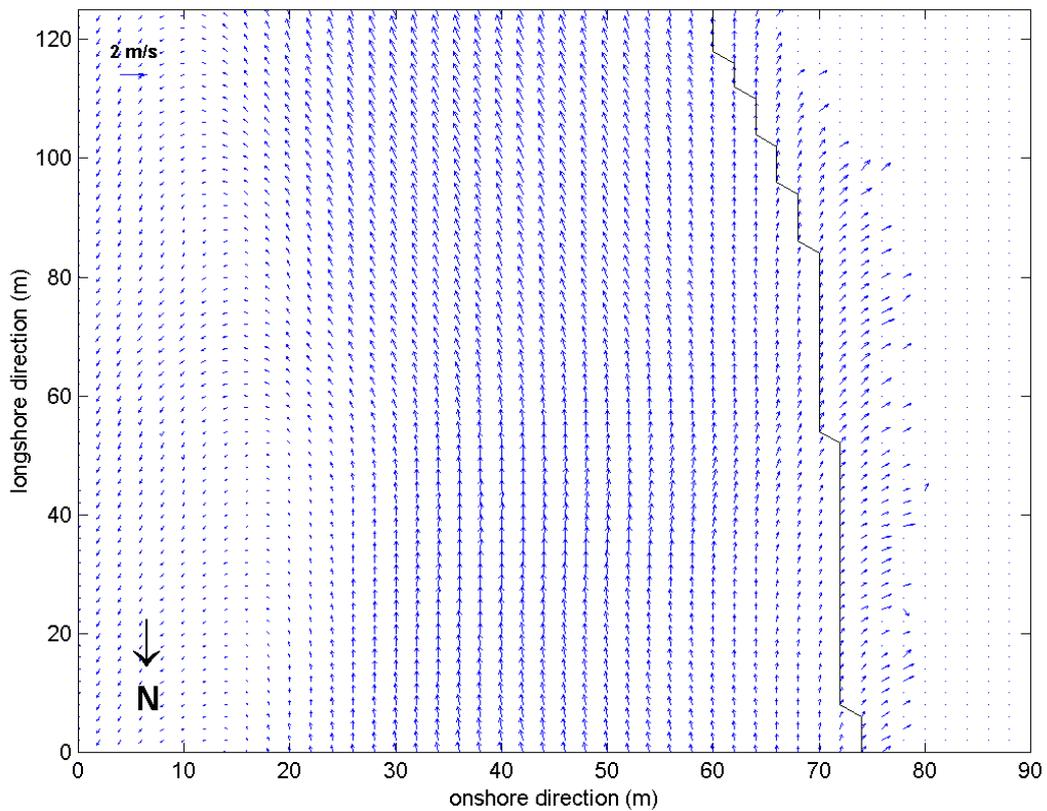


Figura 3.5 – Campo di velocità media (la linea continua rappresenta la posizione della linea di riva in condizione di quiete). Caratteristiche dell'onda incidente:  $H=2.69\text{m}$ ;  $T=7.323\text{s}$ ;  $\vartheta=66.9^\circ\text{N}$ ; sopraelevazione l.m.m. =  $0.20\text{m}$ .

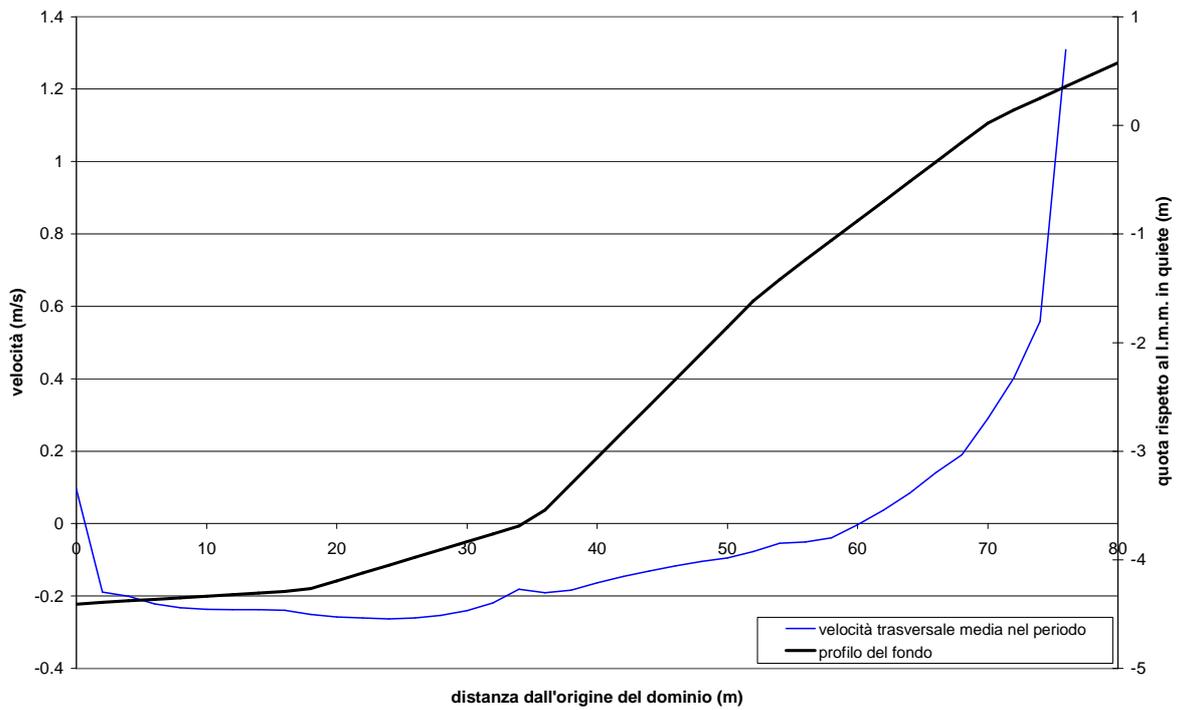


Figura 3.6 – Distribuzione della velocità trasversale media nella sezione mediana del dominio di calcolo. Caratteristiche dell'onda incidente:  $H=2.69m$ ;  $T=7.323s$ ;  $\vartheta=66.9^\circ N$ ; sopraelevazione  $l.m.m.=0.20m$ .

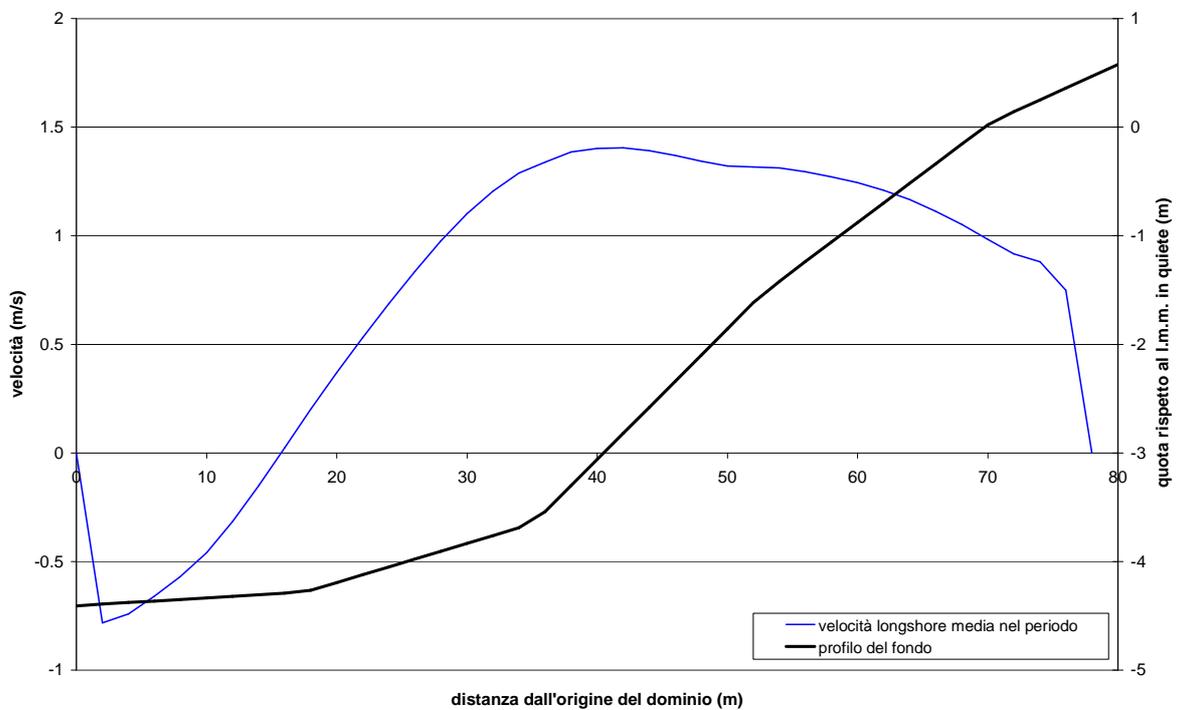


Figura 3.7 – Distribuzione della velocità longitudinale media nella sezione mediana del dominio di calcolo. Caratteristiche dell'onda incidente:  $H=2.69m$ ;  $T=7.323s$ ;  $\vartheta=66.9^\circ N$ ; sopraelevazione  $l.m.m.=0.20m$ .

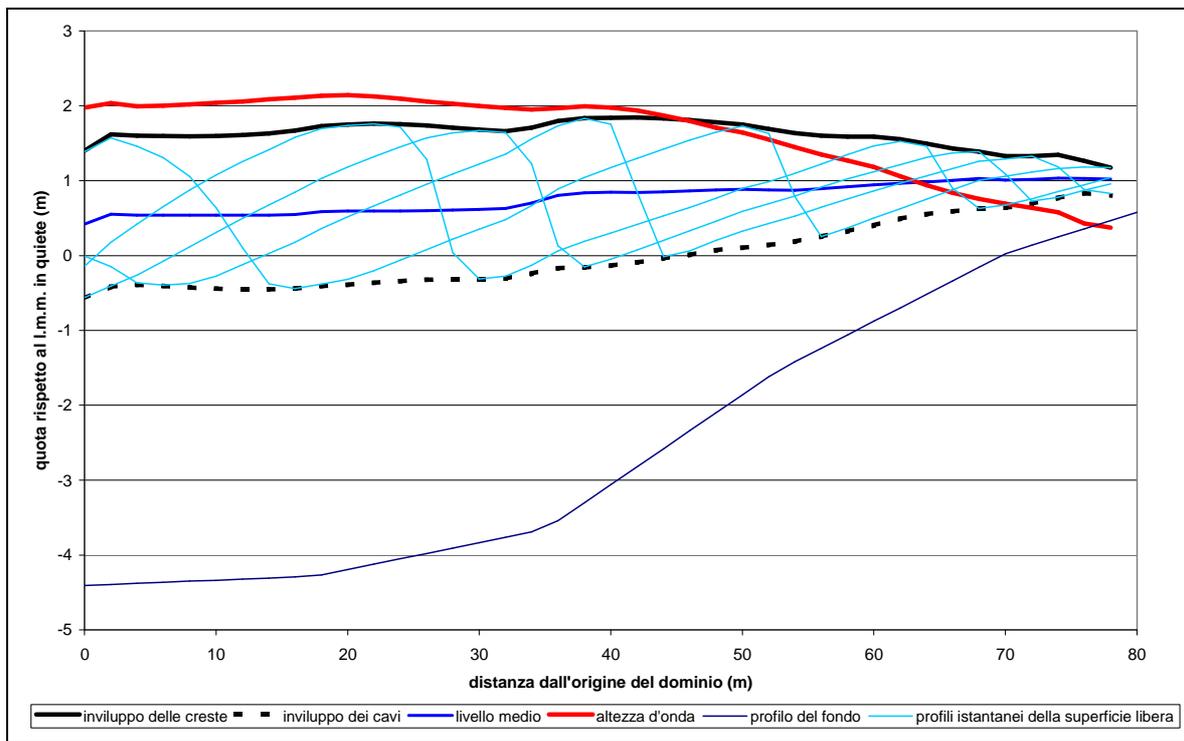


Figura 3.8 – Oscillazione della superficie libera ed altezza d’onda nella sezione mediana del dominio di calcolo. Caratteristiche dell’onda incidente:  $H=1.98m$ ;  $T=6.986s$ ;  $\vartheta=85^\circ N$ ; sopraelevazione l.m.m.= $0.40m$ .

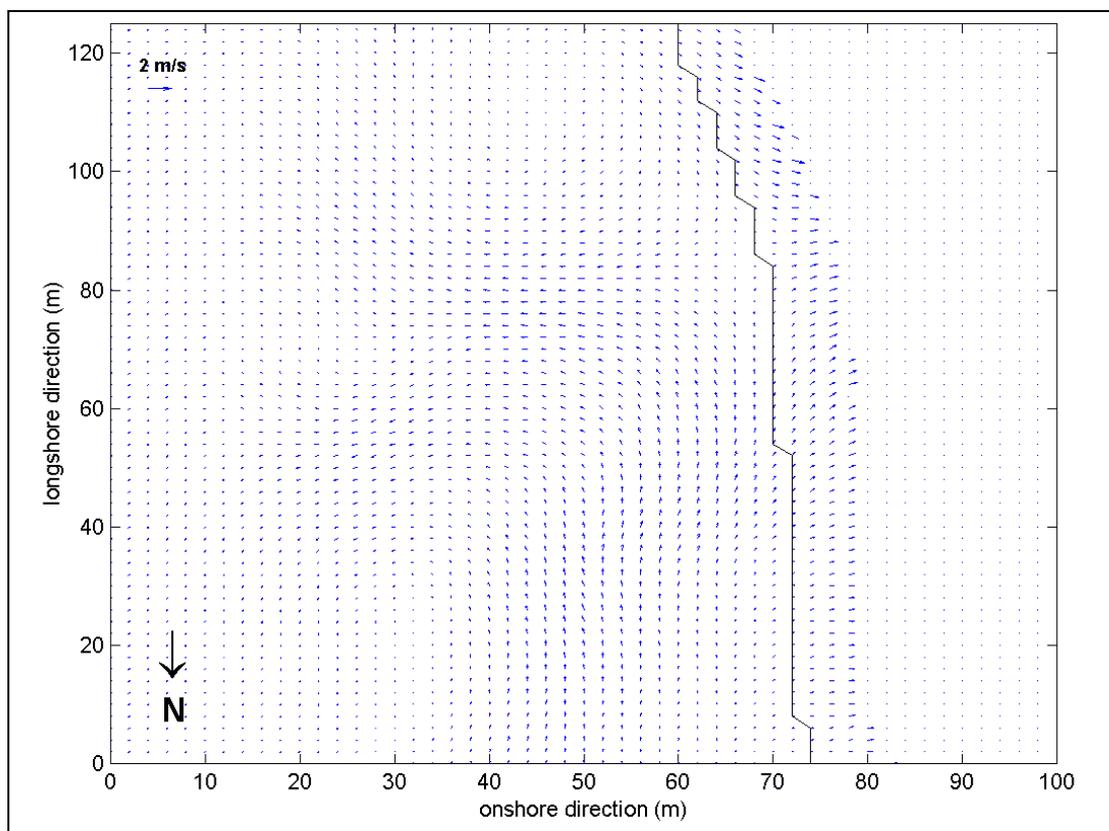


Figura 3.9 – Campo di velocità media (la linea continua rappresenta la posizione della linea di riva in condizione di quiete). Caratteristiche dell’onda incidente:  $H=1.98m$ ;  $T=6.986s$ ;  $\vartheta=85^\circ N$ ; sopraelevazione l.m.m.= $0.40m$ .

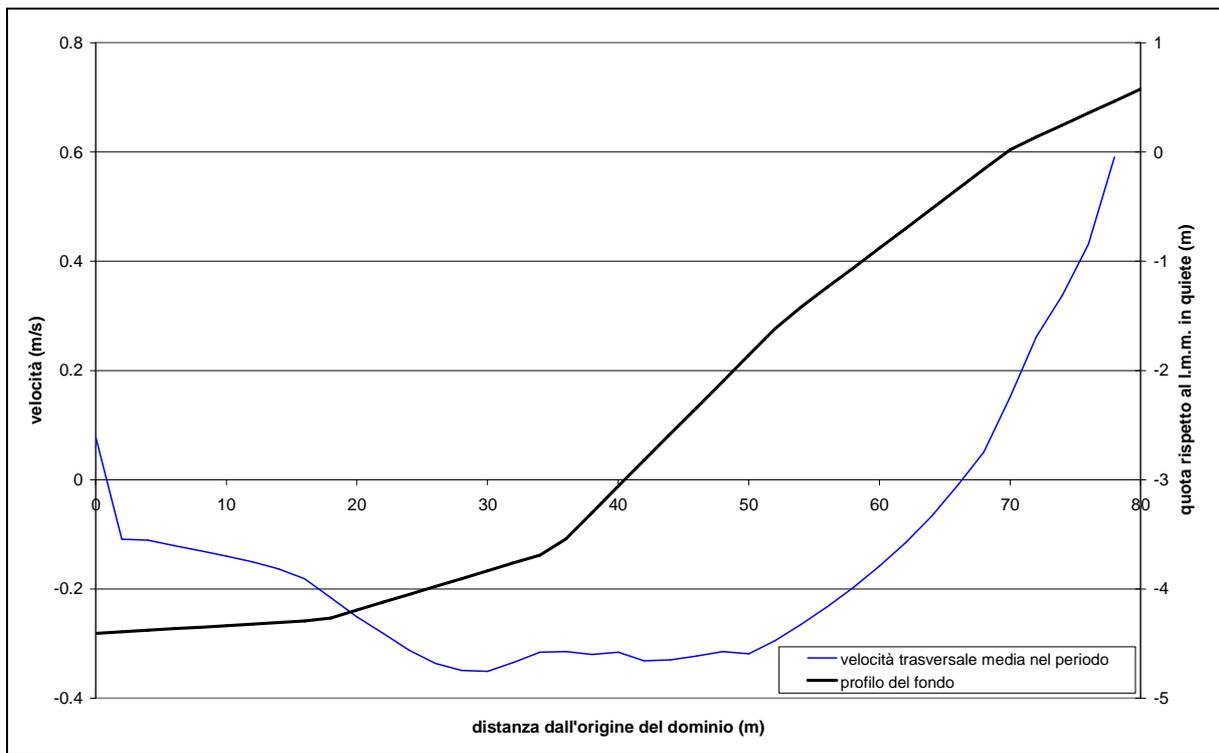


Figura 3.10 – Distribuzione della velocità trasversale media nella sezione mediana del dominio di calcolo. Caratteristiche dell'onda incidente:  $H=1.98m$ ;  $T=6.986s$ ;  $\vartheta=85^\circ N$ ; sopraelevazione l.m.m.= $0.40m$ .

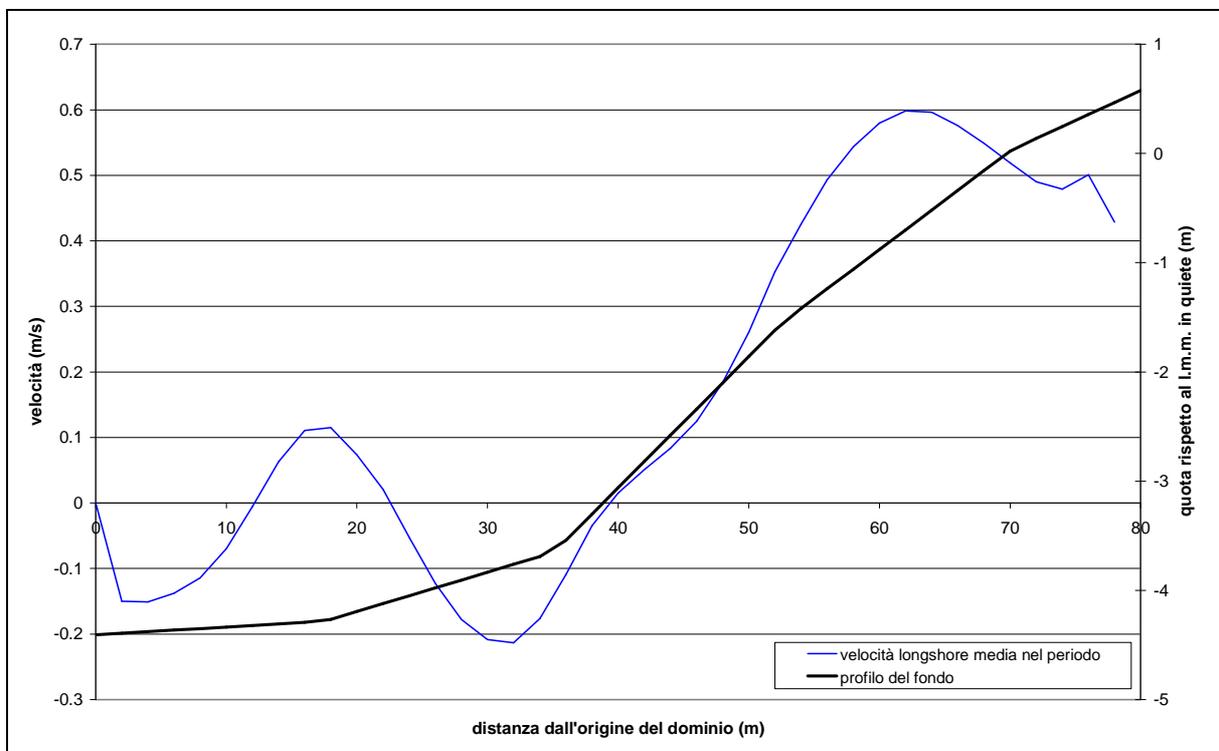


Figura 3.11 – Distribuzione della velocità longitudinale media nella sezione mediana del dominio di calcolo. Caratteristiche dell'onda incidente:  $H=1.98m$ ;  $T=6.986s$ ;  $\vartheta=85^\circ N$ ; sopraelevazione l.m.m.= $0.40m$ .

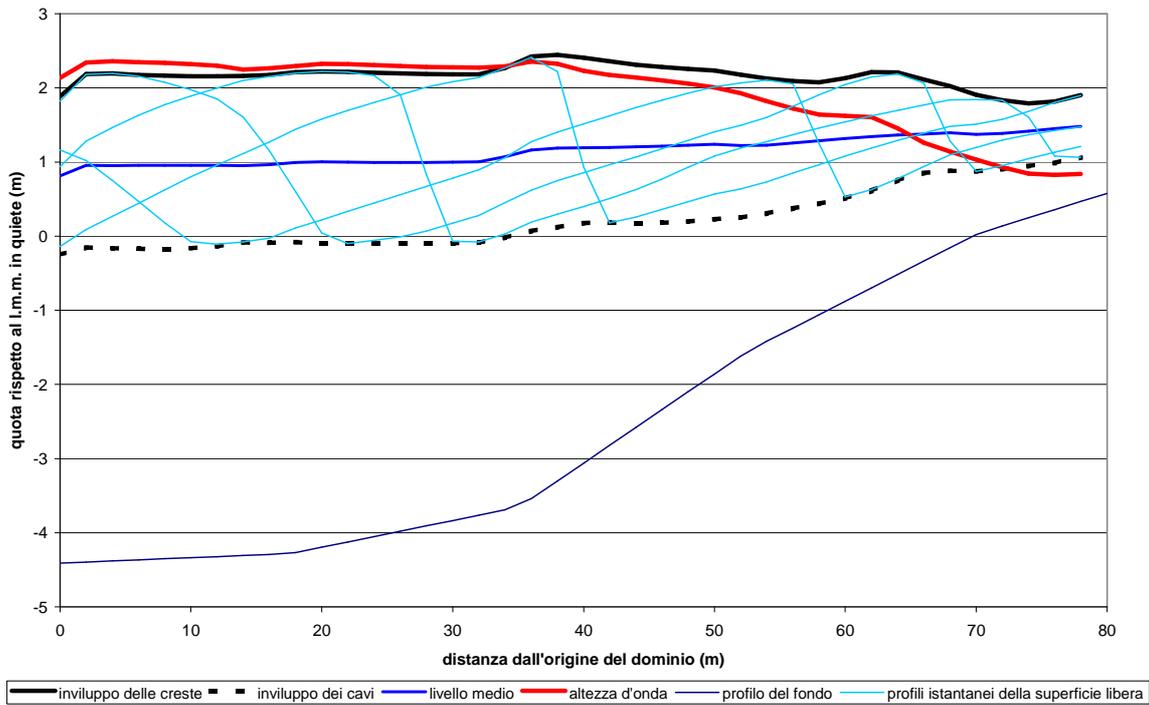


Figura 3.12 – Oscillazione della superficie libera ed altezza d’onda nella sezione mediana del dominio di calcolo. Caratteristiche dell’onda incidente:  $H=2.14m$ ;  $T=8.549s$ ;  $\vartheta=102^\circ N$ ; sopraelevazione l.m.m.= $0.80m$ .

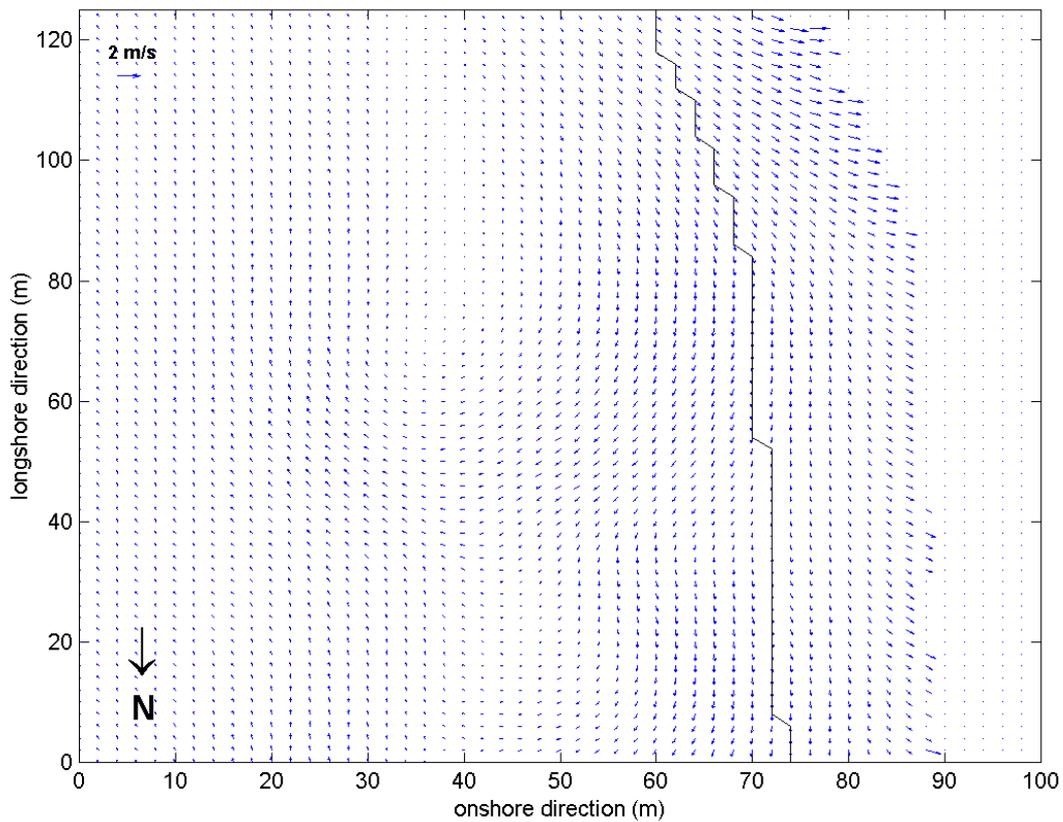


Figura 3.13 – Campo di velocità media (la linea continua rappresenta la posizione della linea di riva in condizione di quiete). Caratteristiche dell’onda incidente:  $H=2.14m$ ;  $T=8.549s$ ;  $\vartheta=102^\circ N$ ; sopraelevazione l.m.m.= $0.80m$ .

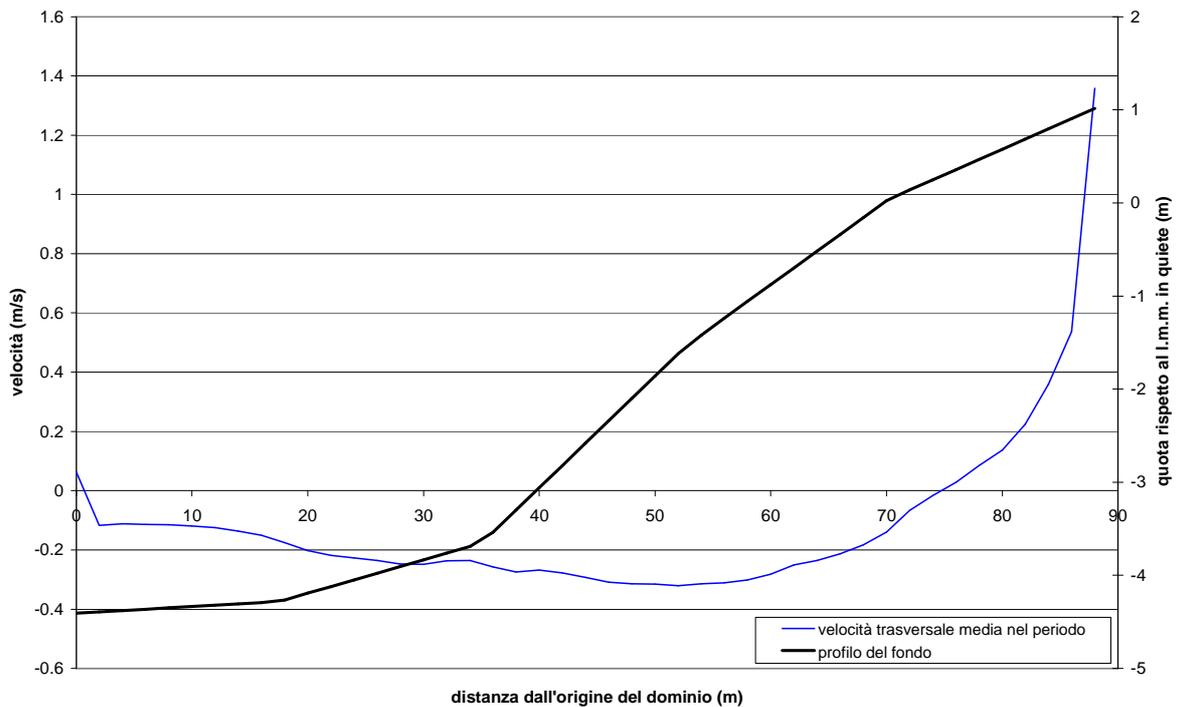


Figura 3.14 – Distribuzione della velocità trasversale media nella sezione mediana del dominio di calcolo. Caratteristiche dell'onda incidente:  $H=2.14m$ ;  $T=8.549s$ ;  $\vartheta=102^\circ N$ ; sopraelevazione  $l.m.m.=0.80m$ .

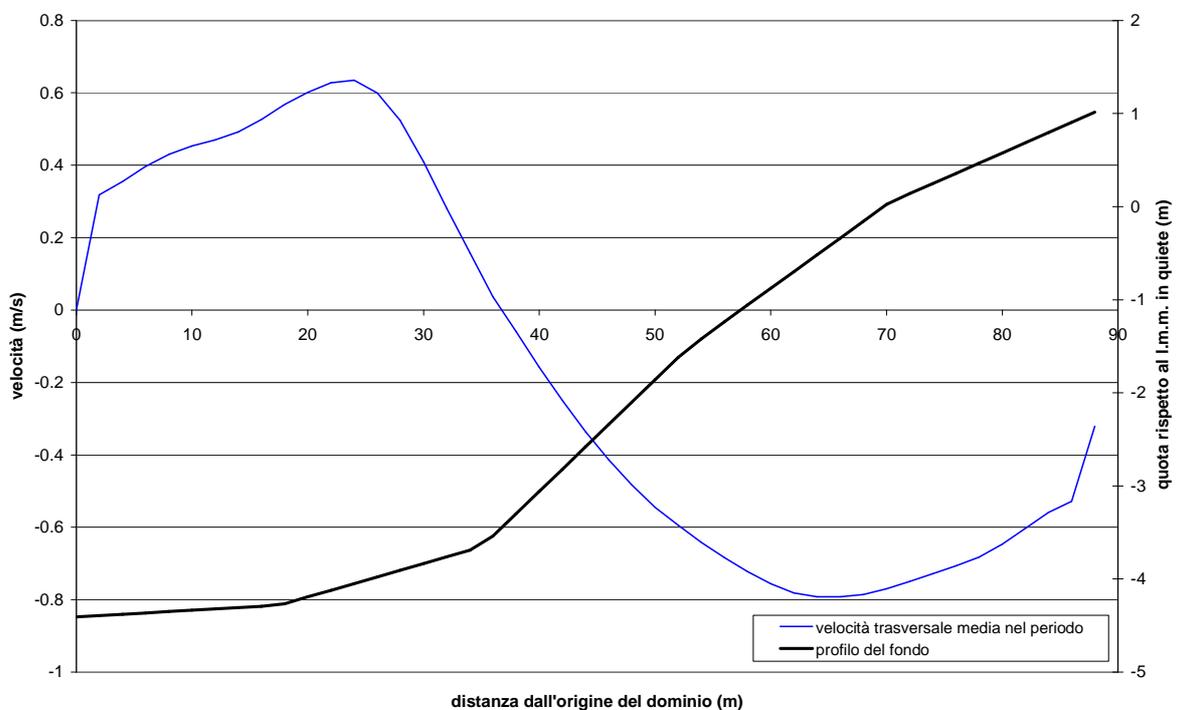


Figura 3.15 – Distribuzione della velocità longitudinale media nella sezione mediana del dominio di calcolo. Caratteristiche dell'onda incidente:  $H=2.14m$ ;  $T=8.549s$ ;  $\vartheta=102^\circ N$ ; sopraelevazione  $l.m.m.=0.80m$ .

#### 4) TRASPORTO LONGITUDINALE DEI SEDIMENTI COSTIERI

Quando un'onda frange nella surf-zone, questa è caratterizzata da un certo flusso della quantità di moto (o radiation stress). La componente trasversale del radiation stress è la forzante del moto trasversale dell'acqua ed è causa del set-up del livello medio d'acqua, che determina a sua volta la corrente di ritorno al fondo in direzione ortogonale alla linea di costa. La pendenza della superficie dell'acqua bilancia il gradiente della componente ortogonale alla costa del radiation stress. Per onde incidenti obliquamente c'è inoltre una componente lungo costa del radiation stress, il cui gradiente genera una corrente longitudinale all'interno della surf-zone che è bilanciata dall'attrito sul fondo. Questo determina di conseguenza un trasporto litoraneo longitudinale. La portata longitudinale di sedimenti  $Q_s$  misura il trasporto litoraneo attraverso una sezione normale alla linea di costa. Variazioni di  $Q_s$  lungo la linea di costa determinano avanzamento o retrocessione della linea stessa; in particolare se si costruisce un'ostruzione come un pennello o un ingresso portuale, il trasporto litoraneo determina un deposito sul lato sopraflutto (da cui arriva la corrente longitudinale) e una conseguente erosione, per la mancanza di apporto solido, sul lato sottoflutto (dall'altro lato dell'opera costiera).

La maggior parte delle formule per la determinazione della portata solida che si trovano in letteratura sono relative alle sabbie; minori sperimentazioni sono state effettuate su spiagge di tipo ghiaioso ( $d_{50} > 2$  mm) caratterizzate da una maggiore pendenza del fondo ( $1/8 \div 1/10$ ). La pendenza così elevata significa che le onde si avvicinano molto di più alla costa prima di frangere e che dunque la dissipazione d'energia per effetto del frangimento è concentrata in una zona molto più ristretta, rispetto alle spiagge sabbiose. Di solito si ha una singola linea dei frangenti e anche in condizioni di tempesta è molto difficile avere una surf-zone estesa. Una conseguenza importante di una zona dei frangenti così ristretta è che la swash-zone ha un'ampiezza simile alla surf-zone stessa e dunque il trasporto di sedimenti nella swash-zone, nel caso di spiagge ghiaiose, assume un ruolo di maggiore importanza. Un secondo effetto della forte pendenza è legato ai fenomeni di rifrazione, anche questi confinati in una fascia molto più ristretta, a ridosso della linea di costa, con il risultato che spesso la rifrazione risulta incompleta e le onde arrivano a riva con angoli elevati. Una terza caratteristica distintiva delle spiagge ghiaiose è l'alta conduttività idraulica (o permeabilità) che, confrontata con quella delle sabbie, accresce il potenziale per l'infiltrazione durante il fenomeno di swash ed è probabilmente responsabile per la formazione della berma posizionata di solito nel punto di massimo run-up. Comunque, la ritenzione specifica delle ghiaie è bassa così che il potenziale per l'espulsione dell'acqua durante la fase di backwash è alto rispetto a quello delle sabbie (e questo potrebbe avere effetto destabilizzante dei sedimenti). Dunque sia la permeabilità che la ritenzione

specifica dei sedimenti determina la trasmissione verticale delle fluttuazioni ad alta frequenza indotte dalle onde della pressione dell'acqua all'interno dei pori, che sono state recentemente ritenute come le cause del meccanismo alla base del trasporto dei sedimenti nella swash-zone (Baird et al., '96, '97). I processi di filtrazione/espulsione sono dunque potenzialmente molto più importanti che nelle spiagge sabbiose, ma resta sempre la difficoltà di inserire nei modelli di trasporto l'equazione della filtrazione (tipo non Darcy), il tutto complicato dal fatto che spesso nelle spiagge ghiaiose c'è una rilevante quantità di sabbia, ad una certa profondità al di sotto della superficie (nel momento in cui la presenza di sabbia supera il 30% in peso, la permeabilità risulta essere comparabile a quella delle sabbie (Mason et al., '97)).

Da notare come vi sia una mancanza di dati misurati riguardo al trasporto delle ghiaie risulta particolarmente difficile da misurare poiché avviene per trasporto al fondo.

#### **4.1) Classificazione delle formule per il trasporto longitudinale dei sedimenti**

Le equazioni per la determinazione della portata solida longitudinale possono essere divise in tre gruppi, due basati sui meccanismi causa del trasporto solido e uno basato sul metodo di derivazione delle equazioni analitiche. La prima categoria è quella dei metodi energetici, che comprende due sotto-categorie, l'approccio del flusso d'energia e quello dello stream-power (potenza della corrente). Il metodo del flusso d'energia è stato sviluppato specificamente per il trasporto costiero di sedimenti, mentre l'approccio dello stream-power è di applicazione più generale. La seconda categoria è quella del bilancio di forze, che è classicamente il metodo alternativo allo stream-power nella determinazione del trasporto solido. Il terzo gruppo comprende equazioni che derivano da analisi di regressione di dati sperimentali di laboratorio e di campo. Molte di queste equazioni hanno una forma simile a quella delle equazioni basate sui metodi energetici, ma sono in realtà determinate sperimentalmente e non da valutazioni teoriche.

##### **4.1.1) *Metodi energetici***

###### **4.1.1.1) Approccio basato sul flusso d'energia**

Questo approccio è basato sul principio che la portata in peso (sommerso) di sedimenti trasportata longitudinalmente,  $I_{ls}$ , è proporzionale alla potenza del moto ondoso per unità di lunghezza di spiaggia,  $P_{ls}$ .

La formula più usata appartenente a questa categoria è quella comunemente conosciuta come equazione del CERC (US Army Corps of Engineers, Shore Protection Manual 1984). Questa

formula è stata derivata per spiagge sabbiose ed include sia trasporto al fondo che in sospensione ed è data usualmente nella forma:

$$I_{ls} = KP_{ls} \quad (4.1)$$

dove

$$P_{ls} = (EC_g)_b \sin \theta_b \cos \theta_b \quad (4.2)$$

e dove  $K$  è un coefficiente adimensionale determinato empiricamente. Da notare che per il calcolo del flusso d'energia a volte si è usata la  $H_{rms}$  (altezza quadratica media) e altre la  $H_s$  (altezza significativa) e di conseguenza valori diversi del coefficiente  $K$ . La portata volumetrica  $Q_{ls}$  è determinata da  $I_{ls}$  come:

$$Q_{ls} = \frac{I_{ls}}{\Gamma} \quad (4.3)$$

dove

$$\Gamma = \frac{(\rho_s - \rho)g}{1 + e} \quad (4.4)$$

Non c'è una diretta inclusione dell'influenza del diametro nell'eq.(4.1), tranne che attraverso il coefficiente  $K$ , che si è osservato essere estremamente variabile anche per le spiagge sabbiose (Dean, 1987; Komar, 1988). Komar (1988) notò che la limitata capacità di correlare il coefficiente  $K$  ai parametri ambientali (come diametro dei sedimenti, pendenza della spiaggia e altezza d'onda frangente) mostrava una mancanza di dati di qualità. Si può inoltre notare come la scelta di utilizzare alternativamente la  $H_{rms}$  o la  $H_s$  nella formula del CERC è correlato alla scelta del valore di  $K$  (possono nascere incomprensioni visto che diversi autori hanno usato o l'una o l'altra senza però specificare quale). Per onde random distribuite secondo Rayleigh, il valore di  $K$  per  $H_{rms}$  è due volte quello per  $H_s$ . Un valore suggerito, quando l'altezza d'onda usata è  $H_{rms}$ , è di 0.77 per le sabbie (US Army Corps of Engineers, 1984), sebbene Greer e Madsen (1978) abbiano sottolineato come molti dei dati usati per la regressione, in particolare quelli di Watts (1953) e Caldwell (1956), fossero di qualità dubbia. Più recentemente, Schoonees e Theron (1993, 1994) calibrarono un'espressione per il flusso d'energia (utilizzando  $H_s$ ) con 46 dati scelti in base ad un preciso criterio di selezione; nel caso di  $D_{50} < 1$  mm l'espressione ottenuta risulta:

$$I_{ls} = 0.41P_{ls} (R^2 = 0.77) \quad (4.5)$$

Nel caso si utilizzi  $H_{rms}$  il valore di  $K$  è 0.82. Utilizzando tutti i 206 dati disponibili il valore di  $K$  determinato era circa la metà del precedente, nonostante un valore del coefficiente di regressione  $R^2$  circa uguale. Per  $D_{50} > 1$  mm

$$I_{ls} = 0.01P_{ls} (R^2 = 0.011) \quad (4.6)$$

in cui il coefficiente di correlazione è estremamente basso; questo deriva dal fatto che i dati disponibili per le ghiaie non sono di buona qualità e soprattutto in gran numero (parte dei dati utilizzati si riferiscono infatti a sabbie grossolane piuttosto che a ghiaie). Utilizzando i soli dati relativi alle ghiaie (Nicholls e Wright (1991) e Chadwick (1989)) uniti a quelli di traccianti di alluminio ed elettronici di Bray et al. (1996) è stata ottenuta (Bray et al. (1996)) la relazione

$$I_{ls} = 0.22P_{ls} - 36 \quad (R^2 = 0.62) \quad (4.7)$$

Questo risultato conferma la riduzione del coefficiente  $K$  nel caso delle ghiaie ed indica che un valore minimo di  $P_{ls}$  deve essere superato prima che si abbia inizio del trasporto. Comunque questo valore di  $K$  è circa il 30% di quello relativo alle sabbie, anche se da altri esperimenti su spiagge ghiaiose si hanno valori anche più bassi, per esempio Nicholls e Wright (1991) trovarono  $K$  tra il 1% e il 15% di quello delle sabbie e Chadwick (1989), con dati relativi alle trappole, 7%. Questo mette in evidenza i limiti dei dati sperimentali usati per tarare le formule e anche i metodi stessi usati per derivare le tradizionali formule del trasporto di ghiaie.

Una formulazione alternativa potrebbe tener conto della dipendenza di  $K$  dal diametro dei sedimenti, anche se non si è ancora determinata una relazione efficiente tra  $D_{50}$  e  $K$ ; Swart (1976) suggerì infatti l'introduzione di un  $K$  variabile in funzione del  $D_{50}$  e cioè

$$Q_{ls} = 0.116 \log_{10} \left( \frac{0.0146}{D_{50}} \right) P_{ls} \quad (4.8)$$

Comunque, utilizzando un maggior numero di dati, Schoonees e Theron (1994) trovarono che l'eq.(4.8) non era capace di determinare un valore accettabile di  $K$  per  $0.1 \text{ mm} < D_{50} < 1 \text{ mm}$ , nonostante la sua dipendenza dal diametro.

Una modifica ulteriore della formula del CERC è stata l'introduzione da parte di Brampton e Motyka (1984) di un termine di inizio movimento, che contiene un parametro adimensionale per la dimensione delle particelle:

$$Q_{ls} = \frac{KP_{ls}}{\Gamma} \left( \frac{L}{D_{50}} \right)^{\varepsilon_1} \left[ 1 - \frac{8.1D_{90}}{H} \right]^{\varepsilon_2} \quad (4.9)$$

Questa formula contiene tre parametri (inclusi i due nuovi parametri  $\varepsilon_1$  e  $\varepsilon_2$ ) che devono essere determinati per ogni nuovo sito. L'approccio più pratico che si può seguire è quello di trascurare onde con altezza significativa al frangimento minore o uguale a 0.5 m, in maniera tale da considerare  $\varepsilon_1$  e  $\varepsilon_2$  pari a zero ed usare un valore di  $K$  notevolmente più piccolo (Brampton e Motyka (1987)). L'unica differenza effettiva dalla formula originaria del CERC risulta in tal caso l'utilizzo di un coefficiente  $K$  notevolmente ridotto.

Chadwick (1989) applicò l'eq.(4.9) in maniera leggermente modificata, omettendo il parametro adimensionale riferito al diametro delle particelle e definendo  $\varepsilon_2$  uguale ad 1:

$$Q_{ls} = \frac{KP_{ls}}{\Gamma} \left[ 1 - \frac{8.1D_{90}}{H} \right] \quad (4.10)$$

(Oss: utilizzando questa formula per i dati di lungo termine di Shoreham, il valore di  $K$  che si ottiene è pari a 0.07 (utilizzando  $H_{rms}$ ) e risulta essere il 9% di quello relativo alle sabbie, mentre utilizzando la formula standard del CERC (eq.(4.9) senza il parametro adimensionale per la dimensione dei sedimenti ne quello per l'inizio del movimento) il valore di  $K$  ottenuto è pari al 7% di quello per le sabbie.

Un altro modo per inserire un termine di inizio movimento nell'equazione del CERC è quello di considerare un potenza del moto ondoso al di sotto della quale non si ha trasporto,  $P_{ls0}$  (Chadwick, 1989):

$$Q_{ls} = \frac{K}{\Gamma} [P_{ls} - P_{ls0}] \quad (4.11)$$

Il valore di  $P_{ls0}$  dipende da parametri come il diametro dei sedimenti e dunque, visto che non ci sono relazioni deterministiche tra  $P_{ls0}$  e  $D_{90}$ , l'eq.(4.11) rimane specifica di ogni singolo sito.

#### 4.1.1.2) Approccio stream power (basato sulla potenza della corrente)

Un approccio fisicamente più realistico basato sulle equazione di tipo energetico è stato sviluppato da Bagnold ed esteso più tardi da Bailard. Per una corrente (stream flow), Bagnold (1963, 1966) introdusse il concetto che parte della potenza della corrente è impiegata per il trasporto al fondo ed in sospensione dei sedimenti. Per flussi oscillatori, Bagnold (1963) stabilì che il moto ondoso oscillatorio agisce muovendo i sedimenti avanti e indietro in maniera proporzionale alla quantità d'energia dissipata. Sebbene un trasporto netto non risulti da questo movimento, una corrente uniforme di una certa potenza, se sovrapposta al moto oscillatorio indotto dalle onde, è capace di trasportare i sedimenti nella direzione della corrente.

Bailard (1981) generalizzò la formula del trasporto totale di natura energetica e derivò un'espressione per il trasporto totale che includeva la portata solida longitudinale locale media sul tempo. In una pubblicazione successiva, Bailard (1984) integrò la portata longitudinale locale ed introdusse la seguente espressione per il coefficiente  $K$  da utilizzare, insieme all'  $H_{rms}$ , nella formula del CERC

$$K = \varepsilon_b K_1 + \varepsilon_s K_2 + \varepsilon_s^2 K_3 \quad (4.12)$$

Bailard (1981) determinò  $\varepsilon_b$  e  $\varepsilon_s$  uguali a 0.13 e 0.032, rispettivamente e

$$K_1 = \varepsilon_b K_1 + \varepsilon_s K_2 + \varepsilon_s^2 K_3 \quad (4.13)$$

$$K_2 = 0.228 u_{mb} / w_s \quad (4.14)$$

$$K_3 = 0.123 \tan \alpha (u_{mb} / w_s)^2 \quad (4.15)$$

Sostituendo nell'eq.(4.12) Bailard determinò la seguente formula:

$$K = 0.05 + 2.6 \sin^2(2\theta_b) + 0.007u_{mb} / w_s \quad (4.16)$$

in cui il termine  $\varepsilon_s^2 K_3$  (che rappresenta il trasporto in sospensione) e il contributo nel termine  $K_1$  derivante dalla pendenza del fondo sono stati omessi (essendo trascurabili). Bailard concluse che questa modifica del coefficiente  $K$  estendeva il range di applicazione della formula del CERC (vista la presenza delle dimensioni dei sedimenti tramite la velocità di caduta  $w_s$ ).

L'eq.(4.16) prende in considerazione sia trasporto al fondo che trasporto in sospensione; visto che nel caso di spiagge ghiaiose, non si ha il trasporto in sospensione, l'eq.(4.16) si modifica e diventa

$$K = 0.05 + 2.6 \sin^2(2\theta_b) \quad (4.17)$$

Ma questo rimuove la dipendenza di  $K$  dalle dimensioni dei sedimenti. In aggiunta, lo stesso Bailard osservò che gli effetti di una condizione di inizio del movimento non erano presi in considerazione nella sua formulazione e che dunque il suo utilizzo per spiagge ghiaiose sovrastimava della portata solida longitudinale.

In conclusione, Morfett (1988) osservò che la quantità d'energia dissipata  $D_d$ , piuttosto che la potenza della corrente, poteva essere usata come meccanismo forzante del trasporto. Questa formulazione è inserita in questa sezione, visto che il principio su cui si basa è effettivamente di tipo energetico. La formula determinata da Morfett è dunque

$$Q_{ls} = K_M \frac{(\rho u_+^3 - \rho u_{+cr}^3)^{3/2} (\sin \theta)^{3/4}}{g (\rho_s - \rho) D_{90}^2} \quad (4.18)$$

dove  $K_M$  è un coefficiente di calibrazione dell'ordine  $2.84 \cdot 10^{-5}$  (Morfett, 1989 a,b). Morfett chiamò l'espressione  $\rho u_+^3 - \rho u_{+cr}^3$  potenza virtuale dell'onda,  $P_+$ . Questa ha un significato analogo a quello dell'eccesso dello stream power. La velocità di dissipazione,  $u_+$ , è data da:

$$u_+ = \left( \frac{D_d}{\rho} \right)^{1/3} \quad (4.19)$$

e la quantità d'energia dissipata

$$D_d = \frac{\rho g^{3/2} H^3}{4H^{1/2} L} \quad (4.20)$$

Gli effetti delle dimensioni dei sedimenti, dell'angolo dell'onda frangente, dell'altezza d'onda etc. sulla portata di ghiaia trasportata possono essere valutate con una regressione multipla dei dati di laboratorio di van Hijum e Pilarczyk (1982) e i dati di Shoreham (Chadwick, 1989). La condizione critica o d'inizio movimento per quanto riguarda le condizioni d'onda, determinata da un'analisi di regressione dei dati di van Hijum e Pilarczyk (1982), è data da

$$H_{cr} = 2D_{50} + (0.087d_{cr} \log(1000D_{50})) \quad (4.21)$$

Morfett utilizzò l'eq.(4.18) in modello ad una linea d'evoluzione della linea di costa per due spiagge ghiaiose della costa sud dell'UK (Shoreham con buoni risultati e Brighton con risultati meno buoni).

#### 4.1.2) *Metodi bilancio di forze*

Il secondo gruppo di formule per la previsione del trasporto solido longitudinale è solitamente conosciuto come quello delle formule basate sul bilancio (equilibrio) delle forze, dove il trasporto dei sedimenti è collegato alla tensione tangenziale al fondo. Questi metodi richiedono un modello idrodinamico appropriato per determinare le correnti indotte dalle onde e sono dunque più complessi dei metodi energetici o di quelli dimensionali.

Una delle prime formule che considerava come input la tensione tangenziale al fondo piuttosto che l'energia era la formula di Kalinski-Frijlink (originariamente proposta da Frijlink, 1952). La formula presenta due contributi, uno che rappresenta la messa in sospensione dei sedimenti per effetto delle onde e l'altro il trasporto degli stessi. Questo concetto è stato successivamente adattato ed esteso da Bijker (1967, 1992) per l'impiego in modelli idrodinamici, dove la portata locale viene integrata numericamente attraverso la surf-zone. Comunque in conclusione una formula analitica per il trasporto longitudinale totale non era stata derivata.

Damgaard e Soulsby (*Proceedings of the 25<sup>th</sup> International Conference on Coastal Engineering*, 1996) usarono il metodo del bilancio delle forze specificatamente per determinare una formula di previsione del trasporto al fondo longitudinale totale delle ghiaie. La derivazione della formula è basata su una formula di trasporto al fondo per onde e correnti sviluppata da Soulsby (1994), che collega il vettore parametro di portata adimensionale  $\bar{\Phi}$  al parametro adimensionale di Shields  $\bar{\theta}$ . Il secondo elemento chiave della formula è dato dal fatto che il vettore tensione tangenziale è diviso in una componente media  $\bar{\theta}_m$  e in una componente oscillatoria  $\bar{\theta}_w$ , collegata con le onde che arrivano. L'integrazione trasversale della portata volumetrica di sedimenti produce la portata totale trasportata longitudinalmente,  $Q_{ls}$ .

Al fine di ottenere un'espressione analitica, Damgaard e Soulsby fecero delle ipotesi semplificative; queste includevano condizione di pendenza uniforme della spiaggia, onde in acque basse, indice di frangimento costante, nessun fenomeno di rifrazione nella surf-zone e gradiente del radiation stress bilanciato dalla tensione tangenziale al fondo. L'espressione analitica che ne risulta,  $Q_{ls}$ , è la combinazione di una portata determinata dalle correnti,  $Q_{ls1}$ , e di una determinata dalle onde,  $Q_{ls2}$ :

$$Q_{ls} = \text{sign}\{\theta_b\} \max\{|Q_{ls1}|, |Q_{ls2}|\} \quad (4.22)$$

in cui

$$Q_{ls1} = \begin{cases} \frac{0.19(g \tan \alpha)^{1/2} (\sin 2\theta_b)^{3/2} H_b^{5/2} (1 - \hat{\theta}_{cr})}{12(s-1)} & \hat{\theta}_{cr} < 1 \\ 0 & \hat{\theta}_{cr} \geq 1 \end{cases} \quad (4.23)$$

$$Q_{ls2} = \begin{cases} \frac{0.24 f(\theta_b) g^{3/8} D_{50}^{1/4} H_b^{19/8}}{12(s-1) T^{1/4}} & \theta_{wr} \geq \theta_{wsf} \\ \frac{0.046 f(\theta_b) g^{2/5} H_b^{13/5}}{12(s-1)^{6/5} (\pi T)^{1/5}} & \theta_{wr} < \theta_{wsf} \\ 0 & \theta_{max} \leq \theta_{cr} \end{cases} \quad (4.24)$$

con

$$\hat{\theta}_{cr} = \frac{16.7 \theta_{cr} (s-1) D_{50}}{H_b (\sin 2\theta_b) (\tan \alpha)}$$

$$f(\theta_b) = (0.95 - 0.19 \cos 2\theta_b) (\sin 2\theta_b)$$

$$\theta_{wr} = \frac{0.15 H_b^{3/4}}{(s-1) g^{1/4} (T D_{50})^{1/2}}$$

$$\theta_{wsf} = \frac{0.0040 H_b^{6/5}}{(s-1)^{7/5} g^{1/5} T^{2/5} D_{50}}$$

$$\theta_w = \max \{ \theta_{wr}, \theta_{wsf} \}$$

$$\theta_m = \frac{0.1 H_b (\sin 2\theta_b) (\tan \alpha)}{(s-1) D_{50}}$$

$$\theta_{max} = \left[ (\theta_m + \theta_w \sin \theta_b)^2 + (\theta_w \cos \theta_b)^2 \right]^{1/2}$$

$$\theta_{cr} = \frac{0.30}{1 + 1.2 D_*} + 0.055 [1 - \exp(-0.020 D_*)]$$

(parametro critico di Shields, che è possibile determinare anche graficamente in funzione del  $D_*$  e

cioè  $D_* = \left[ \frac{g(s-1)}{v^2} \right]^{1/3} D_{50}$ ); per quanto riguarda le altre grandezze non ancora definite,  $H_b$  è

l'altezza dell'onda frangente (in particolare  $H_{rms}$ ),  $T$  è il periodo dell'onda e  $\tan \alpha$  è la pendenza del fondo e  $\theta_b$  angolo d'incidenza dell'onda nel punto di frangimento.

#### 4.1.3) Metodi di analisi dimensionale

Queste formule sono state sviluppate principalmente da esperimenti di laboratorio e da parametri ambientali misurati correlati alla portata volumetrica trasportata. Le espressioni ottenute mostrano un'estrema somiglianza alle formule di tipo energetico, ma sono state derivate da relazioni matematiche tra gruppi di variabili adimensionali, e non utilizzando principi fisici. La prima di queste formule specifica per il trasporto di ghiaie è spesso indicata come la formula del Delft per onde random (van Hijum e Pilarczyk, 1982) ed è stata determinata da esperimenti di laboratorio di van Hijum (1976) e van Hijum e Pilarczyk (1982):

$$\frac{Q_{ls}}{gD_{90}T_s} = 7.1210^{-4} \frac{H_{sd}(\cos\theta)^{1/2}}{D_{90}} \left[ \frac{H_{sd}(\cos\theta)^{1/2}}{D_{90}} - 8.3 \right] \frac{\sin\theta}{\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)} \quad (4.25)$$

L'espressione all'interno delle parentesi quadre mostra come l'inizio del movimento si abbia quando  $H_{sd}(\cos\theta)^{1/2} > 8.3D_{90}$ , sebbene Brampton e Motyka (1984) abbiano notato che il termine d'inizio movimento necessita di essere determinato con maggiore accuratezza, per riprodurre il movimento dei sedimenti a più alti livelli di energia del moto ondoso. L'eq.(4.25) presenta ulteriori complicazioni dettate dalla scelta dei parametri del moto ondoso in una posizione off-shore e alla base del modello della spiaggia stabilito. Chadwick (1989) riportò la precedente formula alle condizioni dell'onda nel punto di frangimento

$$Q_{ls} = 0.0013(gD_{90}^2T_s)W(W - 8.3)\sin\theta_b \quad (4.26)$$

dove

$$W = \frac{H_{sb}\sqrt{\cos\theta}}{D_{90}} \quad (4.27)$$

van der Meer (1990) riconobbe inoltre la difficoltà di ottenere i parametri richiesti per l'equazione originale del Delft e analizzò di nuovo i dati di van Hijum e Pilarczyk (1982) per ottenere una nuova formula per il trasporto longitudinale (in cui la portata è data in kg/s):

$$Q_{ls} = 0.0012gD_{n50}T_pH_s\sqrt{\cos\theta_b} \left( \frac{H_s\sqrt{\cos\theta_b}}{D_{n50}} - 11 \right) \sin\theta_b \quad (4.28)$$

dove

$$D_{n50} = (M_{50}/\rho_s)^{1/3} \quad (4.29)$$

Questa equazione è molto simile all'eq.(4.26); le uniche differenze sono una piccola modifica nel termine d'inizio movimento e nel valore della costante. In una pubblicazione successiva, van der Meer e Veldman (1992) specificarono che l'eq.(4.28) dovrebbe essere applicata solamente entro i

limiti  $10 < H_s / \Delta D_{n50}$  (per spiagge ghiaiose/rocciose) e dovrebbe essere semplificata per spiagge sabbiose/ghiaiose come

$$Q_{ls} = 0.0012\pi H_s C_{op} \sin 2\theta_b \quad (4.30)$$

La formula di Kamphuis et al. (1986) per il trasporto longitudinale è stata sviluppata per spiagge sabbiose ma potrebbe essere usata per la ghiaie, visto che include sia gli effetti della pendenza della spiaggia che del diametro dei sedimenti. E' stata derivata da una serie estesa di dati di laboratorio e di campo ed ha la seguente forma:

$$Q_K = 1.28 \frac{\tan \alpha H_{sb}^{7/2}}{D} \sin 2\theta_b \quad (4.31)$$

dove  $Q_K$  è il portata in peso sommerso.

L'espressione è stata migliorata in seguito utilizzando una serie di test su modello idraulico (Kamphuis, 1991 a) (portata espressa in kg/s):

$$Q_K = 2.27 H_{sb}^2 T_p^{1.5} (\tan \alpha)^{0.75} D_{50}^{-0.25} \sin^{0.6} 2\theta_b \quad (4.32)$$

Quest'ultima equazione risulta essere valida sia per il calcolo delle portate di sabbia trasportate in laboratorio che sul campo. Kamphuis investigò anche i casi in cui l'eq.(4.32) poteva essere usata per le ghiaie confrontando i risultati con i dati sperimentali di Van Hijum e Pilarczyk (1982). Trovò che la formula sovrastimava il trasporto da 2 a 5 volte, concludendo che questo era prevedibile, visto che le spiagge ghiaiose assorbono parte dell'energia del moto ondoso per effetto del fenomeno della percolazione e che il movimento dei sedimenti più grandi (e dunque delle ghiaie) è maggiormente legato ai parametri di mobilità critica. Visto che l'analisi dimensionale che porta all'eq.(4.32) non prende in considerazione questi fattori e inoltre gli effetti del diametro e della pendenza si controbilanciano (dal momento che la pendenza del fondo si riduce con il diametro dei sedimenti), si ha alla fine che la formula precedente sovrastima il trasporto.

Schoonees e Theron (1996) ricalibrarono l'eq.(4.32) utilizzando 123 dati da un esperimento di campo ed ottennero (portata in m<sup>3</sup>/anno)

$$Q_{ls} = 63.433 \chi_{Kamphuis} \quad (4.33)$$

dove

$$\chi_{Kamphuis} = \frac{1}{(1-p)\rho_s} \frac{\rho}{T_p} L_0^{1.25} H_{sb}^2 (\tan \alpha)^{0.75} \left( \frac{1}{D_{50}} \right)^{0.25} (\sin 2\theta_b)^{0.6} \quad (4.34)$$

Prendendo in considerazione l'accuratezza della formula precedente per la previsione della portata trasportata in condizioni di tempesta, una formulazione alternativa è (portata in m<sup>3</sup>/anno):

$$Q_{ls} = 50.000 \chi_{Kamphuis} \quad (4.35)$$

Schoonees e Theron (1996) raccomandarono l'uso dell'eq.(4.33) quando l'altezza d'onda significativa supera 0.3 m e i sedimenti sono più fini (<1mm). Nei siti con condizioni calme prevalenti o dove i sedimenti sono più grandi, l'uso dell'eq.(4.35) è preferibile.

E' utile notare che l'eq.(4.34) presente nella pubblicazione di Schoonees e Theron (1996) è di fatto non corretta. Per convertire dalla portata in massa a quella volumetrica bisogna dividere per  $(\rho_s - \rho)$  e non per  $\rho_s$  come nell'eq.(4.34); nella forma corretta l'eq.(4.33) risulta pari a (portata in m<sup>3</sup>/anno)

$$Q_{ls} = 63.269 H_{sb}^2 T_p^{1.5} (\tan \alpha)^{0.75} D_{50}^{-0.25} \sin^{0.6} 2\theta_b \quad (4.36)$$

e l'eq.(4.35)

$$Q_{ls} = 65.029 H_{sb}^2 T_p^{1.5} (\tan \alpha)^{0.75} D_{50}^{-0.25} \sin^{0.6} 2\theta_b \quad (4.37)$$

#### 4.1.4 Formula basata su modello numerico (BOROSED)

Un recente modello per la previsione del trasporto longitudinale delle ghiaie è il modello di BOROSED (Chadwick, 1991 a,b). Questo comprende un modulo idrodinamico accoppiato con una formula di trasporto al fondo. Per quanto riguarda il modulo idrodinamico, questo utilizza le equazioni non lineari delle acque basse (Hibberd e Peregrine, 1979; Packwood, 1980; Ryrrie, 1981, 1983). Il modulo del trasporto è basato sul concetto dello stream power di Bagnold, esteso da McDowell (1989). Portate istantanee attraverso la surf e la swash-zone sono successivamente sommate nello spazio e nel tempo per determinare la portata totale longitudinale. Questo modello include esplicitamente un termine d'inizio del movimento e di trasporto nella swash-zone, ed entrambi sono di notevole importanza per le ghiaie. Il modello richiede la calibrazione del solo coefficiente d'attrito, che è stato determinato dalle portate a lungo termine a Shoreham.

Visto che da un punto di vista computazionale, l'applicazione del modello risulterebbe gravosa per il calcolo della portata solida, si è ricavata un'espressione algebrica di cui si sono successivamente determinati i coefficienti, con un'analisi di regressione dei dati sperimentali di Shoreham; l'equazione risulta (Van Wellen et al. (2000)).

$$Q = 1.34 \frac{(1+e)}{(\rho_s - \rho)} H_{sb}^{2.49} T_z^{1.29} (\tan \alpha)^{0.88} D_{50}^{-0.62} \sin 2\theta_b^{1.81} \quad (4.38)$$

#### 4.2) Applicazione alla spiaggia “Sassi Neri”

Delle formule viste in precedenza, si è scelto di utilizzarne tre nel calcolo della portata solida longitudinale della spiaggia di Sirolo (località “Sassi Neri”), ed in particolare la formula di Damgaard e Soulsby (1996; eq.(4.22)), Kamphuis et al. (1986; eq.(4.31)) e Van Wellen et al. (2000, eq.(4.38)), che secondo quanto riportato in Van Wellen et al. (Coastal Engineering 40, 2000) forniscono i risultati migliori.

Per l’applicazione di queste formule è stato necessario innanzi tutto dividere il tratto di 2 km circa in tratti in cui si potessero considerare un angolo d’incidenza e un’altezza dell’onda nel punto di frangimento costanti (vedi fig.2.15); nel caso di onda proveniente da Sud-Est i tratti sono 14 (A-P), nel caso di onda proveniente da Est e Nord-Est i tratti sono 15 (A-Q). Per ciascuno dei tratti suddetti si è determinata una pendenza media del fondo ( $\tan\alpha$ ) nella zona dei frangenti e un valore del  $d_{50}$  (da un’analisi sedimentogica disponibile) con i seguenti risultati (v. Tabella 1):

*Tabella 1 - Diametro medio dei sedimenti e pendenze medie per i diversi tratti in cui è stato suddiviso il tratto di costa oggetto di studio*

	ONDA SUD-EST		ONDA EST		ONDA NORD-EST	
	$d_{50}(\text{mm})$	$\tan\beta$	$d_{50}(\text{mm})$	$\tan\beta$	$d_{50}(\text{mm})$	$\tan\beta$
<b>A</b>	4,9	0,0336	4,9	0,0336	4,9	0,0336
<b>B</b>	5,86	0,0514	5,86	0,0514	5,86	0,0514
<b>C</b>	3,94	0,037	3,94	0,037	3,94	0,037
<b>D</b>	4	0,035	4	0,04	4	0,04
<b>E</b>	3,94	0,05	3,94	0,047	3,94	0,047
<b>F</b>	4	0,068	4	0,08	4	0,08
<b>G</b>	4,99	0,068	4,99	0,08	4,99	0,08
<b>H</b>	4,96	0,069	4,99	0,064	4,99	0,064
<b>I</b>	4,96	0,077	4,96	0,072	4,96	0,0998
<b>L</b>	5,54	0,077	4,96	0,072	4,96	0,0998
<b>M</b>	5,54	0,061	5,54	0,085	5,54	0,085
<b>N</b>	5,54	0,054	5,54	0,083	5,54	0,067
<b>O</b>	5,54	0,096	5,54	0,063	5,54	0,055
<b>P</b>	5,54	0,1	5,54	0,073	5,54	0,071
<b>Q</b>			5,54	0,125	5,54	0,1

Si è scelto comunque di calcolare il trasporto longitudinale relativo alla durata di una mareggiata media pari a 36 ore per ogni direzione esaminata. Lo scopo di tale scelta è stato quello di valutare l’effetto che anche una mareggiata annuale può avere su una spiaggia di dimensioni limitate e senza apporti esterni come quella dei “Sassi Neri”.

Nella Tabella 2 sono riportati i risultati relativi all’applicazione della formula di Soulsby e Damgaard (1996), visto che quelli relativi alle altre due formule sovrastimano il valore della portata solida.

Tabella 2 - Portate calcolate utilizzando la formula di Soulsby e Damgaard (1996) relative alla durata di una mareggiata

	ONDA SUD-EST	ONDA EST	ONDA NORD-EST
	$Q_{Is}(m^3/mar.)$	$Q_{Is}(m^3/mar.)$	$Q_{Is}(m^3/mar.)$
<b>A</b>	1536,50	3672,53	4616,52
<b>B</b>	248,05	3342,37	6845,31
<b>C</b>	1339,12	2569,68	4020,79
<b>D</b>	1337,40	1476,70	2407,70
<b>E</b>	-77,65	552,77	869,38
<b>F</b>	-447,43	164,35	569,99
<b>G</b>	-97,85	251,10	734,34
<b>H</b>	-86,31	592,38	1393,27
<b>I</b>	-653,83	264,90	2254,25
<b>L</b>	-495,71	23,12	2346,09
<b>M</b>	-839,16	85,58	1827,38
<b>N</b>	-2298,74	-6,19	667,60
<b>O</b>	-3344,45	-311,01	432,71
<b>P</b>	-4799,08	-813,33	457,02
<b>Q</b>		-5105,01	-2895,05

L'analisi dei risultati permette di evidenziare 4 conclusioni fondamentali:

- a) La suddivisione della spiaggia in tratti di lunghezza limitata ha dimostrato che nell'ambito di onde provenienti dalla stessa direzione si hanno portate longitudinali con versi opposti nei diversi tratti. I valori positivi nella tab.2 riguardano trasporto verso sud mentre quelli negativi verso nord. L'andamento è dovuto alla diversa inclinazione della linea di riva rispetto alla direzione di propagazione delle onde.
- b) Sia la mareggiata da sud-est sia quelle da est e nord-est con tempo di ritorno di 1,1 anni sono in grado di trasportare volumi di sedimenti tali da determinare la scomparsa della spiaggia emersa; ciò significa che il trasporto potenziale delle onde annuali è in grado di attivare accumuli o erosioni che producono la scomparsa o il riformarsi della spiaggia emersa. Nei punti di convergenza del trasporto solido longitudinale si attivano correnti di ritorno (rip currents) che creano dei flussi verso il largo di materiale sottile.
- c) Dall'esame delle direzioni di provenienza del moto ondoso risulta evidente che il trasporto diretto verso sud è prevalente, essendo questo determinato non solo dalle onde provenienti da nord-est ma anche da quelle da est. La presenza della scogliera sommersa riduce inoltre la possibilità di catturare i sedimenti in occasione delle mareggiate da sud-est.
- d) L'equilibrio della spiaggia risulta quindi fortemente influenzato dalla successione temporale delle mareggiate intense durante l'anno. Pur avendo assegnato alle diverse direzioni la stessa durata, le considerazioni sopra riportate evidenziano quanto osservato e registrato in diverse occasioni.

## 5) STABILIZZAZIONE DELLA SPIAGGIA CON LA REALIZZAZIONE DI PENNELLI

In questo paragrafo si affronta il problema della stabilizzazione di una spiaggia attraverso la costruzione di pennelli di estremità che possono creare in spiagge chiuse condizioni di equilibrio stabile. Il principio su cui si basa questa metodologia è quello di tentare di produrre una situazione in cui la linea di riva è orientata parallelamente alle creste delle onde incidenti, minimizzando così, o eliminando totalmente il trasporto longitudinale dei sedimenti. I limiti del metodo sono legati al fatto che la condizione di equilibrio richiede che ci siano onde di tipo *swell* prevalenti da una direzione obliqua rispetto alla costa. Il processo che è stato chiamato *headland control* si ritiene applicabile a tutte le forme di litorale, siano esse diritte, a baia o planimetricamente convesse. In realtà il metodo ha prodotto buoni risultati per baie di piccole dimensioni.

Le baie raggiungono il limite di equilibrio stabile quando non è reperibile alcun ulteriore apporto di materiale e la linea di riva è stata erosa fino ad una condizione tale da ridurre a zero il trasporto litoraneo. Nella condizione di “equilibrio statico” l’unica variabile è l’angolo  $\beta$ , come mostrato in Figura 5.1, formato fra le creste delle onde persistenti e la linea di controllo, che unisce i promontori successivi. L’angolo sopra citato è lo stesso che questa stessa linea forma con la tangente alla spiaggia relativamente diritta nell’estremità sottocosta. La condizione di assenza di trasporto solido longitudinale implica che le onde frangenti arrivino perpendicolari alla spiaggia, il che, a sua volta, significa che le onde stanno frangendo contemporaneamente sull’intero contorno della baia.

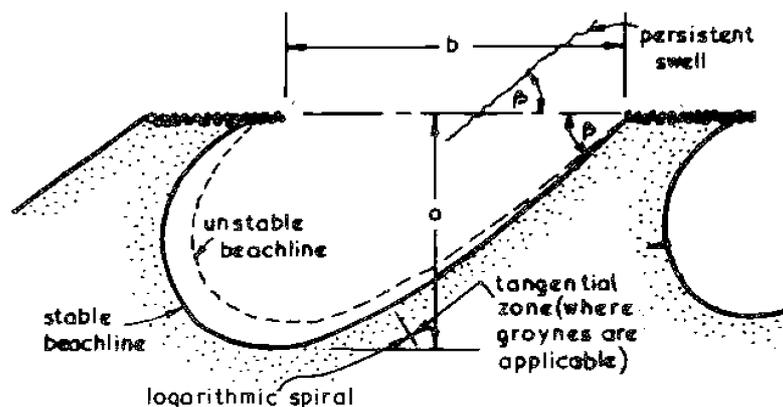


Figura 5.1 – Schematizzazione della spiaggia in equilibrio stabile (da *Coastal Stabilization di R.Silvester & J.R.C.Hsu*)

### 5.1) Baie a forma parabolica

Mashima utilizzò questo termine per descrivere la configurazione geometrica delle coste stabili sagomate ad arco trovate sui margini costieri di Tokyo Bay, Sagami Bay, ecc.

Mashima ricavò le rose dei venti annuali e dell’energia ondosa aventi forma ellittica. L’energia e la

forma della baia erano legate da una stretta relazione; egli ricavò l'equazione:

$$y = px^2 - b \quad (5.1)$$

come rappresentato in Figura 5.2.

Il metodo presenta incertezze dovute al centramento della parabola (5.1) per una particolare baia, e trascura la diffrazione o l'obliquità dell'onda.

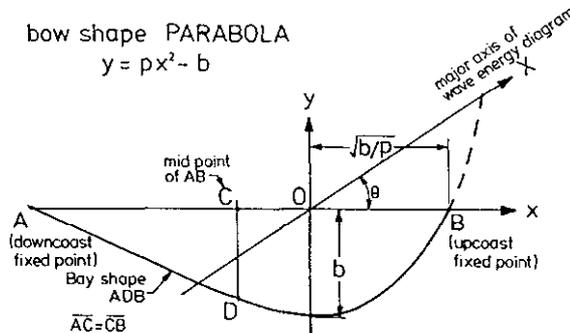


Figura 5.2 - Coordinate di una parabola definita (da Mashima, 1961)

Una nuova analisi dei dati modello, insieme con quelli delle baie prototipo note per essere in equilibrio statico dalle condizioni dell'origine dei sedimenti, suggerì un nuovo approccio (Hsu et al. 1987). Questo è illustrato in Figura 5.3, dove i raggi (R) sono disegnati dal punto di diffrazione alla spiaggia, inclinati di  $\theta$  rispetto al fronte d'onda. Il raggio  $R_0$ , inclinato di  $\beta$  rispetto alla stessa retta, rappresenta la *linea di controllo*.

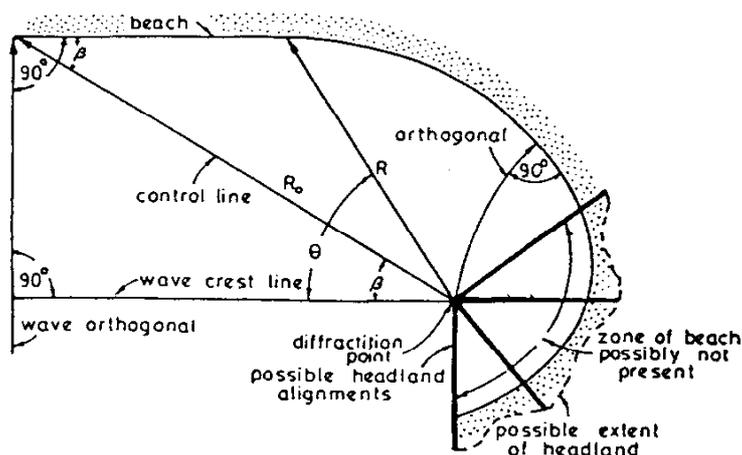


Figura 5.3- Schema di definizione di un nuovo approccio parabolico alla forma della baia (da Coastal Stabilization di R.Silvester & J.R.C.Hsu)

Per una baia in equilibrio statico questo angolo ( $\beta$ ) è uguale a quello formato da  $R_0$  e la tangente alla linea di spiaggia sottocosta. Anche se la baia potrebbe non essere completamente stabile è probabile che questo allineamento venga raggiunto prima nella baia che si sta erodendo fino a tornare alla sua forma limite. La successiva erosione ha luogo nella zona di maggior rientro.

Nelle applicazioni ingegneristiche si preferiscono parametri adimensionalizzati. Il valore di R ad ogni angolo  $\theta$  deve essere normalizzato rispetto a  $R_0$ . E' auspicabile che questo rapporto sia accuratamente previsto per ogni valore di  $\theta$ , noto l'angolo  $\beta$ .

La relazione che lega i suddetti parametri viene riportata da Silvester nella seguente forma polinomiale:

$$R/R_0 = C_0 + C_1 \cdot (\beta/\theta) + C_2 \cdot (\beta/\theta)^2 \quad (5.2)$$

I valori di  $C_0$ ,  $C_1$  e  $C_2$  variano con  $\beta$  come riportato in Figura 5.4.

Alcune variabili associate alle spiagge naturali come la forma del profilo e le altre caratteristiche del moto ondoso, non sono incluse in questo metodo di previsione. E' dimostrato, comunque, che il parametro principale nel sagomare la battigia è il valore di  $\beta$ , mentre il profilo della spiaggia, l'altezza d'onda, il periodo o la ripidità sono di secondaria importanza.

Sembra che l'aggettivo parabolico sia un termine non appropriato, poiché l'equazione (5.2) contiene un termine lineare di  $(\beta/\theta)$  che la rende quadratica. Anche se i tests sembravano dimostrare che le costanti C variano con la ripidità dell'onda, ciò è difficile da quantificare. Le onde *swell* hanno comunque una ripidità molto limitata, il che rende logica la sua omissione. Così, la semplice relazione in termini di inclinazione dell'onda è raccomandata per scopi ingegneristici.

Il limite principale del metodo è legato al fatto che il paraggio deve essere esposto ad onde di tipo swell come accade nelle spiagge oceaniche.

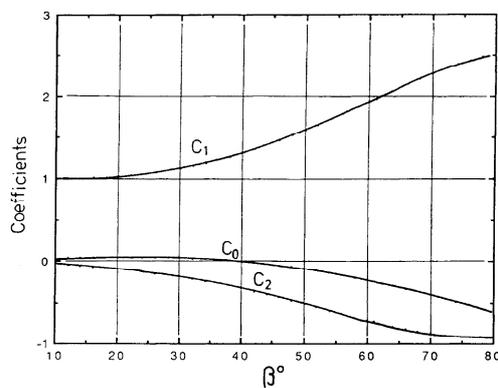


Figura 5.4 - I tre coefficienti C per un intervallo di obliquità (da Coastal Stabilizzazione di R.Silvester & J.R.C.Hsu)

## **5.2) Applicazioni pratiche alla spiaggia dei “Sassi Neri”**

Una delle difficoltà che si incontra nel trovare la forma parabolica di una baia naturale è la definizione del punto di controllo sottocosta e dei parametri che lo determinano: la lunghezza della linea di controllo ( $R_0$ ) e il valore dell'inclinazione dell'onda ( $\beta$ ). L'ultimo parametro citato è l'angolo misurato tra la linea di controllo e la tangente all'estremità della baia. E' buona norma scegliere per  $\beta$  un valore leggermente più grande rispetto a quello deducibile dalla lettura delle carte topografiche.

Nel caso in esame il punto di controllo è stato preso in corrispondenza del punto in cui si può definire terminata la baia interessata dal fenomeno di trasporto solido.

I casi presi in considerazione sono stati numerosi; in tutte le situazioni si è voluto verificare quale fosse l'effetto dell'inserimento di uno o più pennelli nella spiaggia dei “Sassi Neri” al fine di raggiungere la tipica geometria delle *pocket beach* con il conseguente raggiungimento del profilo di equilibrio statico. Individuate quindi le due direzioni di mare prevalente a cui è esposta la zona di interesse, si sono posizionati uno o più pennelli di differenti lunghezze e si sono determinati, per ciascun caso, i parametri necessari alla costruzione geometrica della configurazione finale della linea di riva, attraverso l'impiego della forma polinomiale descritta precedentemente. L'impossibilità di trovare un'unica direzione di provenienza delle onde *swell*, data la particolare esposizione della baia, non permette di risolvere il problema in termini generali. Interventi che risultano essere positivi per una particolare direzione di provenienza del moto ondoso si rivelano disastrosi per l'altra direzione prevalente. Si deduce quindi che l'inserimento di pennelli all'estremità della baia o comunque di uno o più pennelli all'interno della stessa non risolve il problema della ricerca di una configurazione di equilibrio stabile.

Nelle Figure 5.5 – 5.11 sono riportati i risultati principali che evidenziano le impossibilità di stabilizzare la spiaggia dei “Sassi Neri” attraverso questo metodo. Il metodo è stato utilizzato in sostituzione delle opere di difesa tradizionali (scogliere foranee sommerse, emerse, batterie di pennelli, ecc.) per la possibilità di conservare le caratteristiche ambientali. La particolare configurazione della spiaggia e il regime ondoso non permettono un tale sistema di stabilizzazione.

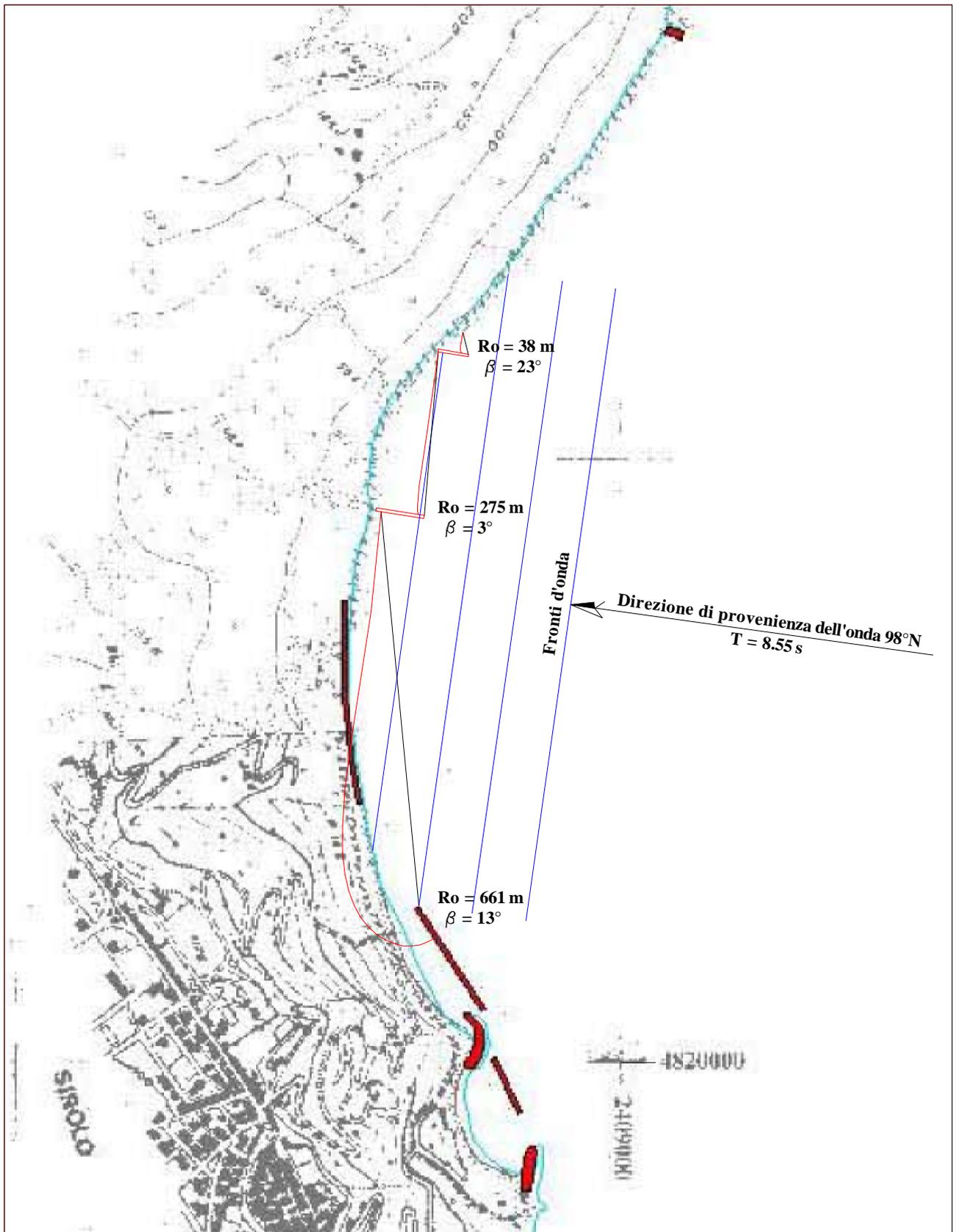


Figura 5.5 – Soluzione con due pennelli POS.1 di lunghezza di 80 e 50 m e direzione di provenienza onda da  $98^\circ N$

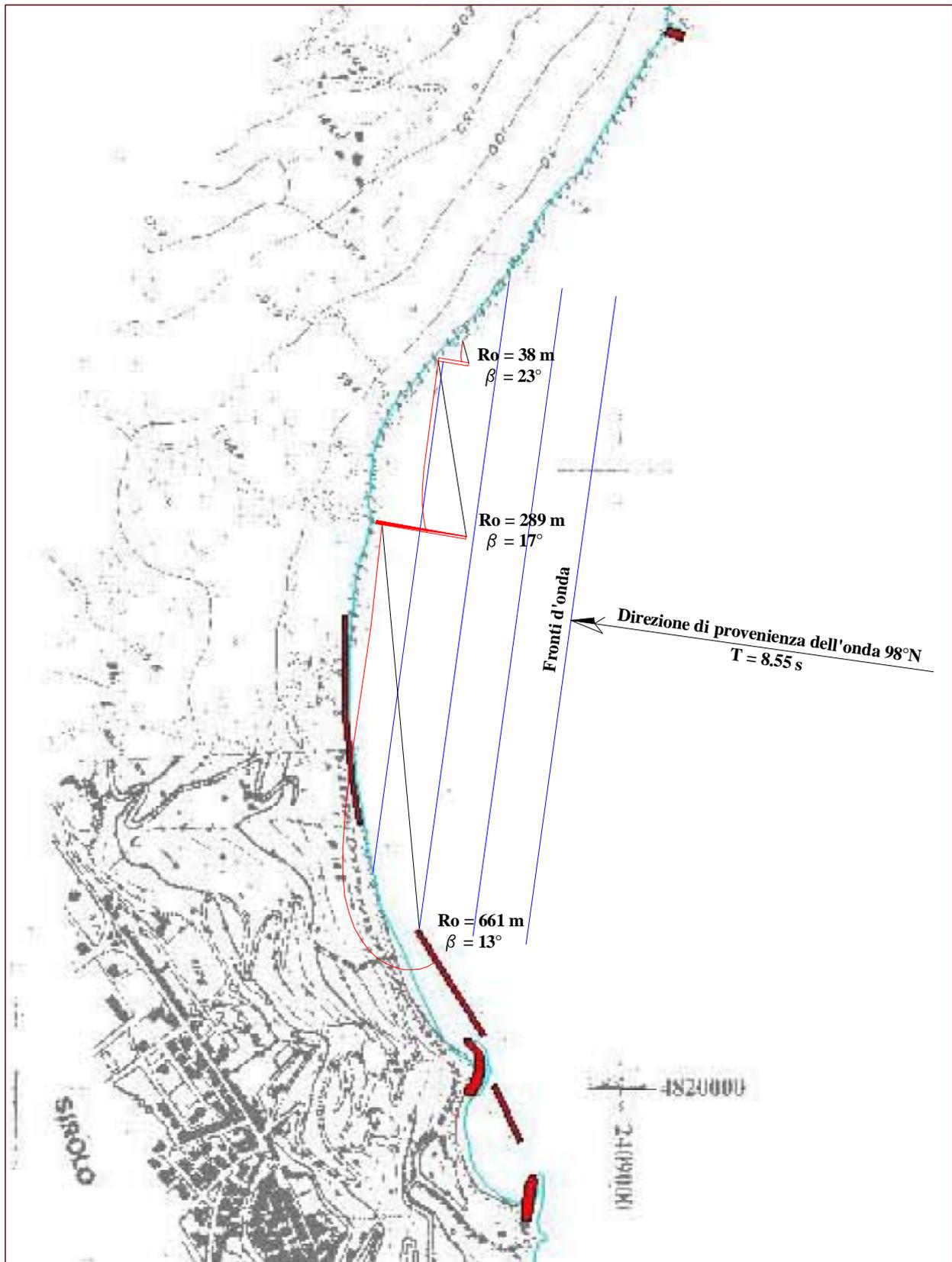
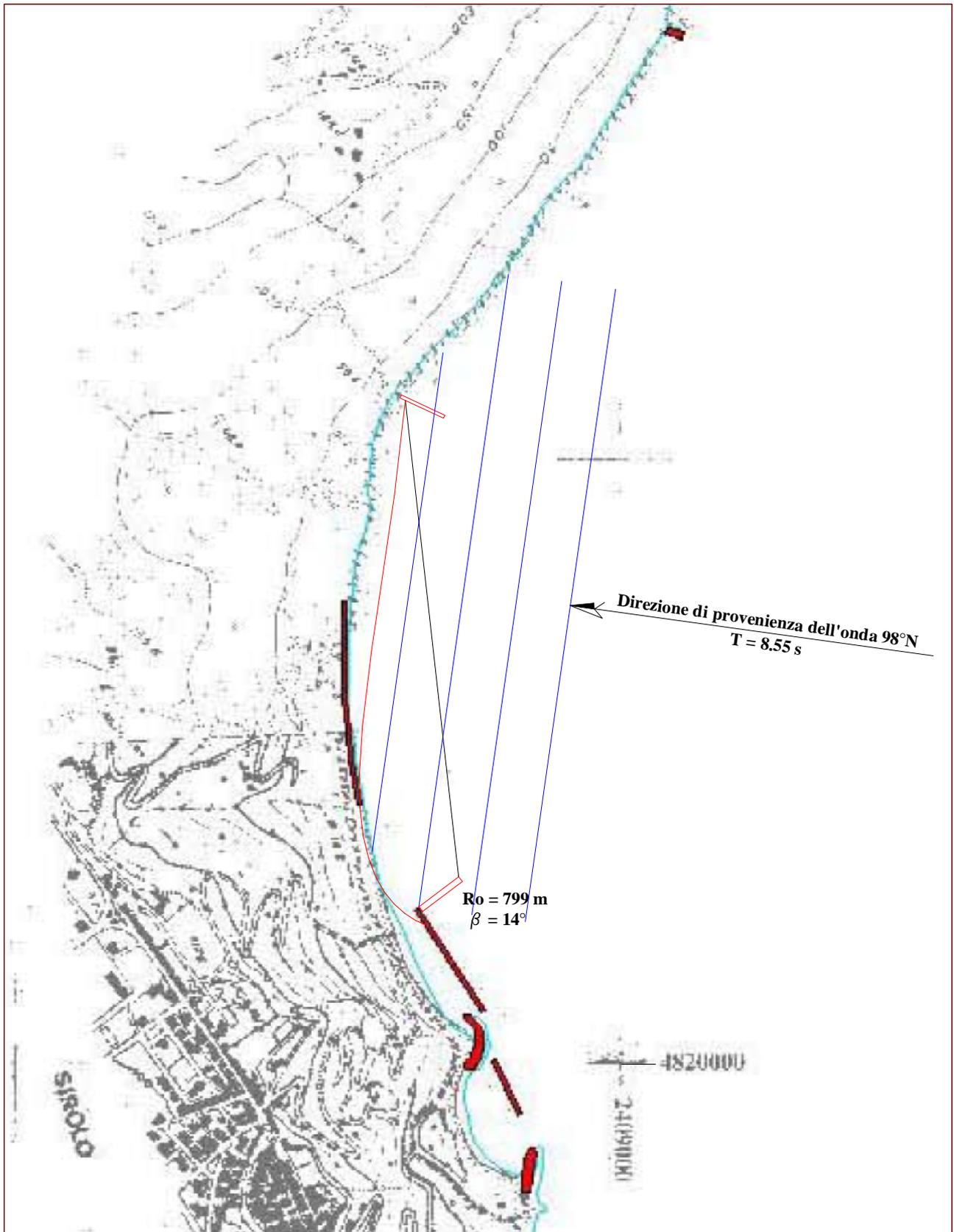


Figura 5.6 – Soluzione con due pennelli POS.1 di lunghezza di 150 e 50 m e direzione di provenienza onda da  $98^\circ N$



*Figura 5.7 – Soluzione con due pennelli POS.2 di lunghezza di 80 e 50 m e direzione di provenienza onda da  $98^\circ \text{N}$*

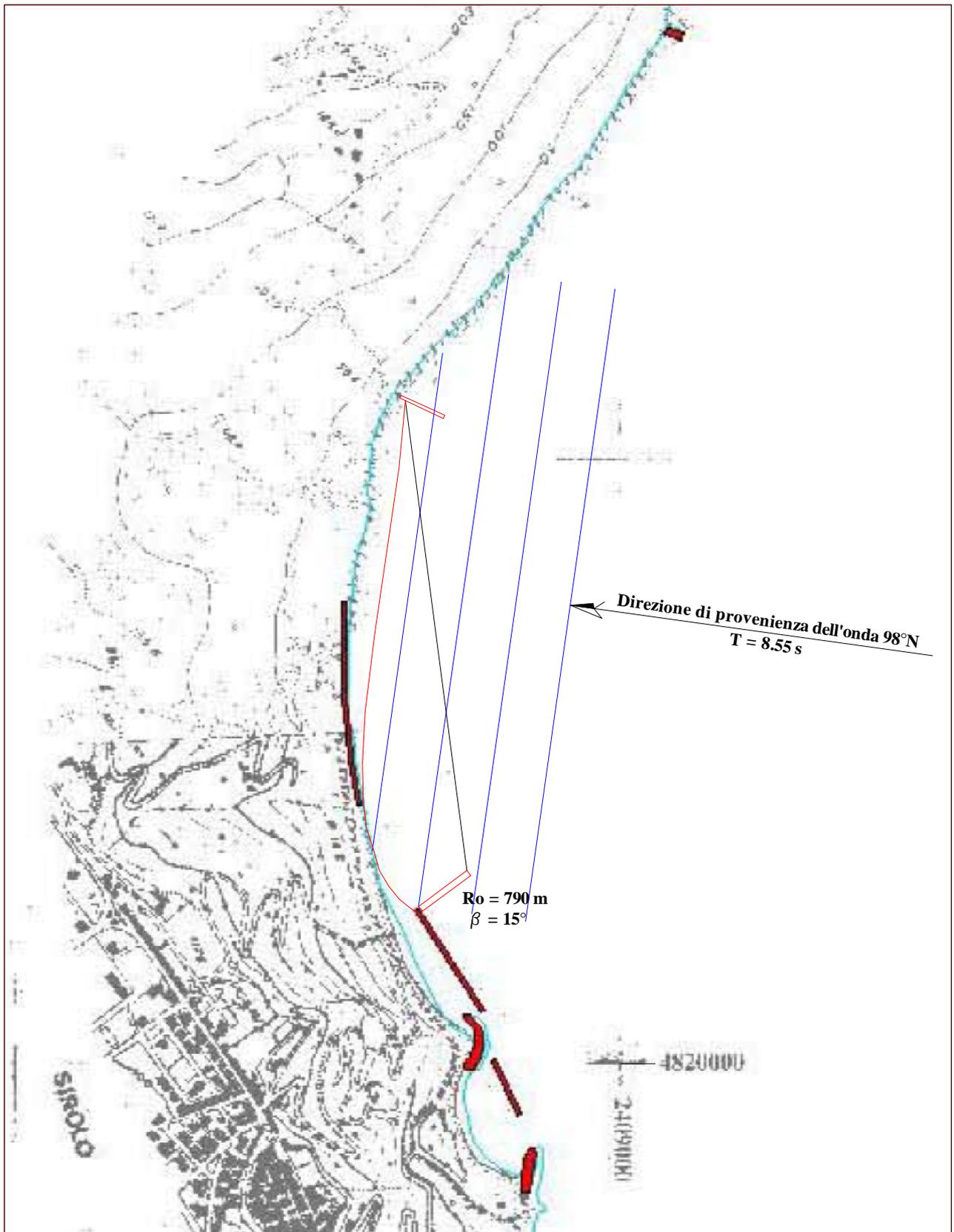


Figura 5.8 – Soluzione con due pennelli POS.2 di lunghezza di 100 e 80 m e direzione di provenienza onda da 98°N

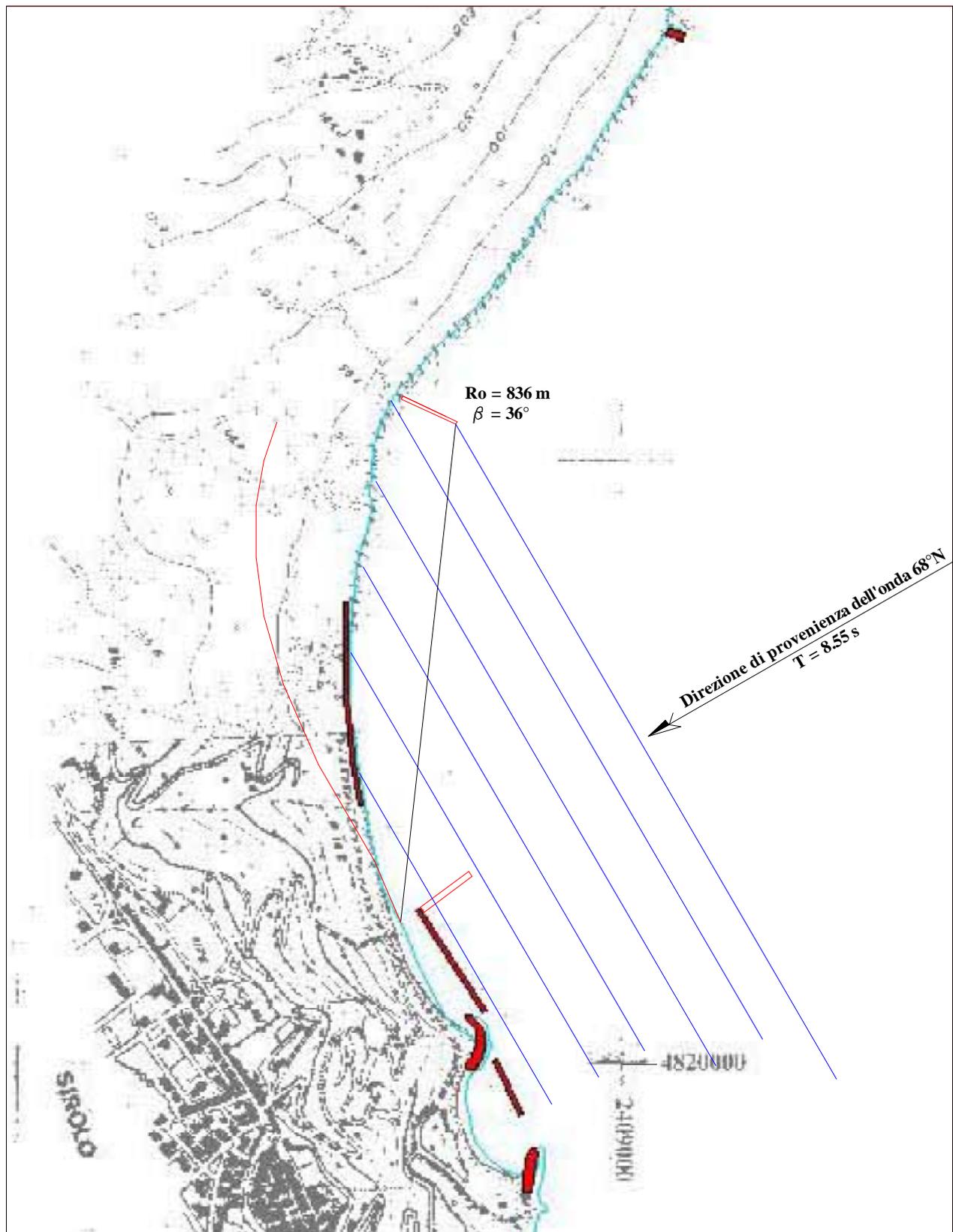


Figura 5.9 – Soluzione con due pennelli POS.2 di lunghezza di 100 e 80 m e direzione di provenienza onda da 68°N

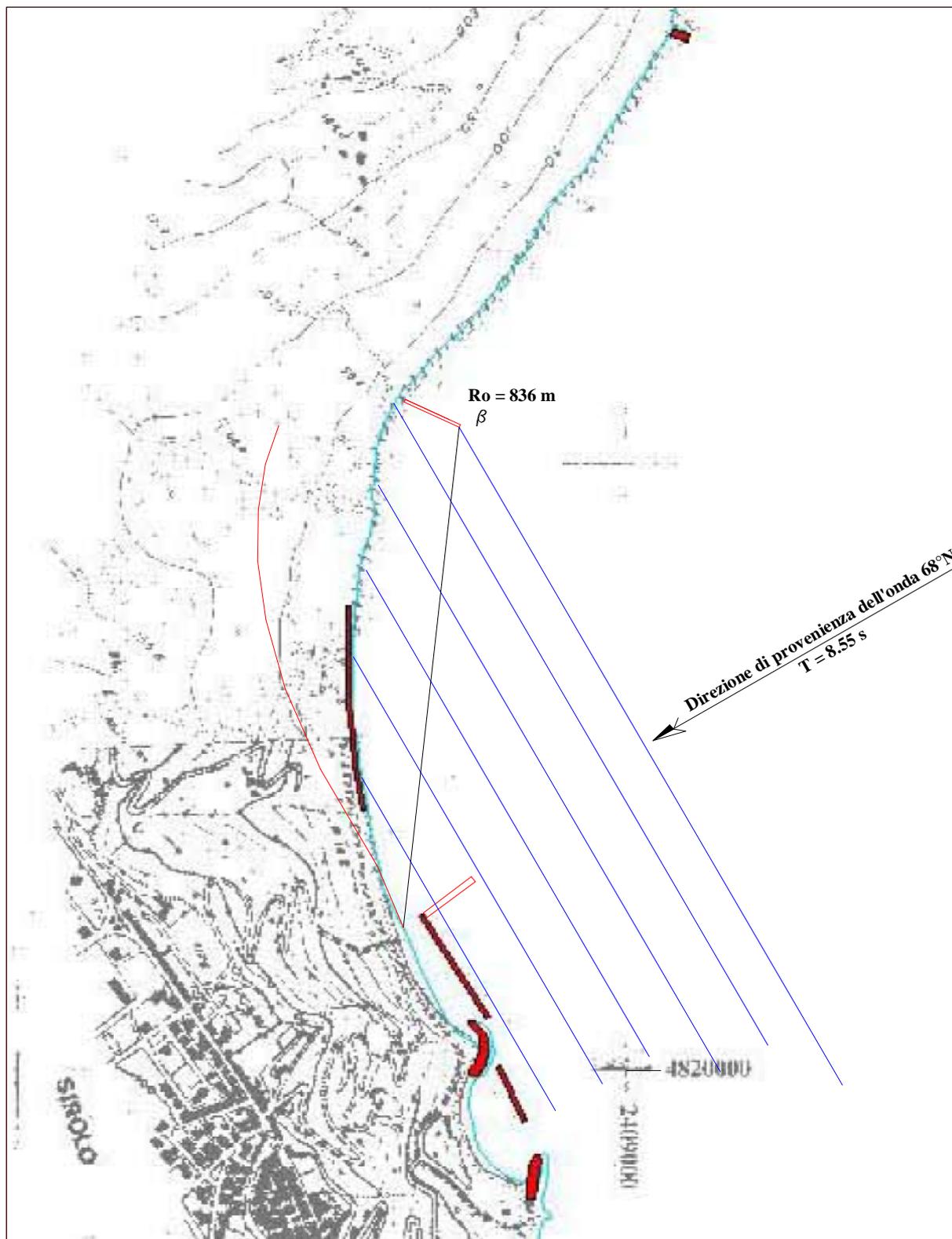
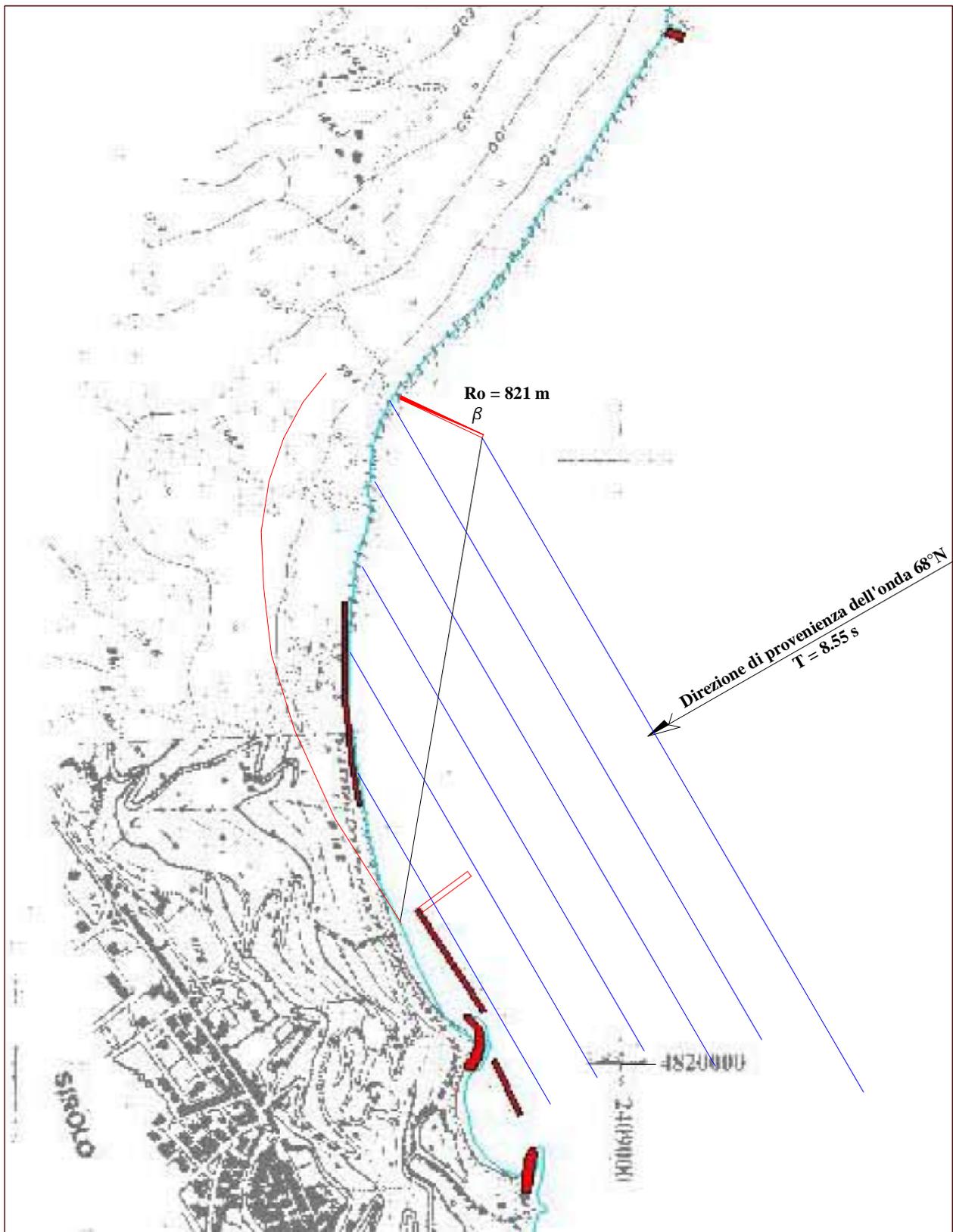


Figura 5.10 – Soluzione con due pennelli POS.2 di lunghezza di 100 m e direzione di provenienza onda da  $68^\circ N$



*Figura 5.11 – Soluzione con due pennelli POS.2 di lunghezza di 100 e 150 m e direzione di provenienza onda da  $68^\circ N$*

## 6) CONCLUSIONI

Nel presente Capitolo si è approfondito lo studio di una spiaggia di limitate dimensioni priva di apporti sedimentari esterni. Questa è la condizione delle spiagge esistenti sul promontorio del Conero dove esse sono in genere formate dai processi erosivi della falesia.

La spiaggia dei “Sassi Neri” appartiene ad una baia naturale con la linea di costa orientata lungo due direzioni principali e caratteristiche granulometriche differenti. Il tratto di spiaggia preso in esame è quello orientato nella direzione Nord-Sud ed è quindi esposto alle onde provenienti dal I e II quadrante; i sedimenti della spiaggia emersa sono ghiaioso-sabbiosi. L’analisi del moto ondoso sino alla zona dei frangenti è stata effettuata a grande e media scala spaziale con un programma di calcolo REF/DIF 1 mentre in un tratto molto limitato è stato utilizzato il modello delle N.L.S.W.E.

E’ questo un caso di utilizzazione dei modelli N.L.S.W.E. per ricavare informazioni di dettaglio da utilizzare nell’analisi e nell’eventuale progettazione degli interventi di difesa. L’analisi del trasporto longitudinale dei sedimenti (pur nei limiti di applicabilità delle formule di previsione) ha dimostrato che le mareggiate annuali sia da Nord-Est che da Sud-Est sono in grado di movimentare tutti i sedimenti della spiaggia, producendo, secondo il loro alternarsi, vistosi fenomeni di erosione o ripascimento della spiaggia emersa. La direzione prevalente del trasporto solido è verso sud. Il tentativo di stabilizzare la linea di riva (evitando queste variazioni stagionali, rendendo la spiaggia fruibile durante il periodo estivo) con la costruzione di pennelli di estremità è risultata non efficace sia per la particolare configurazione geometrica della baia, sia per il clima delle onde.

Il vantaggio di questa tipologia di opere di difesa sperimentata in numerose spiagge a baia, rispetto alle opere di difesa “tradizionali”, è quello di non alterare le condizioni ambientali, condizioni che non potrebbero essere garantite con scogliere foranee emerse o sommerse o con pennelli.

L’unica possibilità di aumentare le condizioni di stabilità è quello di prevedere ripascimenti di adeguata granulometria che sopperiscano alla diminuzione degli apporti dalla falesia.

L’analisi idrodinamica consente di progettare una serie di ripascimenti che possono assolvere alla stabilizzazione della spiaggia.