

AUTORITA' PORTUALE DI PALERMO

PORTO DI TERMINI IMERESE *LAVORI DI COMPLETAMENTO DEL MOLO DI SOTTOFLUTTO* PROGETTO DEFINITIVO

Studio Mallandrino 

 **qualityaustria**
SYSTEMZERTIFIZIERT
ISO 9001:2008 NR.09369/0



AUTORITA' PORTUALE DI PALERMO



Progettisti:

Ing. G. Mallandrino

(Responsabile dell'integrazione tra le varie prestazioni specialistiche)

Ing. V. Favara

Ing. A. Novara

Ing. M. A. Rizzo

Ing. P. Traina

Progettazione impianti:

Ing. E. Petralia

Ing. P. Tusa

Collaboratori alla progettazione impianti:

Geom. V. D'Amico

Geom A. Martorana

Coordinatore Sicurezza in fase di progettazione:

Ing. Salvatore Acquista

Responsabile Unico del Procedimento:

Ing. Sergio La Barbera

Elaborati dattiloscritti <i>2. Relazioni tecniche e specialistiche</i>		Data 18/06/2013	Archivio 689
Elaborato	Studio idraulico marittimo	Elaborato Favara - Novara	
2.1		Verificato Rizzo 689	Progetto Definitivo 18/06/2013
		Validato Mallandrino	Proprietà riservata L. 633 del 22/04/41



AUTORITÀ PORTUALE DI PALERMO
Porti di Palermo e Termini Imerese

*LAVORI DI COMPLETAMENTO DEL MOLO DI SOTTOFLUTTO DEL
PORTO DI TERMINI IMERESE*

PROGETTO DEFINITIVO

STUDIO IDRAULICO MARITTIMO

INDICE

PREMESSA	4
- CAPITOLO I – ANALISI DEL MOTO ONDOSO AL LARGO	6
I.1 - MEDATLAS	6
I.1.1 - L'ORIGINE E LA QUALITÀ DEI DATI	7
I.1.1.1 - DATI MISURATI DALLE BOE ONDAMETRICHE	8
I.1.1.2 – DATI DA SATELLITE	9
I.1.1.3 – DATI DEI MODELLI NUMERICI	10
I.1.2 – CALIBRAZIONE E VALIDAZIONE DEI DATI	11
I.1.3 – LA SELEZIONE DEI PUNTI DELL'ATLANTE	12
I.1.4 - CLIMA ONDOSO AL LARGO DI TERMINI IMERESE	14
I.1.4.1 - ESTRAZIONE DEL CLIMA DAL MEDATLAS	14
I.1.5 - L'ELABORAZIONE STATISTICA DELLE ONDE ESTREME	16
I.1.6 - IL PERIODO	19
I.2 – ONDAMETRO RON DI CAPO GALLO	20
I.2.1 – DATI ONDAMETRICI	20
I.2.2 – CLIMA ONDOSO AL LARGO DI TERMINI IMERESE	20
I.2.3 - L'ELABORAZIONE STATISTICA DELLE ONDE ESTREME	23
I.2.3.1 - IL METODO POT	23
I.2.3.2 - I METODI DI STIMA DEI PARAMETRI E LA BONTÀ DELL'ADATTAMENTO	25
I.2.3.3 - LA DETERMINAZIONE DEL VALORE DI SOGLIA	26
I.2.3.4 - LA DURATA DEGLI EVENTI ONDOSI ESTREMI	27
I.2.3.5 L'ESITO DELLE ANALISI	28
I.3 - USTICA	32
I.3.1 - L'ANEMOMETRO	32
I.3.1.1 - IL REGIME DEL VENTO	32
I.3.2 - LA RICOSTRUZIONE DELLA SERIE ONDAMETRICA TRAMITE METODO SMB	35
I.3.2.1 - IL CALCOLO DELLO WIND STRESS FACTOR	36
I.3.2.2 - I FETCHES GEOGRAFICI ED EFFICACI NEL PARAGGIO IN ESAME	40
I.3.3 - IL CALCOLO DELLE ALTEZZE E DEI PERIODI DELL'ONDA SIGNIFICATIVA	43
I.3.3.1 - LE DEFINIZIONI PROPEDEUTICHE	43
I.3.3.2 - LA MESSA IN EQUAZIONI	44
I.3.4 - IL CLIMA ONDOSO AL LARGO	47
I.3.5 - L'ELABORAZIONE STATISTICA DELLE ONDE ESTREME	52
I.4 – ANALISI COMPARATIVA	53

- CAPITOLO II – ANALISI DEL MOTO ONDOSO SOTTOCOSTA	55
II. 1 - LA TRASFORMAZIONE DELLE ONDE SUI FONDALI DI TRANSIZIONE	55
II.1.1 - EQUAZIONI DEL MODELLO	56
II.1.2 - METODI NUMERICI	59
II. 2 – PROPAGAZIONE SOTTOCOSTA DEL CLIMA ONDOSO ESTRATTO DAL MEDATLAS	61
II.2.1 - IL DOMINIO REGIONALE	61
II.2.2 - IL CLIMA ONDOSO SOTTOCOSTA	67
II.2.3 – ELABORAZIONE STATISTICA DEGLI EVENTI ESTREMI SOTTOCOSTA	68
II. 3 – PROPAGAZIONE SOTTOCOSTA DEL CLIMA ONDOSO ESTRATTO DALLA BOA RON DI CAPO GALLO	70
II.3.1 - IL DOMINIO REGIONALE	70
II.3.2 - IL CLIMA ONDOSO SOTTOCOSTA	72
II.3.3 - ELABORAZIONE STATISTICA DEGLI EVENTI ESTREMI SOTTOCOSTA	73
II.4 – ANALISI COMPARATIVA	75
II.5 – PROPAGAZIONE SOTTOCOSTA DEGLI EVENTI ESTREMI DIREZIONALI	76
CONSIDERAZIONI RIASSUNTIVE E CONCLUSIVE	81

PREMESSA

La presente relazione tecnica rende conto dello studio idraulico marittimo relativo al paraggio di Termini Imerese, attraverso la caratterizzazione statistica delle onde al largo e sottocosta. Al fine di limitare l'incertezza modellistica legata alla determinazione delle onde di progetto si è proceduto preliminarmente alla raccolta dei dati disponibili per il paraggio in esame.

Con riguardo alle misure dirette, l'analisi delle fonti di dati disponibili ha condotto all'individuazione di un ondometro facente parte della Rete Ondametrica Nazionale (RON) e un punto dell'Atlante delle Onde del Mediterraneo (MEDATLAS) al largo di Termini Imerese che fornisce il clima ondoso e, cioè, le frequenze di accadimento di onde provenienti da una certa direzione e per assegnata altezza.

Alle misure dirette si è voluto accompagnare una ricostruzione di altezze d'onda tramite metodo indiretto. Per tale motivo sono stati acquisiti i dati anemometrici registrati presso la stazione di Ustica e, tramite opportuna modellazione matematica (metodo SMB, software Altair), è stato possibile ricostruire una serie ondametrica sintetica al largo di Termini Imerese.

Da diverse fonti e tramite diversi metodi si è stati in grado di pervenire a diverse serie ondametriche al largo di Termini Imerese. La caratterizzazione statistica delle onde estreme e del clima ondoso al largo è stata condotta, quindi, per tutte le serie prodotte. Nel contempo è stato analizzato il clima ondoso al largo, pervenendo a delle rose annuali.

Il quadro conoscitivo fornito sul clima ondoso al largo, illustrato in termini di grafici e tabelle, è stato poi oggetto di disamina al fine di confrontare i diversi risultati ottenuti partendo da fonti diverse. Dal confronto dei valori estremali omnidirezionali è emerso che le altezze dell'onda significativa valutate in base ai dati Medatlas sono di poco superiori a quelle ottenute utilizzando i dati della boa e i dati del vento.

Note le caratteristiche ondametriche al largo si è, quindi, proceduto ad effettuare la propagazione del moto ondoso sottocosta delle serie ondametriche ottenute a partire dalle misure dirette.

Per lo studio del fenomeno della rifrazione, e cioè delle trasformazioni che le onde subiscono nell'avvicinarsi alla costa percorrendo i bassi fondali, si è fatto uso del modello Mike 21 SW, che può considerarsi lo stato dell'arte nella modellazione bidimensionale marittima. Il modello ha richiesto la discretizzazione dello spazio geografico in esame secondo due livelli di complessità e risoluzione crescenti. In un primo tempo, la batimetria di tutto il paraggio è stata

riprodotta secondo mesh triangolari grossolane. In questo dominio è stato studiato il trasferimento della serie ondometrica dal largo a sottocosta. Essendo il modello spazialmente distribuito, si è pervenuti alla determinazione di un campo d'onda per ogni valore d'onda al largo del dominio e da questi è stato facile estrarre una serie puntuale per l'analisi delle caratteristiche ondamiche sottocosta.

Il livello di complessità successivo riguarda l'infittimento della mesh a maglie triangolari nella parte del dominio spaziale sottocosta. Si è proceduto cioè ad approfondire la descrizione spaziale della batimetria sottocosta al fine di studiare in dettaglio quei fenomeni che largamente sono influenzati dalla morfologia del fondo. Su tale dominio complesso si è approfondito lo studio della propagazione degli eventi estremi direzionali del moto ondoso tenendo in debito conto la configurazione progettuale dell'intero porto, onde particolareggiare le condizioni ondamiche in prossimità del molo di sottoflutto.

- CAPITOLO I – ANALISI DEL MOTO ONDOSO AL LARGO

I.1 - MEDATLAS

Le onde al largo sono state valutate attraverso il ricorso a MEDATLAS, che rappresenta il risultato di cinque anni di lavoro (1999-2004) svolto da un Consorzio di sei compagnie con sede in Italia, Francia e Grecia. L'Atlante realizzato al quale il Consorzio è pervenuto fornisce le statistiche a lungo termine sia di vento che onde in specifici punti del Mediterraneo, sostanzialmente in ogni punto al largo che occorra nelle pratiche applicazioni, con maglia avente un lato di 50 km.

E' noto che nell'Ingegneria delle Coste risulta di fondamentale importanza avere a disposizione delle statistiche prolungate e dettagliate delle condizioni del vento e delle onde in una qualunque area che sia oggetto di intervento; il progetto WW-MEDATLAS (Wind and Wave Mediterranean Atlas) è stato realizzato, appunto, al fine di produrre, un atlante del vento e delle onde nel Mar Mediterraneo con l'ausilio delle migliori metodologie e dei dati a disposizione oggi (figura I.1).

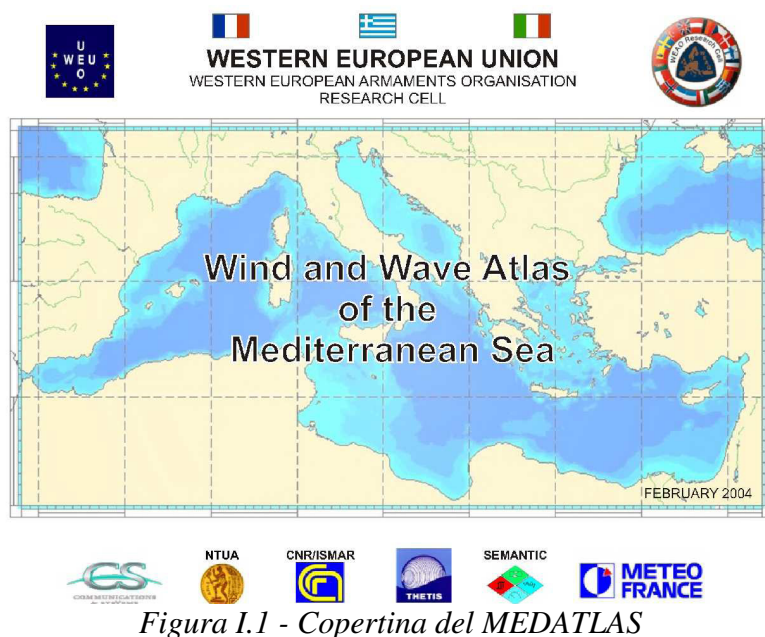


Figura I.1 - Copertina del MEDATLAS

L'Atlante, infatti, fornisce statistiche affidabili su tutto il Mediterraneo basate sulla raccolta, campionamento, spoglio, analisi, indagine, verifica e interpretazione di dieci anni di raccolta di dati e i cui risultati sono rappresentati, sia in forma grafica (mappe) che in formato tabulare (istogrammi unidimensionali e bidimensionali). I dati ottenibili dall'Atlante sono riferiti al clima

ondoso al largo e quindi, per avere informazioni sotto costa, è necessario fare riferimento a opportuni modelli di trasferimento.

Nella redazione dell'Atlante si è fatto riferimento alle seguenti fonti (tabella I.1):

- Boe ondamiche: 14 Boe dell' APAT localizzate intorno alle coste;
- Satelliti: TOPEX/Poseidon Altimeter GDR (01/93-06/02), ERS 1-2 Altimeter FDP (08/91-06/02);
- Modelli numerici: dati ondamiche e di vento dell'archivio ECMWF (10 anni, 07/92-06/02).

Sorgente	Zona Geografica	Sito	Inizio Misure	Fine Misure	Latitudine [Gradi]	Longitudine [Gradi]	Profondità [m]
Boe	Spagna	Cabo de Palos	14/11/95	16/11/98	37°65.0' N	0°64.0' O	67
		Mahon	29/04/93	01/01/95	39°72.0' N	4°44.0' E	300
		Palamos	25/04/88	21/09/98	41°83.0' N	3°19.0' E	90
	Cipro	Arnaoutis	26/03/93	04/02/98	35°9.16' N	32°15.88' E	
	Nord Creta	1	01/02/94	30/11/94	35°22.31' N	24°27.58' E	10
		2			35°22.65' N	24°27.57' E	20
		3			35°24.55' N	24°27.22' E	100
	Coste Italiane	La Spezia	01/07/89	31/12/1998	43°55.7 N	09°49.6 E	80
		Pescara			42°28.2 N	14°28.2 E	80
		Monopoli			40°58.5 N	17°22.6 E	80
		Crotone			39°01.4 N	17°13.2 E	80
		Catania			37°26.4 N	15°08.8 E	80
		Mazara del Vallo			37°31.5 N	12°32.0 E	80
		Ponza			40°52.0 N	12°57.0 E	100
		Alghero			40°32.9 N	08°06.4 E	80
Satelliti	Mar Mediterraneo	Topex ERS 1-2	01/08/91	30/06/02	-	-	-

Tabella I.1 - Fonti di dati per il MEDATLAS

I.1.1 - L'ORIGINE E LA QUALITÀ DEI DATI

In merito all'origine dei dati, si osserva che con l'introduzione delle boe ondamiche si è riusciti ad avere informazioni dettagliate sul moto ondoso locale, cioè solo nei particolari siti in cui la misura viene effettuata, mentre invece, i rilievi anemometrici sono molto frequenti nella

fascia costiera ma molto più rari in mare aperto, se non in corrispondenza di speciali boe o piattaforme marine. Con l'avvento dei satelliti, e quindi del telerilevamento, si è riusciti a misurare contemporaneamente sia i dati di vento che quelli ondametrici; nel contempo, si sono evoluti i modelli numerici di analisi, con un conseguente netto miglioramento dell'accuratezza dei risultati delle applicazioni per i fini pratici.

Quanto detto finora, fornisce già da solo un'idea della enorme quantità di dati a disposizione, anche se, tuttavia, è da tenere presente che, ognuna delle suddette fonti presenta dei limiti, in particolare:

- le boe ondametriche, pur fornendo dati molto precisi, sono spazialmente distribuiti in quantità limitata;
- i satelliti offrono una buona copertura generale e, eccetto per valori molto piccoli o molto grandi e per le aree costiere, dati di elevata qualità, ma transitano lungo orbite fisse e quindi, le osservazioni altimetriche sequenziali sono disponibili a intervalli di 10 o 35 giorni a seconda del tipo di satellite;
- i modelli numerici, hanno una copertura sistematica nello spazio e nel tempo ma, spesso sottostimano i dati per i mari interni, ed in ogni caso, sono solo una rappresentazione della realtà.

Tenendo presente che, nessuna delle citate fonti, è da sola capace di fornire in numero, distribuzione e precisione i dati necessari alla realizzazione dell'Atlante, si è operato un uso sinergico di tutte le fonti a disposizione, al fine di ottenere il migliore dei risultati possibili.

Nella fattispecie, le boe ondametriche sono state usate per validare i dati da satellite e, successivamente, quelli calibrati dei modelli; i dati da satellite si sono usati per calibrare quelli dei modelli matematici di vento e onde e, infine, tutti questi dati congiuntamente sono serviti a creare statistiche per i punti prescelti, come si avrà modo di precisare nel seguito.

1.1.1.1 - DATI MISURATI DALLE BOE ONDAMETRICHE

Come ben noto agli addetti ai lavori, di gran lunga il più diffuso fornitore di boe ondametriche è la Ditta olandese DATAWELL; il primo tipo usato è stata la Waverider dotata semplicemente di accelerometro verticale stabilizzato; essa era predisposta per trasmettere a terra il segnale che successivamente veniva registrato a intervalli di tempo stabiliti. Il limite di questa boa stava nel fatto che poteva misurare soltanto la componente verticale delle escursioni del moto della superficie del mare e non rilevava informazione alcuna sulla direzione; per questi motivi essa venne sostituita dalla boa Wavec che invece è dotata della capacità di registrare le

informazioni direzionali, anche se, con il suo peso di circa 700 kg, è di gran lunga più ingombrante della precedente. Si ricorda, tuttavia, che le boe di tipo Wavec ultimamente sono state sostituite dalle Waverider direzionali di peso e ingombro inferiore.

Le grandezze cinematiche misurate da questo tipo di boe sono: l'altezza della escursione della superficie del mare, le due componenti ortogonali dell'inclinazione della superficie marina, l'inclinazione dell'asse e la curvatura con le quali si è in grado di stimare i seguenti parametri:

- l'altezza significativa dell'onda H_s ;
- la direzione rispetto al Nord geografico θ_m ;
- il tempo di picco T_p ;
- il tempo medio T_m ;

L'utilizzo di queste boe da parte della Rete Ondametrica Nazionale in Italia ha dimostrato la loro precisione e affidabilità con oltre il 90% di dati ottenuti rispetto al massimo teorico; la più frequente causa di malfunzionamento è da imputare, più che allo stesso apparecchio di misura a problemi al software della relativa trasmissione dei dati a terra che, peraltro, trasmette i dati in continuo, anche se comunque i dati vengono campionati a intervalli di tre ore tra due registrazioni sequenziali.

Nel mar Mediterraneo le boe rappresentano la più accurata fonte d'informazione, l'errore stimato, sostanzialmente trascurabile, è dell'ordine di piccole percentuali ed è principalmente dovuto al fatto che in corrispondenza delle onde più alte le boe tendono a scivolare dalla cresta, con ciò sottostimando l'altezza d'onda.

1.1.1.2 – DATI DA SATELLITE

Gli altimetri radar dei satelliti, provvedono a stimare l'altezza significativa dell'onda, lungo la direzione verticale rispetto all'orbita del satellite, misurando lo scarto temporale tra due impulsi che, inviati nello stesso istante, quando ritornano al satellite arrivano in tempi diversi, poiché vengono, ovviamente, riflessi l'uno dalla cresta d'onda e l'altro dal cavo, modificando la loro inclinazione. Essi provvedono anche a misurare la velocità del vento a 10 m sul livello del mare. Nella realizzazione dell'Atlante, per calibrare i dati ottenuti dai modelli matematici si sono utilizzate le misure di tre satelliti: ERS1, ERS2 e TOPEX/Poseidon.

In merito alla precisione e affidabilità di questi dati si allega la seguente tabella.

Satellite	Dati Misurati	Intervallo Specifico	Accuratezza Specifica	Accuratezza ottenuta
ERS1-2 Altimeter FDP	Altezza dell'onda	0-20 m	0.5 m o 10%	0.3 m
	Velocità del vento	0-24 m/s	2 m/s	1.5 m/s
TOPEX/Poseidon Altimeter GDR	Altezza dell'onda	0-20 m	0.5 m o 10%	0.3 m
	Velocità del vento	0-24 m/s	2 m/s	1.5 m/s
ERS1-2 Scatterometer FDP	Velocità del vento	1-28 m/s	2 m/s o 10%	-

Tabella I.2 - Caratteristiche dei satelliti

1.1.1.3 – DATI DEI MODELLI NUMERICI

Molte società internazionali si occupano di modelli meteorologici e ondametrici producendo bollettini giornalieri che non sempre hanno sufficiente precisione in bacini interni come il Mar Mediterraneo, soprattutto per quanto riguarda il moto ondoso; per questi motivi, molte di queste società sono particolarmente interessate a elaborare delle versioni sempre più elaborate di questi modelli che siano valide in questi bacini limitati.

Tra le società che hanno dato il loro apporto costruttivo al progetto si menzionano la U.K. Meteorological Office (UKMO), l'European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF, U.K.), la Meteo France e l'U.S. Navy Oceanographic Center. I criteri di scelta dei dati sono stati assunti in funzione di due condizioni:

- la validità dei dati nel bacino del Mediterraneo con un'accuratezza e risoluzione compatibile con il progetto;
- l'utilizzo libero dei dati o, al massimo, a costi compatibili con il budget del progetto.

Senza approfondire l'argomento poiché esula dagli scopi perseguiti, ci si limita a dire che la prima condizione limita la scelta ai modelli dell' ECMWF e UKMO che sono peraltro differenti:

infatti, l'ECMWF utilizza un modello meteorologico globale con una risoluzione che cresce gradualmente nel tempo e, per quanto riguarda il moto ondoso utilizza il modello WAM di terza generazione in due versioni differenti, la prima valida a livelli globale e la seconda specifica per il Mar Mediterraneo e successivamente estesa all'area Nord Atlantica con una risoluzione molto più alta; l'UKMO invece utilizza due versioni dei propri modelli meteorologici, una a livello globale e l'altra, con una risoluzione più elevata, per l'area Europea. Questo stesso approccio è usato per i modelli di moto ondoso che sono anch'essi in due versioni con differenti risoluzioni e che essendo, comunque, dei modelli di seconda generazione hanno la particolarità di utilizzare un limitato numero di frequenze per risolvere lo spettro d'onda.

L'ISMAR ha condotto lunghi studi circa la compatibilità dei dati forniti dall'ECMWF e l'UKMO e in particolare, con l'ausilio di una comparazione sulla raccolta di 3 anni di dati, è riuscita a stabilire l'affidabilità dei due modelli di moto ondoso e vento estrapolando le seguenti conclusioni:

- i risultati ottenuti per la velocità del vento sono paragonabili;
- l'UKMO commette qualche piccolo errore sulla stima dell'altezza d'onda, ma con una grande dispersione;
- l'UKMO dà scarsi risultati nella stima del tempo di picco T_P a causa dell'esiguo numero di frequenze considerate.

Le considerazioni suddette hanno indirizzato la scelta finale verso il modello ECMWF che è, appunto, la sorgente ufficiale dei dati usati per realizzare il MEDATLAS.

I.1.2 – CALIBRAZIONE E VALIDAZIONE DEI DATI

La calibrazione dei dati registrati dal satellite TOPEX è stata operata correggendo l'altezza dell'onda significativa H_S e la velocità del vento con l'ausilio di specifiche relazioni, ciascuna dedotta dalla comparazione con i dati misurati dalle boe ondometriche (Cotton et al 1997, Lefèvre e Cotton 2001), come di seguito riportate:

$$H_{S,Corr} = 1,052 \cdot H_{S,gdr} - 0,094$$

$$U_{10,Corr} = 0,87 \cdot U_{10,gdr} + 0,68$$

Per quanto riguarda i satelliti ERS sono state utilizzate le seguenti relazioni di regressione dovute a Queffeulou (1994, 1996):

$$H_{S, \text{Corr}} = 1,32 \cdot H_{S, \text{fdp}} - 0,72 \quad \text{per l'ERS1}$$

$$H_{S, \text{Corr}} = 1,09 \cdot H_{S, \text{fdp}} - 0,12 \quad \text{per l'ERS2}$$

I dati rilevati dai satelliti sono stati calibrati usando studi globali, mentre una ulteriore validazione dei dati altimetrici nel Mar Mediterraneo, è stata condotta con l'ausilio delle boe ondametriche e dei dati relativi all'altezza d'onda. Lo scopo di queste operazioni è stato quello di comparare i dati delle boe ondametriche con quelli dei satelliti, ma, stante che non si avevano dalle boe dati circa la velocità del vento, si è potuta comparare solo l'altezza dell'onda significativa H_S .

Per rendere possibile questa comparazione è necessaria una procedura di organizzazione e modulazione dei dati nel tempo e nello spazio che si può ottenere solo con una certa approssimazione che, peraltro è diversa nel tempo T , nello spazio S e per differenti intervalli dell'altezza d'onda, H ; quindi, queste tre quantità sono state scelte come parametri. I dati delle 15 boe installate nel Mediterraneo e quelli dei satelliti sono stati sistemati ed elaborati dopo aver implementato degli strumenti di analisi al fine di ottenere:

- un database contenente tutti i dati;
- un mezzo capace di eseguire una comparazione dei dati con differenti set dei parametri suddetti;
- uno strumento capace di elaborare statisticamente questi dati.

La conclusione di queste lunghe e complesse elaborazioni ha permesso di stabilire che non c'era alcun bisogno di una ulteriore calibrazione dei dati da satellite.

I.1.3 – LA SELEZIONE DEI PUNTI DELL'ATLANTE

Le statistiche del vento e delle onde sono state fornite, come cennato, sulla base dieci anni di rilevamento di dati per tre differenti risoluzioni:

- la risoluzione avanzata, comprende 935 punti ed è stata usata per elaborare le mappe delle distribuzioni statistiche (figura I.2);
- la risoluzione media, tiene conto di 239 punti ed è stata utilizzata per preparare le statistiche puntuali incluse nella versione elettronica dell'Atlante (figura I.3);
- la risoluzione grezza, si compone di 129 punti e con essa sono state elaborate le statistiche puntuali incluse nella versione cartacea dell'Atlante.

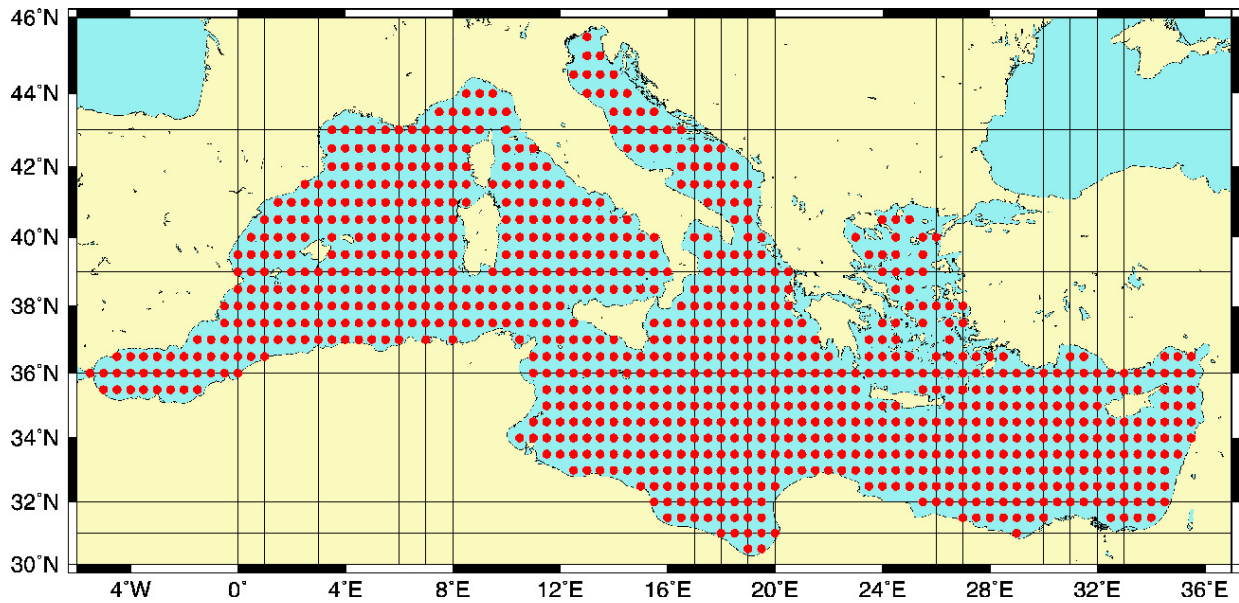


Figura I.2 - MEDATLAS, risoluzione avanzata

- Available WAM datapoints
- Selected WAM datapoints for the Electronic Version (Fine Selection)
- ◆ Selected WAM datapoints for the Printed Version (Coarse Selection)

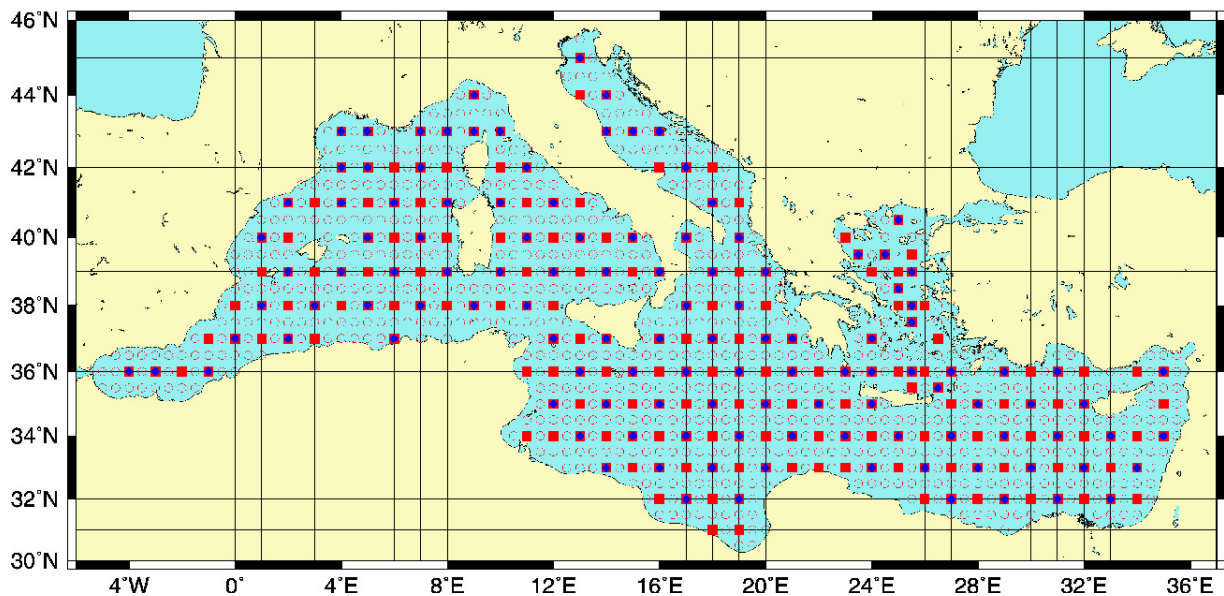


Figura I.3 - MEDATLAS, risoluzione media

La conclusione è semplice, forse addirittura banale, ma certamente vera: nessuna misura o modello matematico è perfetto e non bisogna dimenticare che i risultati ottenuti sono comunque una rappresentazione, anche se molto avanzata, della realtà ma che, d'altro canto, l'Atlante è la miglior fonte di dati reperibile oggi per il Mar Mediterraneo.

I.1.4 - CLIMA ONDOSO AL LARGO DI TERMINI IMERESE

I.1.4.1 - ESTRAZIONE DEL CLIMA DAL MEDATLAS

Per la caratterizzazione del clima ondoso al largo di Termini Imerese si è fatto riferimento al punto di coordinate 39°N, 14°E evidenziato in figura I.4.

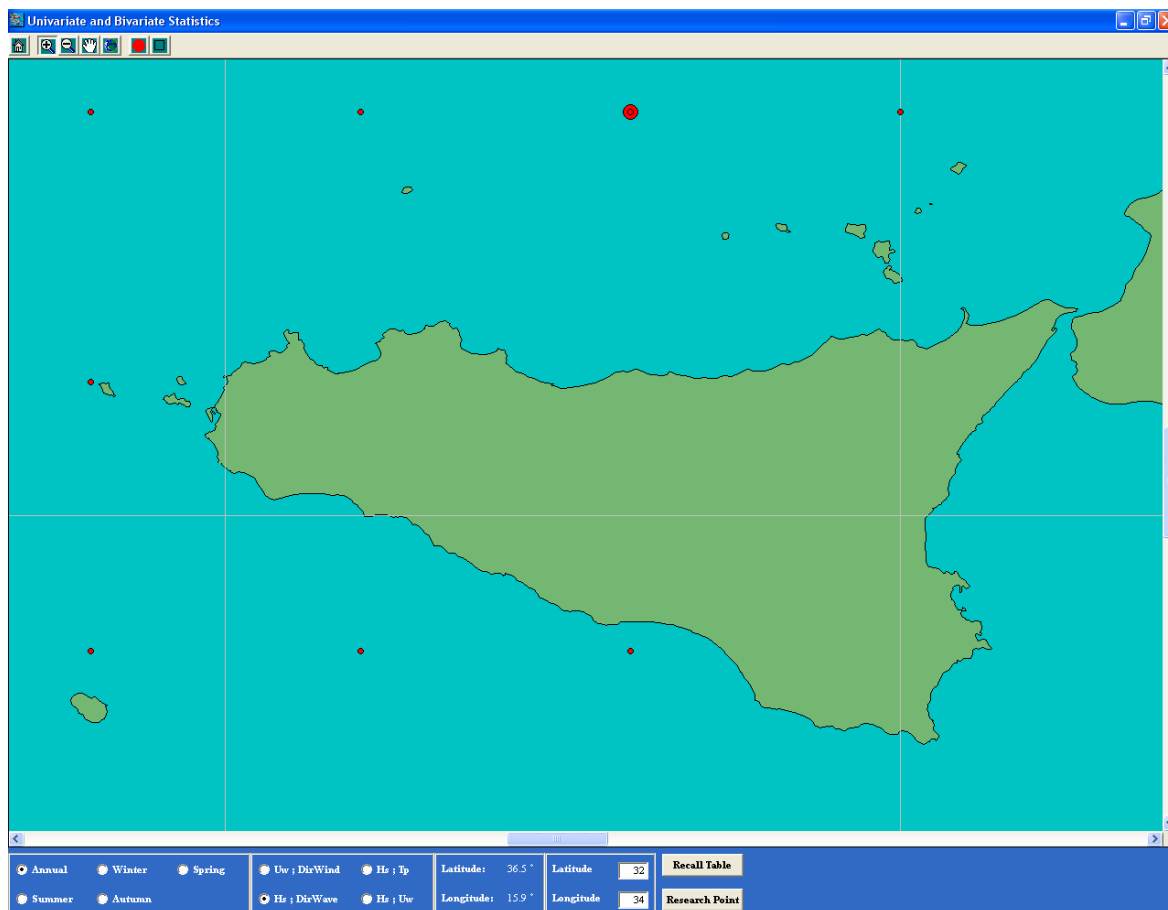


Figura I.4 - Punto del MEDATLAS selezionato per l'analisi del clima ondoso al largo

Dall'Atlante è possibile estrarre la tabella I.3 che fornisce la frequenza delle onde significative per assegnata altezza e direzione. È possibile fornire una rappresentazione grafica del clima ondoso tramite una rosa riportata in figura I.5.

Hs (m) Dir. (°N)	0.00 - 0.25	0.25 - 0.50	0.50 - 0.75	0.75 - 1.00	1.00 - 1.25	1.25 - 1.50	1.50 - 1.75	1.75 - 2.00	2.00 - 2.50	2.50 - 3.00	3.00 - 3.50	3.50 - 4.00	4.00 - 5.00	5.00 - 6.00	6.00 - 7.50	7.50 - 9.00	9.00 - 10.00	Totale
0	1	2	2	1	1	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	10
15	2	2	2	1	2	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	13
30	2	2	2	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10
45	1	1	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5
60	1	2	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5
75	1	3	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7
90	1	2	3	2	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10
105	1	2	3	2	2	2	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14
120	1	3	4	3	2	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	16
135	1	2	4	2	2	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	13
150	0	2	2	2	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9
165	0	2	2	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8
180	1	1	2	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8
195	1	2	3	2	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11
210	1	4	4	3	3	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	19
225	11	7	5	5	3	2	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	36
240	14	11	8	5	5	2	2	2	2	1	1	0	0	0	0	0	0	53
255	14	20	21	18	13	9	7	5	10	6	3	2	1	0	0	0	0	129
270	21	32	28	22	16	11	8	7	9	6	3	1	1	1	0	0	0	166
285	17	28	25	18	12	9	6	4	6	3	2	1	1	0	0	0	0	132
300	17	32	27	13	9	7	5	3	2	2	1	1	1	0	0	0	0	120
315	30	41	21	7	3	2	2	1	2	1	1	0	0	0	0	0	0	111
330	21	20	8	5	2	1	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	60
345	7	7	5	2	3	1	2	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	30
Totale	167	230	185	118	88	57	42	27	40	20	11	5	4	1	0	0	0	995

Tabella I.3 - Distribuzione del clima d'onda al largo per classi di Hs e direzione di provenienza

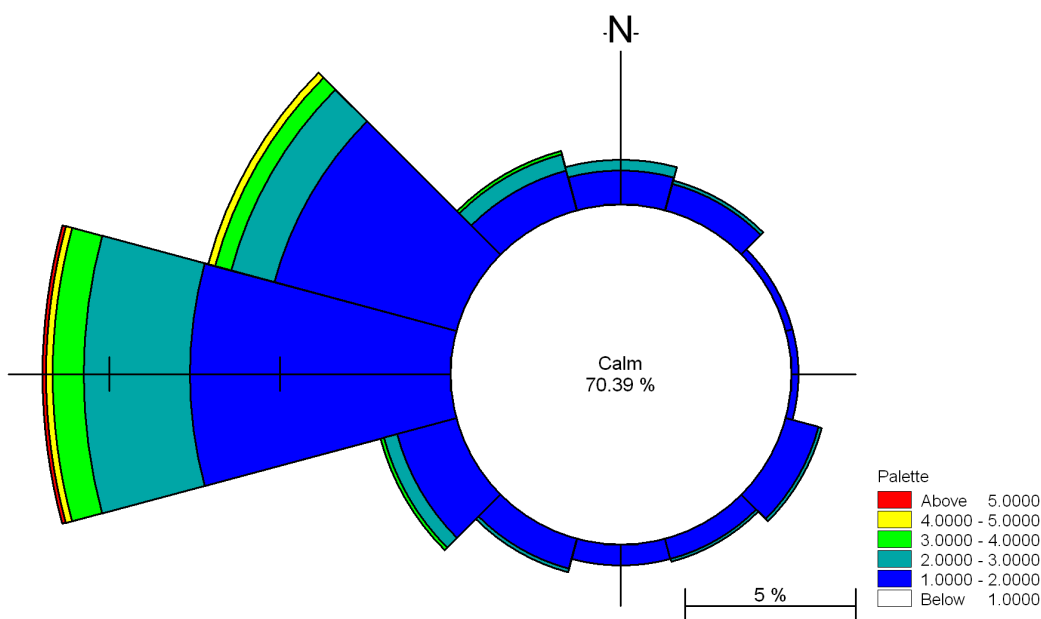


Figura I.5 -Clima ondoso al largo

Dall'analisi dei dati sopra riportati è possibile trarre le seguenti considerazioni di carattere generale:

- la maggior parte degli eventi registrati proviene dal settore 255°N – 315°N;
- gli eventi caratterizzati dai più elevati valori di altezza d'onda si mostrano da ponente e maestrale; infatti, le onde con altezza d'onda superiore a 5 m provengono dal settore 255°N – 285°N;

I.1.5 - L'ELABORAZIONE STATISTICA DELLE ONDE ESTREME

Nell'ambito della progettazione di strutture esposte all'azione diretta del moto ondoso è necessario definire, mediante un approccio statistico, l'altezza d'onda H_s di assegnato rischio. Quest'ultimo è per comodità tradizionalmente espresso mediante la grandezza tempo di ritorno T , indicata in anni. La grandezza geometrica lineare $H_{s,T}$ rappresenta pertanto l'altezza d'onda con tempo di ritorno T , ossia l'onda che viene mediamente raggiunta o superata una volta ogni T anni.

Per determinare le altezze d'onda di assegnato tempo di ritorno è necessario condurre una procedura di inferenza statistica su una serie ondometrica; a partire da una serie si può, cioè,

stimare la curva di probabilità cumulata (cdf) empirica e su questa si può fittare una distribuzione teorica, del tipo Gumbell o Weibull. Nel caso in esame non si dispone della serie ondometrica originaria dei dati bruti, ma questi sono già elaborati in termini di frequenza relativa (cfr. tabella I.3). Si precisa che ai fini della determinazione delle relazioni tra altezza e tempo di ritorno verranno esclusi dalle elaborazioni le altezze significative inferiori a 1.5 m, così come raccomandato dal Boccotti¹.

La conoscenza della frequenza relativa delle onde consente di tracciare la cdf empirica omnidirezionale tramite una semplice plotting position; a tal fine si è assunta quella raccomandata da Goda che è del tipo:

$$F = 1 - (m - \alpha) / (N_T + \beta)$$

dove $m = 1, 2, \dots, N_1$ ($m=1$ indica il più piccolo valore dei dati sperimentali ordinati in ordine crescente) e $\alpha=0,44$, $\beta=0,12$ se si utilizza la distribuzione di Gumbel; se, viceversa, si adotta la distribuzione di Weibull risulta invece $\alpha=0,2+0,27/k^{0,5}$, $\beta=0,2+0,23/k^{0,5}$.

Sulla cdf empirica è stata adattata la distribuzione di Gumbell, che ha forma:

$$F(H_s | H_s \geq H_0) = \exp[-\exp[-(H_s - b)/a]]$$

dove i parametri a e b si ottengono col metodo dei momenti.

In figura I.6 viene riportato il confronto tra la cdf empirica e la curva teorica di Gumbell a proposito della quale si osserva il buon adattamento generale ai dati osservati.

¹ Boccotti, Costruzioni marittime, 2000 Utet.

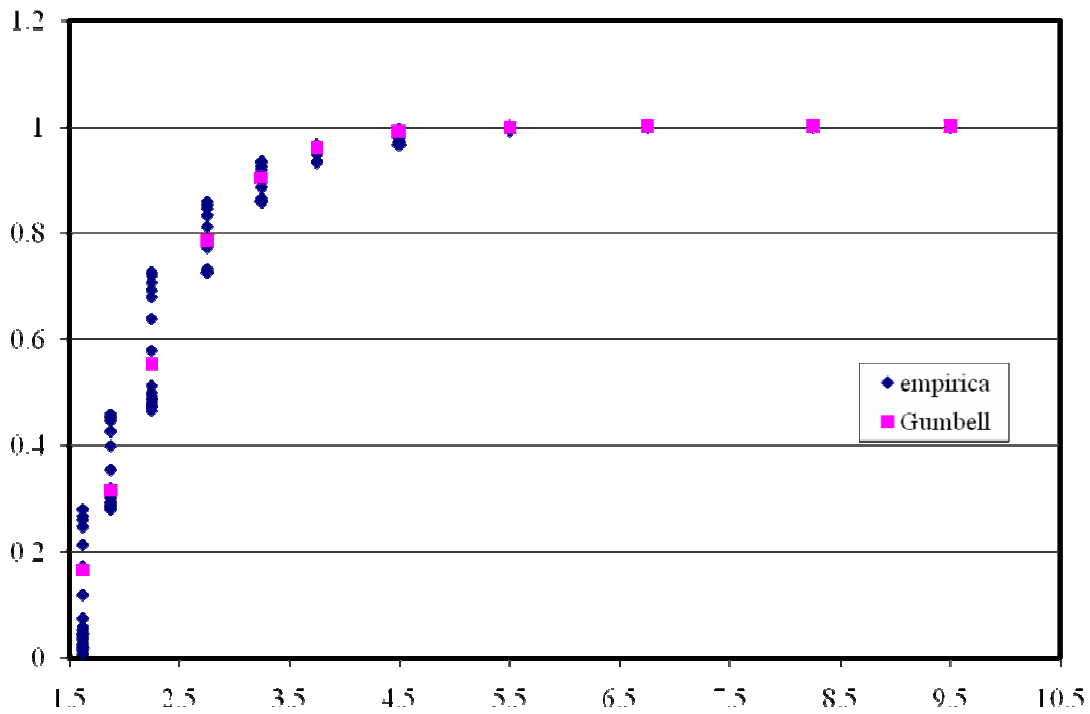


Figura I.6 - Confronto tra cdf empirica e curva teorica di Gumbell

Si rileva che esiste una tendenza a sottostimare la frequenza di eventi di bassa altezza d'onda, mentre all'aumentare di quest'ultima la legge teorica ben approssima i dati reali. Considerando che lo scopo di queste elaborazioni è appunto quello di legare altezze e tempi di ritorno per alti valori di questo, e quindi per altezze d'onda ragguardevoli, l'adattamento tra dati misurati e legge teorica si ritiene soddisfacente.

La legge di Gumbell che è stata ricavata pocanzi consente di legare ad assegnata altezza d'onda una frequenza di non superamento, o in altri termini un tempo di ritorno. Nella figura I.7 viene rappresentato il legame funzionale tra altezza d'onda e tempo di ritorno in condizioni omnidirezionali al largo di Termini Imerese, mentre nella tabella I.4 si riportano i valori di altezza d'onda in funzione del tempo di ritorno.

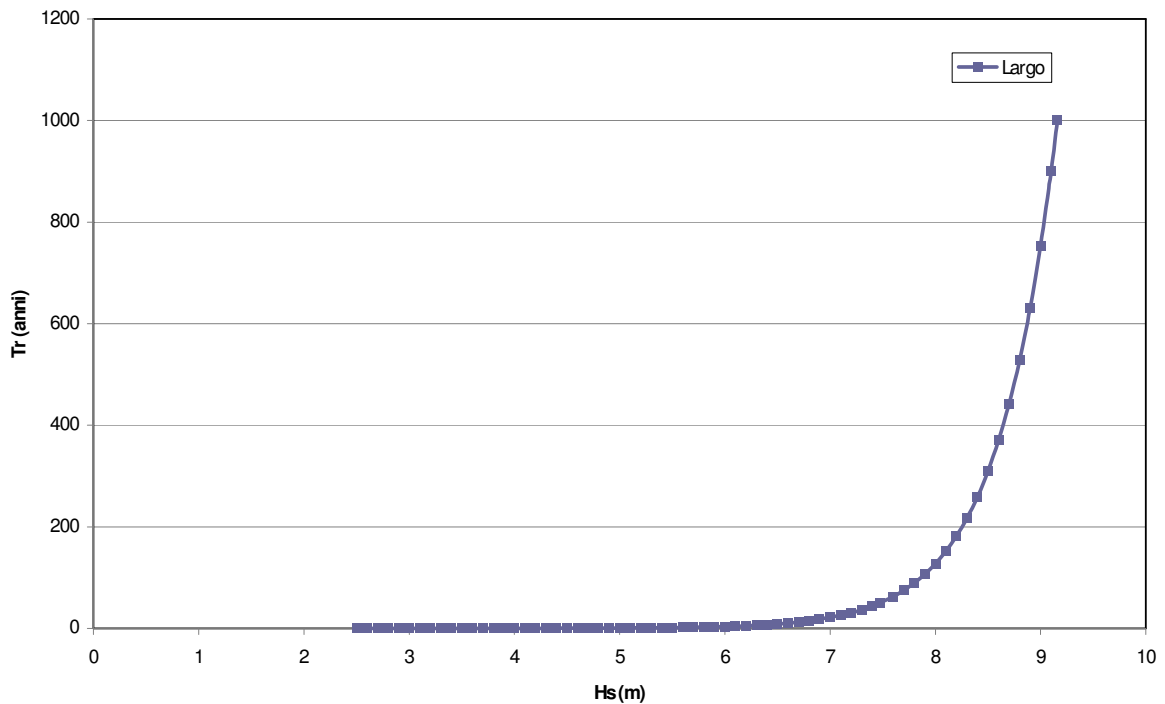


Figura I.7 - Relazione tra altezza significativa e tempo di ritorno al largo di Termini Imerese

Tempo di ritorno	H_s (m)
5	6.178
10	6.568
15	6.796
20	6.958
25	7.084
50	7.474
100	7.863
150	8.092

Tabella I.4 – Valori estremi omnidirezionali al largo di Termini Imerese

I.1.6 - IL PERIODO

Come è noto la rappresentazione degli stati di mare deve essere effettuata in termini stocastici e, pertanto, attraverso l'introduzione della funzione densità spettrale di energia.

Senza addentrarsi nel merito di complesse relazioni, in questa sede si ricorda soltanto la seguente espressione che lega l'altezza d'onda significativa, H_s , al periodo di picco, T_p :

$$T_p = a H_s^{0,5}$$

dove, nella fattispecie, per a si assume il valore 4,00.

Qualunque altra condizione può essere facilmente ricavata dall'applicazione della formula dianzi trascritta.

I.2 – ONDAMETRO RON DI CAPO GALLO

I.2.1 – DATI ONDAMETRICI

La boa appartenente alla Rete Ondametrica Nazionale (RON) ubicata al largo di Capo Gallo (PA), oltre ad essere molto vicina al sito in esame è anche caratterizzata da un numero sufficiente di dati ondametrici e presenta la stessa esposizione del sito in esame.

La boa si trova ad una latitudine di 38° 14' 60'' e ad una longitudine di 13° 19' 0.1''; ancorata su fondali dell'ordine di 100 metri, segue il movimento della superficie dell'acqua e permette di determinare l'altezza e la direzione delle onde.

Il dataset analizzato in questo studio è quello acquisito dal 1 gennaio 2004 al 15 ottobre 2007, che, seppur limitato nel tempo, ha permesso la ricostruzione del clima meteomarinico al largo.

I.2.2 – CLIMA ONDOSO AL LARGO DI TERMINI IMERESE

L'utilizzo di dati ondametrici per la determinazione del clima ondoso presuppone, come è noto, il controllo dell'affidabilità dei dati stessi, verificando che i due siti di riferimento, uno, relativo al punto dove è ubicata la stazione di misura ondametrica e, l'altro, relativo al punto al largo della località in esame siano caratterizzati dalla stessa esposizione climatica. A tal fine, si è proceduto alla caratterizzazione dei fetches geografici nei due siti in esame.

Si ricorda che il fetch è la porzione di superficie attraverso la quale si attua il fenomeno di trasmissione di energia dal vento al mare, e, di conseguenza la generazione delle onde.

La distanza geografica esigua tra la boa ed il paraggio in esame, e la corrispondenza tra i fetches geografici nei due luoghi considerati, consentono di assumere come identici i due climi ondosi.

Al fine di individuare la frequenza di accadimento di ogni singola classe di eventi, gli stati di mare registrati dalla boa ondametrica sono stati suddivisi in base al valore dell'altezza d'onda significativa ed alla direzione di provenienza.

Di seguito si riporta in figura I.10 un grafico polare in cui viene illustrato il clima ondoso rilevato nella suddetta stazione.

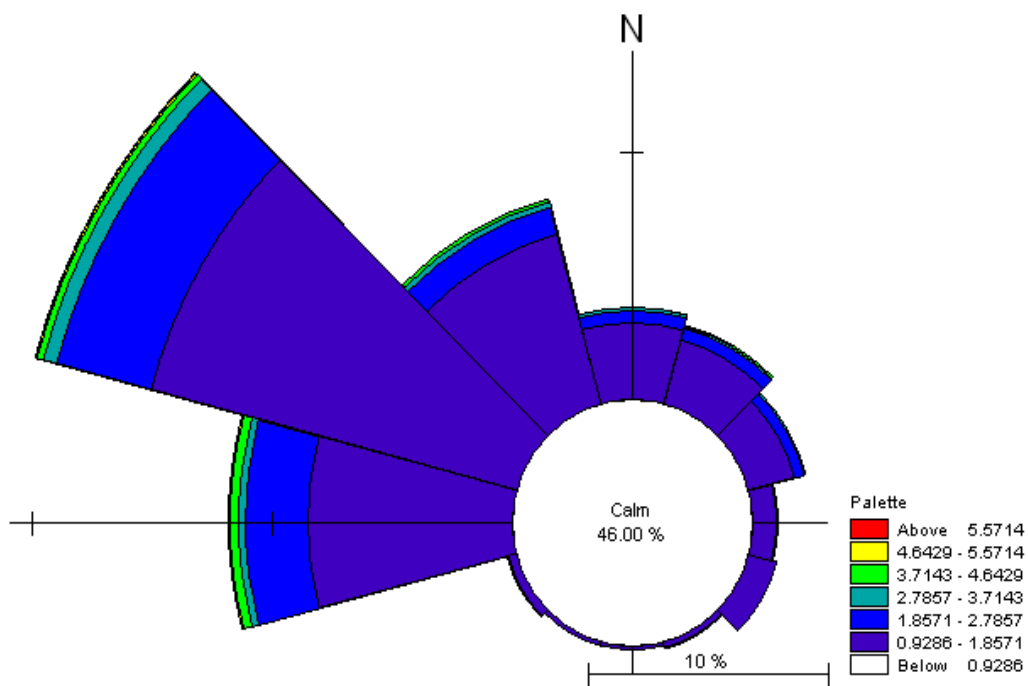


Figura I.10- Rosa della distribuzione direzionale degli eventi di moto ondoso al largo di Termini Imerese

Per completezza, in tabella I.5, viene riportato il clima ondoso anche in termini numerici.

Dall'analisi del grafico e della tabella risulta evidente come i marosi più frequenti e quelli più intensi provengano dal IV quadrante, e in particolare dalla direzione 300°N.

Hs (m)	<=0.5	<=1	<=1.5	<=2	<=2.5	<=3	<=3.5	<=4	<=4.5	<=5	<=5.5	<=6	<=6.5	<=7	<=7.5	<=8	>10	Totale
0	1119	1062	629	235	85	60	38	7										3235
15	928	890	599	233	116	79	23	10	1									2879
30	752	787	410	153	64	20	15	13	3	2	2							2221
45	690	675	438	92	51	57	21	4										2028
60	458	681	351	148	72	46	18	1	2							1		1778
75	390	603	225	26	19	12	4											1279
90	232	430	256	26	6								1				1	952
105	103	219	317	33	3													675
120	63	116	250	33	5	1		1										469
135	24	60	86	6	1	3	2	2	1									185
150	15	24	43	3		3	1		1			1						91
165	8	17	33	5	2	1		4					1					71
180	11	12	38	1	1	2												65
195	9	12	38	4	3	2	1	1	1									71
210	10	12	55	1	2	1	3	1										85
225	19	27	58	13	2	3	1		2		1		1					127
240	19	66	103	25	2	1	1	2	3			1						223
255	86	216	537	209	61	27	7	1										1144
270	254	820	2332	1406	846	413	166	121	49	23	3	1						6434
285	550	1374	2927	1821	788	432	183	71	13	7	10	7	1		1			8185
300	804	1394	2249	1285	658	272	122	46	16	7	5	7	1			1		6867
315	1104	1681	1721	700	305	129	80	31	24	9	4	3	1	1				5793
330	1316	1614	940	365	111	55	30	11	5	2	1		2					4452
345	1309	1094	518	228	87	54	14	2			1				1			3308
Totale	10273	13886	15153	7051	3290	1673	730	329	121	50	27	20	8	1	2	2	1	52617

Tabella I.5- Distribuzione del clima d'onda al largo per classi di Hs e direzione di provenienza

I.2.3 - L'ELABORAZIONE STATISTICA DELLE ONDE ESTREME

La metodologia, attualmente ritenuta lo schema di analisi più efficiente ed accurato (Goda, 1988), per definire l'altezza d'onda H_s di assegnato rischio è quello detto della serie di durata parziale sopra soglia o seguendo la terminologia anglosassone metodo POT (Peaks Over Threshold).

I.2.3.1 - IL METODO POT

Il metodo POT consiste nello schematizzare il fenomeno ondoso tramite il processo estrattivo dei massimi locali delle mareggiate che superano un'altezza di soglia H_0 prestabilita e nel valutare le caratteristiche temporali con cui le mareggiate si manifestano. Le componenti del processo temporale utilizzate nel metodo POT sono rappresentate dall'intervallo tra due eventi successivi, dal valore del colmo della mareggiata e dal valore della soglia. Il processo dei massimi locali può essere considerato come un processo di variabili aleatorie equidistribuite ed indipendenti, la realizzazione delle quali è governata da un contatore casuale. Se si ipotizza che tale contatore, cioè il numero atteso di tempeste in ogni anno durante le quali è superata la soglia prescelta, sia rappresentabile statisticamente mediante la distribuzione di Poisson, il processo puntuale associato alle eccedenze della soglia H_0 è descritto da:

$$P(Na=n) = \lambda^n \cdot \exp^{-\lambda} / n!$$

dove $\lambda = \hat{\lambda} = N/M$ è il numero medio di eccedenze per anno, con N numero totale di superamenti ed M numero di anni di osservazione; la relazione $H_{s,T}$ T, in tal senso, risulta definita in forma implicita come:

$$F(H_{s,T} | \geq H_0) = 1 - 1/\hat{\lambda} \cdot T$$

Assegnato un prefissato valore di T per risolvere il problema occorre, quindi, determinare il valore di H_s cui corrisponde il valore della funzione di distribuzione fornito dalla precedente relazione. Si noti che tale ultima espressione è in generale comunque valida, indipendentemente dal processo puntuale associato, qualora si prescindano dall'indagare il processo di superamento della soglia H_0 come un problema stocastico, ma se ne consideri unicamente l'aspetto statistico, assumendo genericamente che H_0 venga superato $\hat{\lambda}$ volte nell'anno. In particolare, se si assume per $F(\cdot)$, come ampiamente utilizzato nella letteratura specifica, la seguente distribuzione esponenziale:

$$F(H_s | H_s \geq H_0) = 1 - \exp[-(H_s - H_0)/\beta]$$

si ottiene:

$$H_{s,T} = H_0 + \beta^\wedge \ln \lambda^\wedge + \beta \ln T \quad (4)$$

che esprime in maniera esplicita il legame tra l'altezza d'onda e il tempo di ritorno e dove l'apice indica che β^\wedge e λ^\wedge sono parametri stimati a partire dai valori sperimentali. Il parametro β , nell'ipotesi di fissare a priori valore di H_0 è fornito dall'espressione:

$$\beta^\wedge = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (H_{s,i} - H_0)$$

che rappresenta non solo la stima a massima verosomiglianza ma anche quella ricavabile tramite il metodo dei momenti.

La varianza associata alla stima di $H_{s,T}$, indicatore dell'affidabilità della stima, risulta fornita da:

$$\text{Var}(H_{s,T}) = \frac{\beta^2}{N} \left[1 + (\ln \lambda^\wedge + \ln T)^2 \right]$$

Tramite la quale è possibile calcolare l'errore standard di stima $\sigma = \sqrt{\text{Var}(H_{s,T})}$ e la banda di confidenza, cioè la fascia entro la quale con assegnata probabilità è contenuto il valore reale ma incognito di $H_{s,T}$. Facendo riferimento alla probabilità del 95%, tale valore è infatti compreso nell'intervallo ottenuto come $H_{s,T} \pm 2\sigma$.

Le espressioni sopra riportate sono peraltro valide unicamente nel caso che la soglia H_0 sia fissata a priori; qualora invece si stimi H_0 direttamente a partire dai dati le espressioni precedenti risultano leggermente modificate.

Se risulta applicabile lo schema Poisson-esponenziale si può inoltre dimostrare che la valutazione delle condizioni estreme è equivalente ad ipotizzare una distribuzione del primo tipo, nota come distribuzione di Gumbell:

$$F(H_s | H_s \geq H_0) = \exp[-\exp[-(H_s - b)/a]]$$

dove i parametri a e b si ottengono come $a = \beta^\wedge$ e $b = H_0 + \beta^\wedge \ln \lambda^\wedge$. Si può pertanto asserire che mediante il metodo POT è possibile giungere per via analitica all'identificazione della legge probabilistica per l'estrapolazione dei massimi annuali.

La metodologia di analisi esposta, fondamentale analoga a quella presentata da Goda², nella quale si elabora una serie di N_1 eventi estratti superiormente da un campione totale di N_T dati rappresentativi della popolazione. In generale N_T è costituito dal numero totale di mareggiate intense

² Goda, Y : "A review on statistical interpretation of wave data" Rep. Port and Harbour Res. Inst. Vol.18, n.1, 1979.

registrate durante il periodo di osservazione mentre N_1 indica il numero di episodi all'interno del campione N_T dove è stata superata una soglia prefissata H_c . In pratica il campione totale di N_T è ottenuto con riferimento al superamento di una soglia H_c mentre gli episodi effettivamente utilizzati per stimare i parametri della distribuzione statistica adottata sono ottenuti estraendo dal campione precedente quelli che superano la soglia H_c .

In aggiunta a quanto sopra, in relazione al contenuto del successivo paragrafo si ricorda, in aggiunta alla già citata distribuzione di Gumbel e quella di Weibull a tre parametri:

$$F(H_s) = 1 - \exp[-((H_s - b)/a)^k]$$

dove a è il parametro di scala, b il parametro di locazione e k il parametro di forma.

1.2.3.2 - I METODI DI STIMA DEI PARAMETRI E LA BONTÀ DELL'ADATTAMENTO

Per adattare la distribuzione teorica prescelta ai dati sperimentali osservati occorre determinare i parametri incogniti che definiscono la distribuzione stessa; i metodi di fittaggio, detti anche di stima, generalmente utilizzati sono tre: il metodo di massima verosomiglianza ML (Maximum Likelihood), quello dei momenti ed il metodo dei minimi quadrati.

Il metodo della massima verosomiglianza impone che i parametri stimati massimizzano la funzione di verosomiglianza e fornisce stime non distorte ed efficienti; l'efficienza di uno stimatore è definita dal rapporto tra la varianza di stima ottenibile e quella della stima effettuata. Tale metodo è inoltre affidabile in quanto non produce risultati affetti da errore quando la distribuzione sperimentale differisce dal modello teorico o contiene dati anomali (outliers). Stime a massima verosomiglianza possono, tuttavia, essere effettuate nel caso della distribuzione di Weibull solo se il parametro di forma k , è maggiore di 2; in genere, nel caso delle onde significative estreme, k risulta però compreso tra 1 e 2, il che preclude l'utilizzo dello stimatore ML. Per la distribuzione di Gumbel non sussiste invece limitazione alcuna.

Il metodo dei momenti, che consiste nell'eguagliare i momenti statistici di vario ordine (media, varianza, etc) della distribuzione teorica ai momenti osservati, sperimentalmente risulta meno efficiente e le stime possono essere distorte o non distorte in base alla distribuzione considerata. Inoltre tale metodo non può essere applicato nel caso di serie tronche, quali quelle ottenibili dall'analisi POT.

Il metodo dei minimi quadrati, forse quello più ampiamente utilizzato nella pratica anche se meno efficiente e più sensibile alla presenza di outliers, non pone, infine, vincoli di alcun tipo e

risulta quello più facilmente implementabile. I coefficienti incogniti sono calcolati per regressione minimizzando lo scarto tra la funzione di distribuzione teorica e la funzione di distribuzione sperimentale.

Quest'ultima è ottenuta assegnando un idoneo livello di probabilità PP (plotting position) ai valori osservati. La plotting position raccomandata da Goda³ è del tipo:

$$F = 1 - (m - \alpha) / (N_T + \beta)$$

dove $m = 1, 2, \dots, N_1$ ($m=1$ indica il più piccolo valore dei dati sperimentali ordinati in ordine crescente) e $\alpha=0,44$, $\beta=0,12$ se si utilizza la distribuzione di Gumbel. Se si adotta la distribuzione di Weibull risulta invece $\alpha=0,2+0,27/k^{0,5}$, $\beta=0,2+0,23/k^{0,5}$.

Per valutare la bontà dell'adattamento e scegliere tra varie distribuzioni quella migliore, si può ricorrere sia al confronto visivo, sia ad indicatori della qualità del fittaggio come il coefficiente di determinazione, sia a test statistici veri e propri. Una particolare attenzione va posta all'analisi degli outliers, dati anomali che, soprattutto nel caso di stima ai minimi quadrati, possono alterare sensibilmente i risultati ottenuti. In generale è buona norma non eliminare a priori tali valori ma piuttosto analizzare in dettaglio perché o in quali situazioni si presentano nel campione sperimentale.

Per fini applicativi è inoltre importante ricordare che la metodologia di stima adottata gioca un ruolo secondario rispetto sia alle incertezze insite nelle misure sia soprattutto alla dimensione del campione disponibile, perché la stessa serie sperimentale di dati ondometrici analizzata indipendentemente con metodi e distribuzioni diverse conduce a stime con tempo di ritorno di 100 anni che differiscono per meno del 10%.

1.2.3.3 - LA DETERMINAZIONE DEL VALORE DI SOGLIA

L'individuazione del valore di soglia H_0 da utilizzare nel processo di selezione dei massimi locali rappresenta la scelta più delicata e determinante per l'attendibilità delle estrapolazioni statistiche. Le ipotesi di base precedentemente ricordate presuppongono, infatti, l'omogeneità dei dati costituenti il campione e l'indipendenza stocastica dei massimi locali. Per verificare se l'ipotesi di omogeneità è sufficientemente soddisfatta, è bene effettuare una preventiva analisi delle serie temporali per saggiare l'opportunità di eliminare eventi medio bassi, seppur superiori alla soglia, generati da fenomeni di brezze locali, oppure se risulta preferibile effettuare l'analisi su base

³ Ibidem.

stagionale. Analogamente, quando possibile, è buona norma suddividere il campione in base alle sue caratteristiche direzionali per evitare di mescolare eventi sperimentali generati da condizioni di fetch molto diverse.

Per assicurare l'indipendenza tra due eventi consecutivi è inoltre utile ricorrere all'utilizzo combinato di vari criteri quali: l'attenuazione intermedia dell'onda al di sotto di un valore prefissato⁴; un intervallo temporale tra due picchi superiore a 48 ore; una deviazione della direzione media di provenienza di almeno 60 gradi. Nel caso si utilizzi la già citata procedura proposta da Goda è, invece, opportuno variare caso per caso il valore di troncamento H_c della serie in base al quale estrarre dall'insieme NT di campioni un sottoinsieme superiore NI di almeno 30-50 dati.

1.2.3.4 - LA DURATA DEGLI EVENTI ONDOSI ESTREMI

Un'altra importante caratteristica degli eventi ondosi estremi di interesse progettuale è la loro durata, ossia la probabilità di permanenza dello stato di mare al di sopra di un'altezza di soglia H_0 . Le elaborazioni a tal riguardo sono purtroppo poco numerose e solo recentemente, grazie alla maggior disponibilità di dati, sono state completate indagini specifiche.

E' sufficiente in questa sede ricordare che il processo può essere analizzato in maniera concettualmente analoga all'elaborazione dei valori estremi già descritta. Si individua infatti il numero di eventi indipendenti al di sopra di una soglia prefissata e di ogni evento si calcola la relativa durata. Si ipotizza, quindi, che la probabilità del numero di eventi in ogni anno sia rappresentato da una distribuzione di Poisson con numero medio annuo atteso di λ eventi e si verifica se la durata degli eventi sopra soglia è interpretabile statisticamente mediante una distribuzione esponenziale:

$$f(t) = \lambda \cdot \exp(-\lambda t) \quad t \geq 0$$

$$F(t) = 1 - \exp(-\lambda t) \quad t \geq 0$$

dove λ è stimato come l'inverso della durata media degli eventi sopra soglia. La $f(t)$ esprime in particolare la probabilità del verificarsi di un evento sopra soglia di durata t , mentre la $F(t)$ rappresenta la probabilità cumulata, la probabilità cioè che l'evento abbia una durata minore o uguale a t .

⁴ Usualmente si assume il valore di altezza d'onda pari ad 1,00 m.

Nella fattispecie potrà assumersi la seguente funzione che, nell'ipotesi di mareggiata triangolare equivalente, meglio correla i dati disponibili:

$$t(H) = t_{10}(1,11-0,11xH/H_{10}).$$

Questa consente di calcolare il valore medio delle durate di assegnata altezza H, note che siano le 10 mareggiate più forti verificatesi nella località durante gli anni di osservazione.

1.2.3.5 L'ESITO DELLE ANALISI

Gli stati di mare, caratterizzati da una altezza d'onda significativa Hs superiore alla soglia individuata, sono stati oggetto di una elaborazione statistica al fine di ricavare, secondo note funzioni probabilistiche, le caratteristiche del moto ondoso da associare ad assegnati tempi di ritorno. Le leggi adottate di distribuzione di probabilità cumulata di non superamento sono quella di Gumbel e di Weibull. Si vuole rimarcare come l'analisi eseguita sulla serie ondometrica, seppur rigorosa dal punto di vista statistico, risulta limitata in efficacia dalla esiguità dei dati osservati. Le valutazioni che seguono debbono quindi ritenersi valide sotto le accezioni innanzi dettate.

I risultati di tale studio sono riportati nella tabella I.6, che mostra i valori estremi omnidirezionali delle altezze d'onda significative al largo al variare del tempo di ritorno.

TEMPO DI RITORNO	GUMBEL		WEI (.75)		WEI(1.0)		WEI(1.4)		WEI(2.0)	
	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic
1	3.884	0.316	3.693	0.451	3.882	0.512	3.991	0.445	4.068	0.353
2	4.456	0.405	4.327	0.675	4.557	0.760	4.614	0.619	4.644	0.452
5	5.189	0.547	5.238	1.039	5.465	1.177	5.387	0.904	5.318	0.613
10	5.735	0.669	5.971	1.360	6.166	1.554	5.946	1.157	5.786	0.756
15	6.053	0.748	6.415	1.564	6.580	1.798	6.266	1.320	6.048	0.847
20	6.279	0.806	6.735	1.716	6.877	1.981	6.490	1.442	6.230	0.915
25	6.453	0.852	6.986	1.838	7.108	2.128	6.663	1.540	6.369	0.969
50	6.995	1.004	7.783	2.237	7.835	2.617	7.195	1.863	6.791	1.148
100	7.535	1.168	8.600	2.668	8.573	3.150	7.720	2.213	7.200	1.341
150	7.852	1.269	9.087	2.933	9.010	3.483	8.025	2.430	7.435	1.460
250	8.250	1.402	9.708	3.281	9.566	3.922	8.408	2.716	7.727	1.617
500	8.790	1.592	10.564	3.777	10.332	4.554	8.925	3.125	8.118	1.841
1000	9.331	1.791	11.432	4.301	11.109	5.226	9.440	3.559	8.503	2.078

Hs altezza significativa in m
Ic intervallo di confidenza in m

Tabella I.6 - Eventi estremi omnidirezionali al largo di Termini Imerese

Si è, altresì, condotta l'indagine assumendo alcune falde di provenienza aventi direzione bisettrice di 0°N, 30°N, 300°N e 330°N (tabelle I.7, I.8, I.9, I.10).

L'analisi relativa alla serie di mareggiate indipendenti mostra che la tradizionale distribuzione di Gumbel è in sostanziale accordo con quella terza (1,4) di Weibull, mentre la prima (0,75) e la seconda (1,00) porgono altezze d'onda significative leggermente maggiori solo per valori del tempo di ritorno molto alti; il contrario avviene con riguardo alla quarta (2,0) distribuzione di Weibull. Per tale motivo nel seguito si farà riferimento ai valori estremi delle altezze d'onda significative ottenute utilizzando la legge di Gumbel.

Dall'osservazione dell'analisi omnidirezionale degli eventi estremi al largo si nota che per tempo di ritorno 100 anni si ottiene un'altezza d'onda significativa di 7,535 m con la distribuzione di Gumbel ed un'altezza di 7.720 m con la terza di Weibull, mentre aumenta fino a raggiungere i valori di 8.600 m e 8.573 m applicando rispettivamente la prima e la seconda di Weibull, infine, assume il valore di 7.200 m per la quarta distribuzione di Weibull. Se si prende in esame il tempo di ritorno 500 anni si osserva un'altezza d'onda significativa di 8.790 m con la distribuzione di Gumbel ed un'altezza di m 8.925 con la terza di Weibull, un aumento fino ai valori di 10.564 m e 10.332 m applicando rispettivamente la prima e la seconda di Weibull e infine una riduzione a 8.118 m per la quarta distribuzione di Weibull, in accordo con quanto già detto sopra.

TEMPO DI RITORNO	GUMBEL		WEI (.75)		WEI(1.0)		WEI(1.4)		WEI(2.0)	
	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic
1	1.782	8.751	2.214	9.114	2.029	0.650	1.835	0.656	1.676	0.658
2	2.997	0.742	2.692	0.801	2.783	0.845	2.908	0.924	3.021	0.898
5	4.125	1.369	3.553	1.413	3.806	1.465	4.031	1.673	4.139	1.529
10	4.886	2.009	4.292	2.056	4.602	2.147	4.843	2.469	4.882	2.184
15	5.317	2.435	4.747	2.493	5.076	2.622	5.318	3.016	5.302	2.629
20	5.619	2.760	5.078	2.827	5.417	2.992	5.658	3.437	5.597	2.970
25	5.852	3.023	5.339	3.101	5.683	3.296	5.924	3.782	5.825	3.249
50	6.570	3.906	6.167	4.022	6.525	4.336	6.764	4.954	6.532	4.190
100	7.284	4.884	7.016	5.047	7.387	5.513	7.630	6.267	7.246	5.238
150	7.700	5.497	7.519	5.691	7.900	6.263	8.151	7.098	7.668	5.898
250	8.224	6.312	8.158	6.548	8.558	7.271	8.824	8.209	8.206	6.776
500	8.934	7.491	9.031	7.788	9.469	8.745	9.768	9.824	8.951	8.048
1000	9.644	8.751	9.906	9.114	10.401	10.339	10.748	11.560	9.713	9.409

Hs altezza significativa in m
Ic intervallo di confidenza in m

Tabella I.7 - Eventi estremi al largo di Termini Imerese – Settore di provenienza 330°N – 30°N

TEMPO DI RITORNO	GUMBEL		WEI (.75)		WEI(1.0)		WEI(1.4)		WEI(2.0)	
	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic
1	2.062	6.072	2.443	6.603	2.287	0.475	2.117	0.479	1.971	0.480
2	3.014	0.537	2.799	0.588	2.864	0.617	2.956	0.669	3.042	0.646
5	3.863	0.971	3.447	1.031	3.648	1.067	3.820	1.205	3.911	1.085
10	4.435	1.413	4.003	1.496	4.256	1.563	4.440	1.775	4.483	1.541
15	4.759	1.708	4.346	1.812	4.619	1.909	4.801	2.166	4.804	1.851
20	4.986	1.932	4.596	2.055	4.879	2.177	5.058	2.468	5.028	2.089
25	5.161	2.114	4.793	2.252	5.083	2.398	5.259	2.715	5.201	2.283
50	5.701	2.724	5.417	2.919	5.726	3.154	5.892	3.553	5.737	2.939
100	6.236	3.399	6.057	3.660	6.384	4.010	6.541	4.494	6.275	3.668
150	6.549	3.823	6.436	4.126	6.776	4.556	6.931	5.088	6.592	4.128
250	6.942	4.387	6.918	4.746	7.278	5.288	7.432	5.883	6.995	4.739
500	7.476	5.201	7.576	5.644	7.973	6.359	8.133	7.039	7.551	5.625
1000	8.008	6.072	8.236	6.603	8.684	7.518	8.859	8.282	8.119	6.573

Hs altezza significativa in m
Ic intervallo di confidenza in m

Tabella I.8 - Eventi estremi al largo di Termini Imerese – Settore di provenienza 0°N – 60°N

TEMPO DI RITORNO	GUMBEL		WEI (.75)		WEI(1.0)		WEI(1.4)		WEI(2.0)	
	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic
1	3.647	0.344	3.477	0.422	3.634	0.493	3.751	0.469	3.843	0.384
2	4.246	0.446	4.100	0.655	4.326	0.746	4.426	0.667	4.488	0.495
5	5.002	0.613	5.002	1.048	5.260	1.188	5.257	1.001	5.234	0.681
10	5.563	0.761	5.730	1.401	5.981	1.596	5.858	1.305	5.751	0.848
15	5.889	0.855	6.169	1.627	6.408	1.862	6.202	1.502	6.039	0.955
20	6.120	0.926	6.487	1.796	6.713	2.063	6.444	1.649	6.240	1.036
25	6.298	0.982	6.736	1.931	6.952	2.225	6.631	1.768	6.393	1.100
50	6.852	1.168	7.525	2.378	7.701	2.765	7.205	2.162	6.858	1.314
100	7.406	1.369	8.334	2.861	8.463	3.358	7.775	2.592	7.310	1.546
150	7.729	1.493	8.814	3.160	8.915	3.729	8.106	2.859	7.570	1.690
250	8.137	1.657	9.427	3.553	9.491	4.220	8.523	3.212	7.894	1.879
500	8.689	1.890	10.268	4.115	10.283	4.928	9.088	3.718	8.329	2.150
1000	9.242	2.137	11.120	4.708	11.089	5.684	9.654	4.256	8.759	2.437

Hs altezza significativa in m
Ic intervallo di confidenza in m

Tabella I.9 - Eventi estremi al largo di Termini Imerese – Settore di provenienza 270°N – 330°N

TEMPO DI RITORNO	GUMBEL		WEI (.75)		WEI(1.0)		WEI(1.4)		WEI(2.0)	
	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic
1	3.663	0.554	3.463	0.565	3.607	0.687	3.747	0.729	3.859	0.625
2	4.421	0.755	4.185	0.900	4.441	1.041	4.605	1.066	4.708	0.830
5	5.368	1.094	5.228	1.487	5.568	1.684	5.672	1.656	5.692	1.184
10	6.067	1.398	6.064	2.022	6.440	2.289	6.453	2.201	6.378	1.507
15	6.473	1.593	6.567	2.368	6.958	2.687	6.904	2.557	6.766	1.716
20	6.760	1.739	6.930	2.627	7.329	2.988	7.224	2.824	7.036	1.873
25	6.982	1.857	7.214	2.836	7.619	3.232	7.471	3.040	7.244	2.000
50	7.671	2.244	8.109	3.525	8.531	4.049	8.239	3.759	7.878	2.420
100	8.360	2.664	9.019	4.274	9.461	4.949	9.010	4.546	8.503	2.878
150	8.762	2.925	9.557	4.737	10.013	5.513	9.463	5.037	8.866	3.162
250	9.268	3.268	10.239	5.348	10.718	6.262	10.038	5.686	9.320	3.538
500	9.955	3.760	11.170	6.223	11.691	7.345	10.825	6.620	9.936	4.077
1000	10.642	4.280	12.104	7.148	12.682	8.503	11.623	7.614	10.552	4.649

Hs altezza significativa in m

Ic intervallo di confidenza in m

Tabella I.10 - Eventi estremi al largo di Termini Imerese – Settore di provenienza 300°N – 360°N

Dall'osservazione dell'analisi settoriale si evince che a parità di tempo di ritorno gli eventi estremi più elevati provengono dal settore 300°N – 360°N.

I.3 - USTICA

I.3.1 - L'ANEMOMETRO

L'anemometro a cui si è fatto riferimento è collocato nella stazione dell'isola di Ustica nel punto individuato dalle seguenti coordinate geografiche: latitudine 38° 43'; longitudine 13°, 11' ; lo strumento è posto a quota 259 m sul livello del mare ed è gestito dall'Aeronautica Militare.

Le osservazioni, come è noto, vengono campionate per 36 direzioni di 10° in 10°, a partire dal Nord geografico. Ciascuna osservazione registra la provenienza del vento e l'intensità dello stesso misurata in nodi; tali dati non sono istantanei, ma rappresentano la media in un breve intervallo temporale, pari a circa dieci minuti, a cavallo dell'istante di campionamento; nel caso in cui nell'intervallo considerato siano presenti punte che si discostano per più di dieci nodi dalla media, il precitato Soggetto rilevatore e campionatore fornisce anche il massimo di tali valori, indicandolo come raffica; qualora la direzione sia così variabile da non potere essere definita con accettabile accuratezza, viene riportata la sola intensità del vento.

I dati disponibili vanno dal 01/01/1951 al 31/12/2002; essi, pertanto, coprono un cinquantennio di osservazione, con ciò offrendo ampia garanzia di attendibilità.

Tenuto conto che il periodo di funzionamento della stazione anemometria è sì continuo, ma che possono, nonostante, esistere dei periodi in cui manca l'osservazione, si dispone in definitiva di 140.244 osservazioni

I.3.1.1 - IL REGIME DEL VENTO

Acquisite le registrazioni di intensità e direzione del vento, in primo luogo se ne è valutata la frequenza di apparizione per ogni direzione di provenienza rilevata.

Tale studio si presenta particolarmente utile perché l'elevata mole dei dati, supponendo la stazionarietà del fenomeno ventoso, consente di confondere la frequenza con la probabilità di apparizione; nel proseguo, quindi, si useranno i due termini l'un per altro.

Per la stazione di Ustica, si desume che, per anno, al mattino i venti più frequenti (venti regnanti) sono da Ovest seguiti dai venti da Est, inoltre si nota che i venti con intensità maggiore provengono più frequentemente da Ovest e Sud/Ovest. Invece le registrazioni del vento al suolo alle ore 16 evidenziano che i venti più frequenti, per anno, sono da Nord seguiti dai venti di Nord/Ovest ed Est, e che i venti con maggiore intensità provengono da Ovest seguiti dai venti provenienti da Sud/Ovest.

In primavera ed estate, i venti più frequenti sono da Est e da Ovest. Le calme sono 61,2 gg/anno, con maggiore frequenza al mattino e in particolare in estate ed autunno.

I dati anemometrici di tutto il periodo disponibile per la stazione di Ustica, sono stati sintetizzati in forma grafica nella figura I.11, che mostra la distribuzione direzionale delle frequenze osservate. Per maggiore dettaglio si riportano, altresì, le figure I.12, I.13 e I.14 in cui è rappresentata la distribuzione delle frequenze per classi di velocità del vento, espressa in nodi.

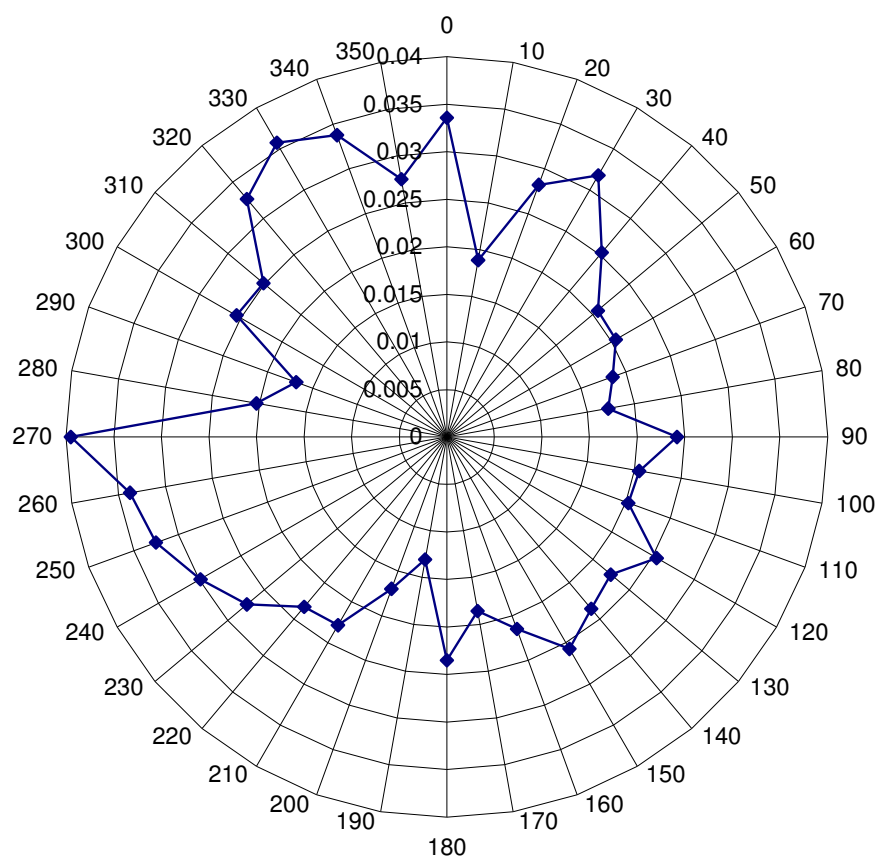


Figura I.11 - *Distribuzione delle frequenze dei dati di vento osservati (Stazione di Ustica 1951-2002).*

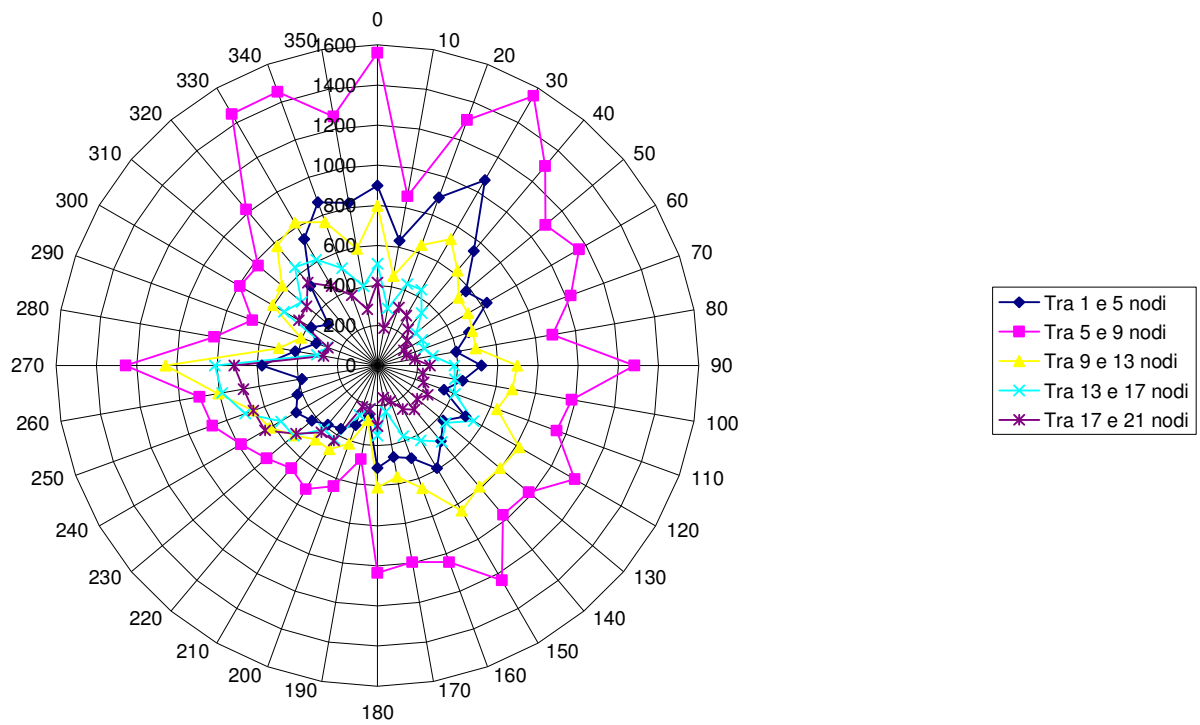


Figura I.12 -Distribuzione delle frequenze per classi di velocità del vento (Stazione di Ustica 1951-2002).

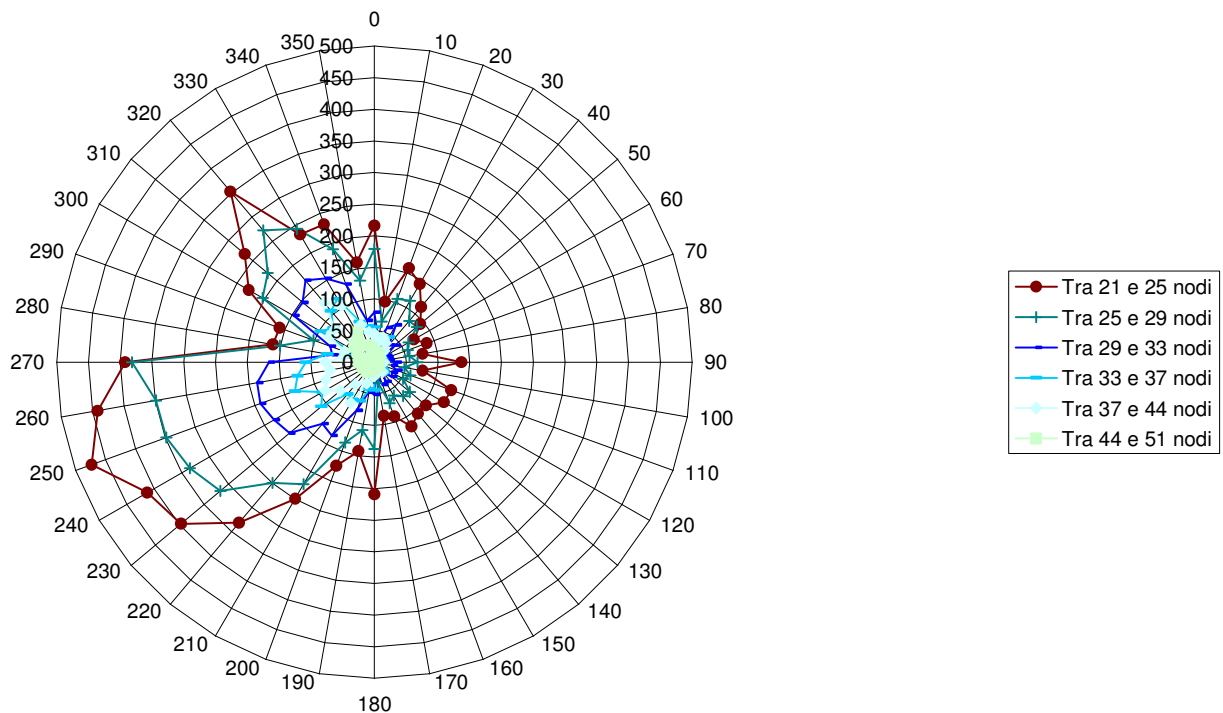


Figura I.13 -Distribuzione delle frequenze per classi di velocità del vento (Stazione di Ustica 1951-2002).

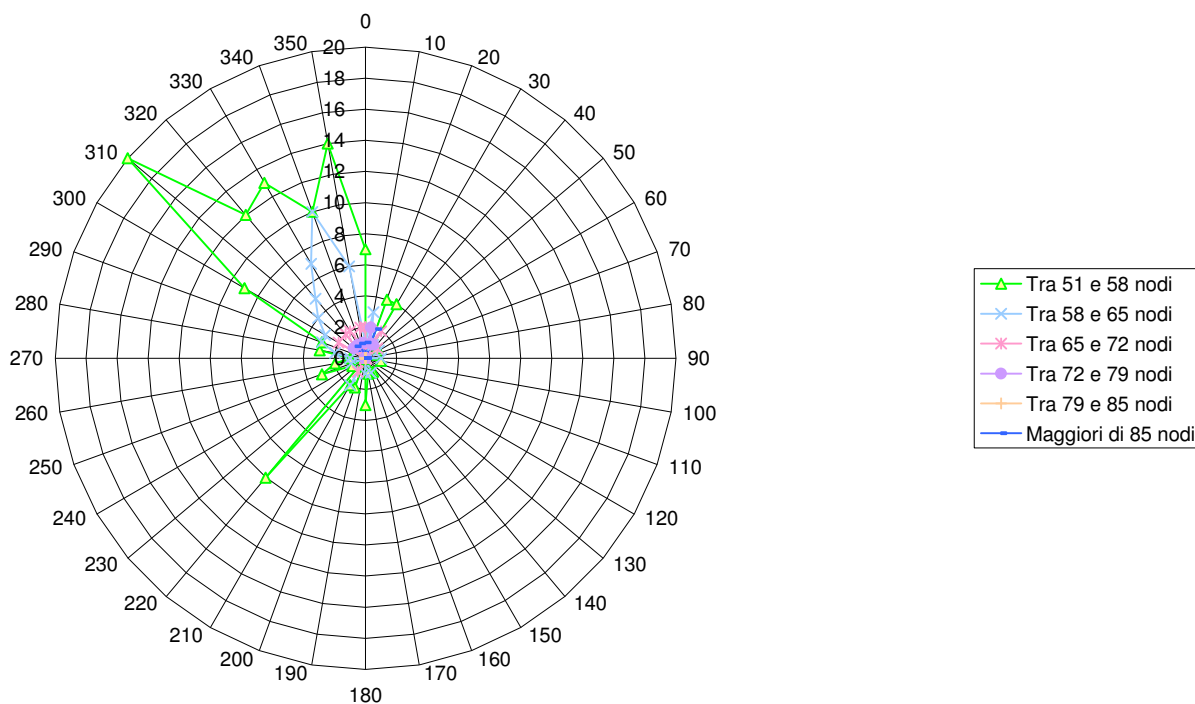


Figura I.14 -Distribuzione delle frequenze per classi di velocità del vento (Stazione di Ustica 1951-2002).

I.3.2 - LA RICOSTRUZIONE DELLA SERIE ONDAMETRICA TRAMITE METODO SMB

La ricostruzione della serie storica delle altezze d'onda e dei relativi periodi è stata eseguita con un modello matematico basato sulle collaudate relazioni fornite da Sverdrup Munk⁵ e Bretschneider⁶, dalle iniziali dei nomi dei quali trae origine, come ben noto, l'acronimo SMB.

Per quanto il metodo SMB sia diffusamente conosciuto è utile ricordare in questa sede che la sua applicazione richiede in input le grandezze fetch, velocità e durata del vento; come output fornisce l'altezza e il periodo dell'onda significativa. Si rammenta, altresì, che l'ipotesi a base del metodo è strettamente connessa al dominio di taratura del modello stesso.

Inoltre, il metodo SMB, com'è noto, è stato originariamente calibrato nei grandi laghi americani e successivamente ulteriormente verificato in una miriade di situazioni differenti, tanto da farne il criterio maggiormente utilizzato; esso può essere, quindi, ragionevolmente applicato in situazioni

⁵ Sverdrup, H.U e Munk W.H.: "Wind, Sea and Swell: theory of relations for Forecasting" Hydrographic Office U.S. Department of the Navy, 1947.

⁶ Bretschneider, C.L.: "revised Wave Forecasting Curves and Procedures" Technical report No. HE-155047, Institute of Engineering research, University of California, Berkeley, 1951.

geografiche, come quella in esame, che presentino fetches limitati, dell'ordine non superiore a poche centinaia di chilometri, condizioni nelle quali è, pertanto, plausibile l'ipotesi secondo la quale il campo di vento si possa ritenere costante, in direzione e intensità, su tutto lo specchio liquido di generazione delle onde, all'interno del quale, cioè, ha sede il processo di trasferimento di energia del vento al mare.

L'applicazione del metodo SMB prevede il calcolo preventivo dello *wind stress factor*, nonché il calcolo dei fetches efficaci perché il valore della velocità del vento da porre a base dei calcoli è quello relativo alla quota di 10 m sul livello del mare e, inoltre, bisogna tenere conto dell'influenza di ulteriori parametri sull'andamento della stessa velocità; infine, occorre valutare nel processo formativo delle onde, il contributo laterale rispetto alla direzione prevalente del moto nell'aeriforme da parte del vento, mettendo così in conto il solo trasferimento di energia lungo la direzione di propagazione del moto ondoso.

1.3.2.1 - IL CALCOLO DELLO WIND STRESS FACTOR

Il metodo indiretto SMB richiede la preventiva valutazione di un ben determinato valore della velocità, ricavabile da quello misurato⁷ attraverso l'acquisizione di alcune informazioni facilmente reperibili. Qui di seguito si esaminano separatamente i fattori che entrano in gioco.

In primo luogo il valore della velocità (U_z), misurato dallo strumento posto alla generica quota z , deve essere, preliminarmente riferito alla quota di 10 m poiché l'attrito in superficie riduce la velocità del vento in aria libera. A tal fine si definisce un coefficiente correttivo tramite la relazione:

$$U_z = U^* / 0,4 [\ln(z/z_0) - \psi(z/L)]$$

dove

U^* = velocità di attrito (la forza di attrito è pari a $\rho (U^*)^2$);

z_0 = la rugosità della superficie;

ψ = rappresenta gli effetti della stabilità della colonna d'aria sulla velocità del vento;

L = la scala delle lunghezze associata al processo di miscelamento ed è dipendente dalla differenza di temperatura aria-mare.

Se z è pari o minore di 20 m si può utilizzare la seguente espressione:

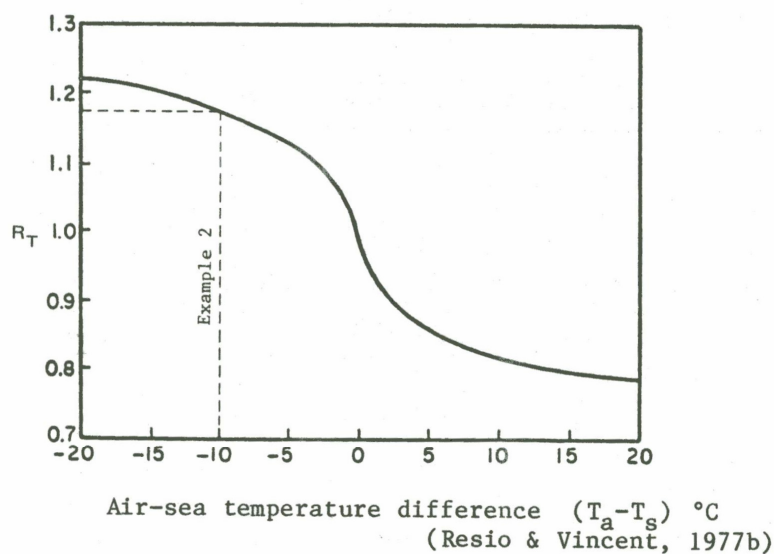
$$U_{10}/U_z = (10/z)^{1/7}$$

⁷ Le velocità del vento, espresse in nodi, vengono trasformate in m/s ricordando che 1 nodo = 0,5144 m/s.

Una ulteriore correzione ai valori di velocità del vento è dovuta alla differenza di temperatura presente fra la sovrastante massa di aeriformi e la superficie del mare.

Se, infatti, la differenza di temperatura tra aeriforme e liquido $\Delta T_{as} = T_a - T_s$ è nulla la superficie di separazione si trova in uno stato di sostanziale equilibrio anche se instabile: in tal caso non è necessaria alcuna correzione. Se, viceversa, ΔT_{as} risulta negativo, l'equilibrio viene meno, l'instabilità della superficie di separazione prevale e il vento risulta più efficace nel generare le onde. Se ΔT_{as} è positivo, invece, la superficie di separazione è stabile e il processo subisce una contrazione nel trasferimento dell'energia dal vento al mare.

Di tale fatto fisico si tiene conto, appunto, attraverso la modifica del valore della velocità del vento misurata tramite l'introduzione di un coefficiente R_T . Tale coefficiente di variazione R_T risulta funzione della differenza di temperatura fra aria e mare, ΔT_{as} , secondo un andamento che è stato definito da Resio e Vincent: la dipendenza funzionale di R_T dalla differenza di temperatura è tracciata nel grafico di figura I.15.



Amplification ratio, R_T , accounting for effects of air-sea temperature difference.

Figura I.15 - Determinazione del coefficiente R_T .

Si osservi che, alle latitudini boreali, e in particolare nel Mare Mediterraneo, gli eventi più intensi di generazione del moto ondoso si presentano durante la stagione invernale, allorquando, usualmente,

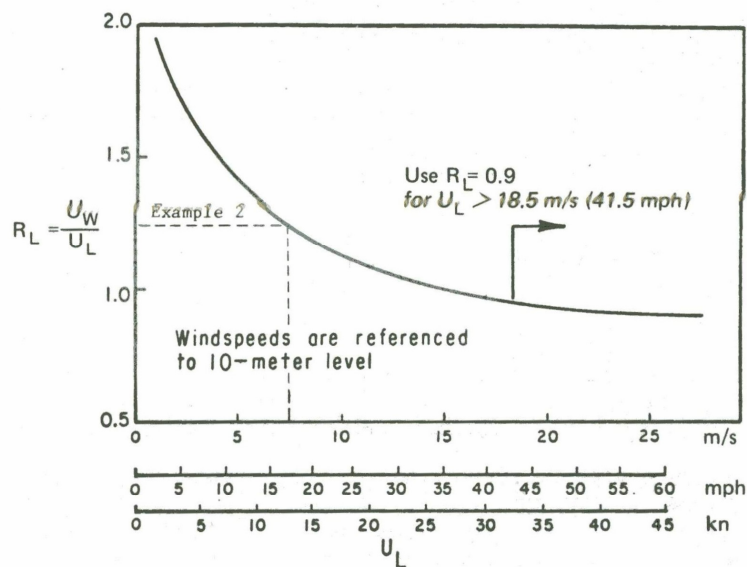
la temperatura dell'aria risulta più bassa di quella del mare; in tali condizioni il fattore di correzione è, pertanto, positivo.

La velocità del vento, a seguito dell'introduzione del parametro R_T , si modifica come segue:

$$U = R_T \cdot U_{10}$$

dove U_{10} è la velocità del vento relativa alla quota standard di 10 m s.l.m. (altezza dei bordi delle navi utilizzate per le osservazioni).

Una ulteriore correzione al vento va fatta se la stazione di misura è situata entroterra. È possibile *traslare* i dati di vento da condizioni *overland* a situazioni *overwater* qualora il gradiente di pressione sia lo stesso nei differenti punti, e l'unica differenza risieda nel coefficiente di scabrezza delle superfici. Il fattore di locazione è indicato con R_L ed è funzione della velocità registrata entroterra. La relazione è riportata in figura I.16.



(after Resio & Vincent, 1977b)

Ratio, R_L , of windspeed over water, U_W , to windspeed over land, U_L , as a function of windspeed over land, U_L .

Figura I.16 -Determinazione del parametro R_L .

La velocità del vento, a seguito dell'introduzione del parametro R_L , si modifica come segue:

$$U = R_L \cdot U_{10}$$

Nel caso in esame, essendo la stazione anemometrica in mare si ha $R_L = 1$.

Nella maggior parte dei casi per la ricostruzione delle onde da vento si utilizza la velocità del vento adattata, U_a , ottenuta con la seguente formula che tiene conto della non linearità della relazione tra forza del vento e velocità del vento (Tomasicchio e Longo,1987):

$$U_a = 0.71 \cdot U_{10}^{1.23}$$

1.3.2.2 - I FETCHES GEOGRAFICI ED EFFICACI NEL PARAGGIO IN ESAME

E' stato, quindi, individuato il settore di traversia geografico, e all'interno della falda relativa si è tracciato il diagramma delle distanze di mare libero.

Determinati i fetches geografici relativi al punto a largo di Termini Imerese in cui si vuole eseguire l'analisi ondometrica (cfr. I.2.2), per il calcolo dei fetches efficaci si fa riferimento ad una relazione, derivata dalla teoria di ricostruzione indiretta del moto ondoso individuata, come detto, tramite l'acronimo SMB, di seguito riportata nella sua forma più generale⁸:

$$F_{e,w} = \frac{\sum_{\phi_i = \phi_w - \theta}^{\phi_w + \theta} F_i \cos^{n+1}(\phi_i - \phi_w)}{\sum_{\phi_i = \phi_w - \theta}^{\phi_w + \theta} \cos^n(\phi_i - \phi_w)}$$

ove (fig. I.17):

- ϕ_w direzione media di provenienza del vento responsabile del fenomeno di generazione del moto ondoso lungo la traversia;
- $\phi_i \leq \phi_w \pm \theta$ direzione i-esima relativa ad un settore di ampiezza $2 \cdot \phi_w$ considerato nell'intorno della direzione ϕ_w ⁹.
- $F_{e,w}$ lunghezza del fetch efficace relativa alla direzione ϕ_w
- F_i lunghezza del fetch geografico relativa alla direzione i-esima ϕ_i usualmente assunta come valore medio relativo ad un settore di 15° nell'intorno della direzione i-esima ϕ_i .
- n termine esponenziale definito in funzione della legge di distribuzione direzionale degli spettri di moto ondoso che caratterizzano il sito in esame.

Tracciati i fetches geografici è stato possibile ottenere mediante l'applicazione della relazione precedente il diagramma dei fetches efficaci.

Per il calcolo della relazione esistente tra la direzione del vento e quella del moto ondoso generato, si fa riferimento al criterio introdotto da Donelan, nell'ipotesi che:

- la direzione media del moto ondoso corrisponda alla direzione della componente spettrale associata al periodo di picco;

⁸ Saville T.jr: "The Effect of Fetch width on wave generation" Technical Memorandum n.70 BEB , U.S. Army Corps of Engineers, 1954.

⁹ Il metodo classico di Saville prevede un'ampiezza di 45° , mentre la metodologia sviluppata da Seymour fa riferimento ad un valore di 90° .

- il moto ondoso generato dal vento sia ben definito e rappresentabile tramite le relazioni introdotte dalla campagna oceanografica JONSWAP.

Si può affermare che la direzione media β del moto ondoso relativa alla direzione media di provenienza del vento ϕ_w è individuata come il valore che rende massima la funzione:

$$f(\phi_w) = F_{e,\phi_w}^{0,28} \cdot (\cos \phi_w)^{0,44}$$

quindi per $f'(\beta) = 0$ e $f''(\beta) < 0$.

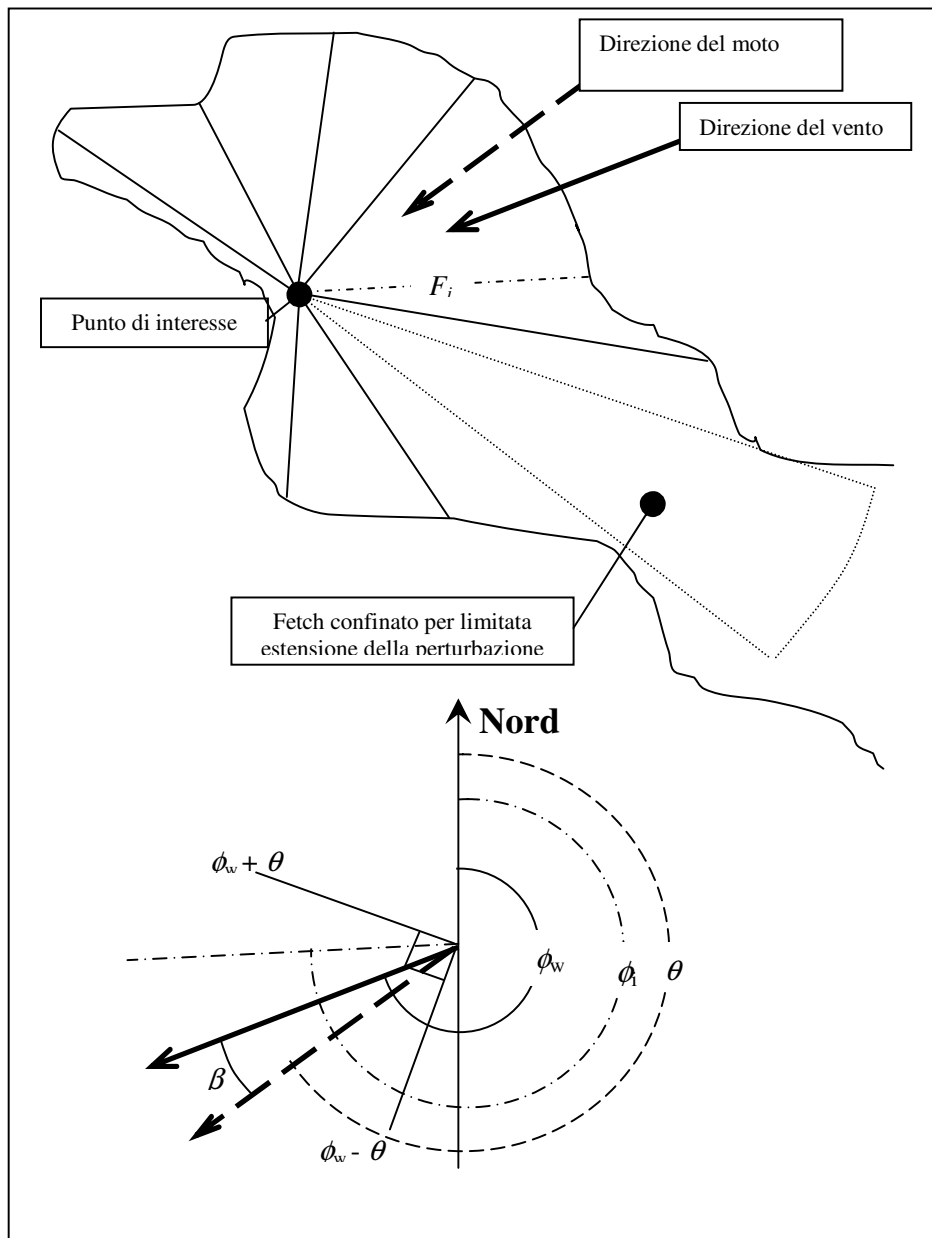


Figura I.17 – Definizioni fondamentali per il calcolo del fetch efficace.

Analizzando i risultati ottenuti, si osserva che il valore più elevato della lunghezza del fetch geografico si ha secondo la direzione 280°N per la quale la lunghezza del fetch geografico risulta pari a circa 1127 Km, mentre il fetch efficace più lungo si ha nella direzione 310°N e risulta pari a circa 461 Km (tab. I.11).

Azimuth (°Nord)	Fetch Geografico (metri)	Fetch Efficace (metri)	Azimuth (°Nord)	Fetch Geografico (metri)	Fetch Efficace (metri)
0	332,94	366,84	180	17,57	15,67
10	332,94	347,12	190	18,20	15,63
20	299,16	321,12	200	18,75	15,39
30	299,16	294,72	210	17,20	15,06
40	306,56	271,87	220	16,62	14,64
50	273,22	250,04	230	15,76	50,59
60	300,78	222,05	240	15,03	129,99
70	285,65	190,97	250	13,46	197,96
80	279,63	157,95	260	14,35	251,28
90	167,41	124,58	270	13,53	301,39
100	26,12	92,50	280	1127,39	348,57
110	13,29	62,65	290	813,04	394,18
120	13,53	37,72	300	295,86	434,11
130	12,62	20,66	310	313,20	461,06
140	15,45	14,47	320	354,05	443,50
150	16,92	14,52	330	471,45	398,44
160	16,68	15,04	340	574,66	381,58
170	16,93	15,45	350	552,58	378,14

Tabella I.11 – Fetches geografici ed efficaci al largo di Termini Imerese

I risultati grafici dei fetches geografici ed efficaci relativi al punto di analisi sono riportati nella figura I.18.

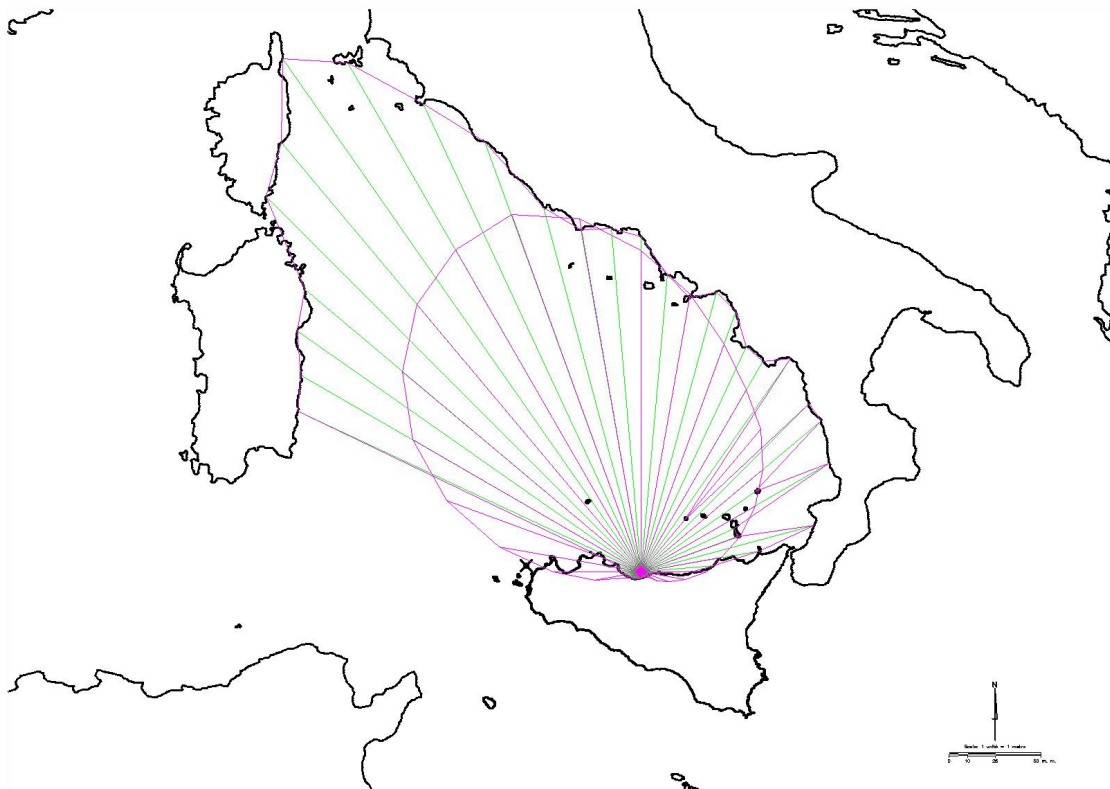


Figura I.18 – Fetches geografici ed efficaci relativi al punto di analisi al largo di Termini Imerese

I.3.3 - IL CALCOLO DELLE ALTEZZE E DEI PERIODI DELL'ONDA SIGNIFICATIVA

I.3.3.1 - LE DEFINIZIONI PROPEDEUTICHE

Prima di procedere al calcolo degli stati di mare generati dall'azione diretta del vento sulla superficie marina si riportano qui di seguito alcuni concetti fondamentali.

E' necessario, infatti, definire preliminarmente l'estensione e la conformazione dell'area di generazione nonché la profondità dei fondali di detta porzione di mare. Per quanto riguarda l'estensione e la conformazione si deve fare riferimento alla seguente classificazione:

- Restricted Fetches per traversie geografiche delimitate dalla presenza della costa o comunque contraddistinte da distanze inferiori a quelle proprie dell'estensione delle perturbazioni atmosferiche¹⁰ responsabili del processo di generazione del moto ondoso;

¹⁰ Per il Mediterraneo si è soliti considerare comunque un limite superiore dell'estensione delle perturbazioni atmosferiche pari a 600 km

- Open-Water Fetches per traversie geografiche non limitate da emergenze orografiche e comunque con estensioni superiori a quelle delle perturbazioni atmosferiche.

Per quanto riguarda la profondità dei fondali si deve fare la seguente distinzione:

- Shallow-Water per generazione del moto ondoso in acque basse ove cioè i fenomeni dissipativi per attrito non sono trascurabili (Bretschneider e Reid, 1954);
- Deep-Water per generazione del moto ondoso in aree ove i fenomeni dissipativi per attrito sono trascurabili; tali zone sono, in pratica, contraddistinte da profondità superiori a 90 m.

Nel caso che qui interessa, usualmente si riscontrano le condizioni prima e quarta.

1.3.3.2 - LA MESSA IN EQUAZIONI

Conosciuti nel modo anzidetto tutti gli elementi anemometrici, si può procedere all'esecuzione della previsione del moto ondoso secondo il modello matematico qui d'appresso sinteticamente esposto.

Indicando con R_n ed R_t le componenti normali e tangenziali delle potenze trasferite al mare, mediamente in una lunghezza d'onda, dal vento cui competono componenti di pressione e di velocità rispettivamente indicate da p_n , p_t , e V_n , V_t , si avrà:

$$R_n = \frac{1}{L} \int_0^L p_n v_n dx$$

$$R_t = \frac{1}{L} \int_0^L p_t v_t dx$$

Dove, la componente normale della potenza potrà scriversi come segue:

$$R_n = \frac{1}{2} S \rho_a (U - C)^2 CK^2 \left(\frac{H}{2}\right)^2$$

dove il segno positivo vale per $C < U$ e quello negativo per $C > U$.

Nella precedente formula si è adottata la seguente simbologia:

S = coefficiente di riparo;

ρ_a = densità dell'aria;

U = velocità del vento;

C = celerità delle onde.

Considerando anche l'energia trasmessa al mare per effetto degli sforzi tangenziali, è opportuno esprimere questi ultimi tramite la:

$$p_t = \delta^2 \rho_a U$$

La condizione di sviluppo delle onde, in tale più realistica ipotesi, comporta che:

$$|R_n + R_t| > |R_m|$$

L'energia dissipata per effetto della viscosità R_μ vale:

$$R_\mu = 2 \mu K3 \left(\frac{H}{2}\right)^2 C^2$$

essendo μ la viscosità.

Durante la fase di sviluppo, l'energia dissipata per viscosità è un'aliquota trascurabile; può, pertanto, scriversi la seguente equazione di conservazione dell'energia in fase transitoria:

$$\frac{d}{dt}(EL) = \left\{ (R_t + R_n) + \frac{d}{dx}(C_g E) \right\} L$$

essendo:

E = energia totale media per unità di superficie;

C_g = velocità di gruppo.

Se ora si considera lo stato stazionario, si ha:

$$\frac{dE}{dt} = \left\{ (R_t + R_n) - \frac{d}{dx}(C_g E) \right\}$$

Introducendo la ripidità dell'onda $\Gamma = \frac{H}{L}$ e l'età dell'onda $\beta = \frac{C}{U}$ si ha che le precedenti equazioni si trasformano come segue:

1) per il regime transitorio:

$$\frac{d\beta}{dt} = AgU^{-1} \beta^{-2} \frac{1 + B(1 - \beta)^2}{5 + \frac{2\beta}{\Gamma} \frac{d\beta}{d\Gamma}}$$

2) per il regime stazionario:

$$\frac{d\beta}{dx} = 2 AgU^{-2} \beta^{-3} \frac{1 + B(1 - \beta)^2}{5 + \frac{2\beta}{\Gamma} \frac{d\beta}{d\Gamma}}$$

Tenuto conto di quest'ultima relazione fra β e Γ , di cui è stata fornita l'espressione nei diversi campi di valori di β , l'integrazione delle precedenti equazioni differenziali porge:

1) per il regime transitorio:

$$\frac{gt}{U} = F_1(\beta)$$

2) per il regime stazionario:

$$\frac{gt}{U^2} = F(\beta)$$

da cui, noto U , è possibile ricavare $\beta = \frac{C}{U}$ e quindi, C ; ricordando poi che può conoscersi il periodo dall'applicazione dell'equazione di Airy.

Per ricavare l'altezza d'onda significativa si utilizza, infine, la seguente relazione:

$$g \frac{H}{U^2} = 2\pi\Gamma\beta^2$$

Al fine di non appesantire la lettura del presente elaborato si rinuncia ad esporre i diversi passaggi che hanno consentito di pervenire alle equazioni impiegate che, nella forma più generale, sono le seguenti:

$$t_{fetch, \min} = D \cdot \frac{F^{1-C}}{g^C \cdot U_a^{(1-2C)}} \quad (1)$$

$$H_{m0} = \frac{U_a^2}{g} \cdot 0.283 \cdot \tanh \left[0.530 \left(\frac{gd}{U_a^2} \right)^{0.75} \right] \cdot \tanh \left\{ \frac{\frac{A}{0.283} \left(\frac{gF}{U_a^2} \right)^{1/2}}{\tanh \left[0.530 \left(\frac{gd}{U_a^2} \right)^{0.75} \right]} \right\} \quad (2)$$

$$T_p = \frac{U_a}{g} \cdot 7.540 \cdot \tanh \left[0.833 \left(\frac{gd}{U_a^2} \right)^{0.375} \right] \cdot \tanh \left\{ \frac{\frac{B}{7.54} \left(\frac{gF}{U_a^2} \right)^C}{\tanh \left[0.833 \left(\frac{gd}{U_a^2} \right)^{0.375} \right]} \right\} \quad (3)$$

ove

d profondità (m) del fondale relativo all'area di generazione;

- U_a velocità (m/s) del vento regolarizzata in funzione delle caratteristiche della stazione di registrazione, nonché di un termine, detto di drag, dovuto alla non linearità del legame esistente tra la velocità del vento e l'azione tangenziale di questo sulla superficie marina;
- F estensione della superficie marina lungo la quale si esplica l'azione del vento, detto fetch;
- g accelerazione di gravità pari a 9.81 m/s^2 ;
- A costante pari a 0.0016 in condizioni di Open-Water e 0.0015 per Restricted Fetch;
- B costante pari a 0.2857 in condizioni di Open-Water e 0.3704 per Restricted Fetch;
- C costante pari a 0.3333 in condizioni di Open-Water e 0.28 per Restricted Fetch;
- D costante pari a 68.80 in condizioni di Open-Water e 51.09 per Restricted Fetch.

Operativamente si è proceduto alla ricostruzione degli stati di mare conseguenti all'azione diretta del vento sulla superficie marina tramite il software ALTAIR. La serie storica di registrazioni anemometriche cui si è fatto riferimento è, ovviamente, quella già diffusamente descritta nel paragrafo I.3.1.1.

I.3.4 - IL CLIMA ONDOSO AL LARGO

La serie ondometrica ricostruita è stata analizzata suddividendo gli eventi in base al valore dell'altezza d'onda significativa e alla direzione di provenienza. Si sono individuati, direzione per direzione, con scansione di quindici gradi, gli eventi che rientrano in ognuna delle diciotto classi di altezza d'onda definita, con passo pari a 0,25 m, per gli intervalli più piccoli e pari a 0,50 m per tutte le classi superiori, sia in valore assoluto, sia in termini percentuali; la figura I.19 riporta il diagramma polare dello stato del mare per il clima di moto ondoso al largo annuale.

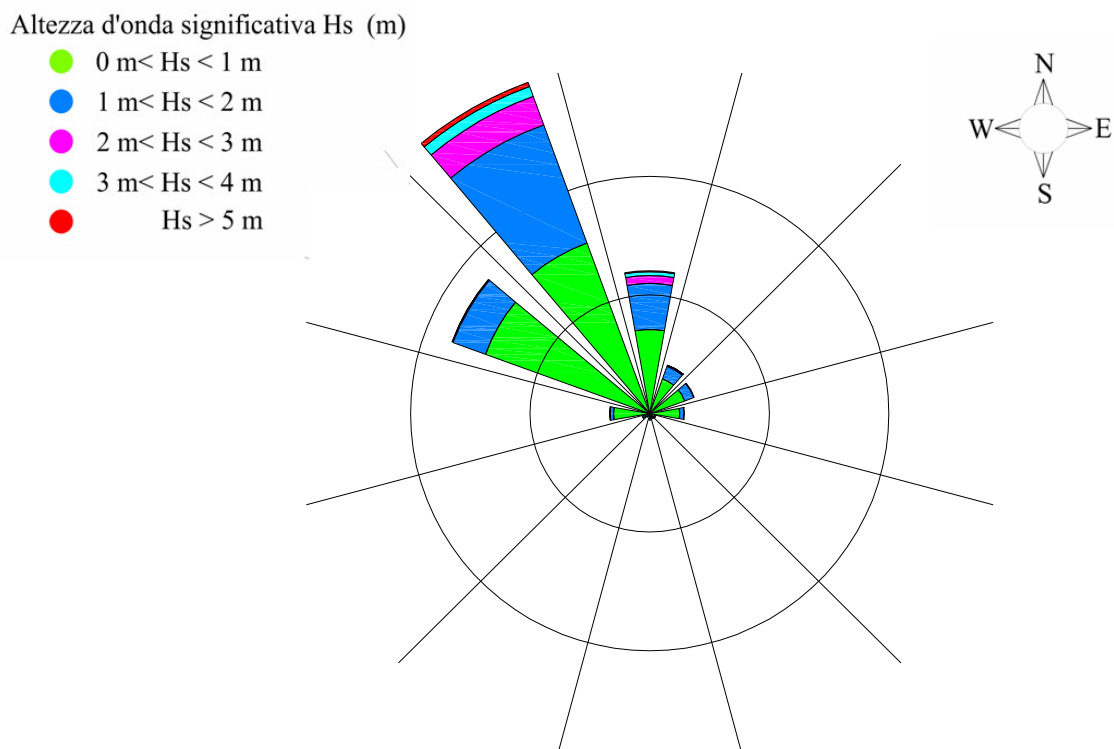


Figura I.19 – Rosa della distribuzione direzionale annuale degli eventi di moto ondoso al largo di Termini Imerese

Con riguardo al clima ondoso al largo, dall'esame delle tabelle I.12, relativa ai valori assoluti, e I.13, che si riferisce alle percentuali, si traggono, pertanto, le seguenti considerazioni di carattere generale:

- la maggior parte degli eventi registrati, più precisamente il 75%, presenta un'altezza d'onda significativa inferiore a 0.5m;
- per bassi valori dell'altezza d'onda gli eventi ai quali è associata una più elevata frequenza di apparizione provengono dal settore di ampiezza $270^\circ\text{N} - 90^\circ\text{N}$; in particolare, le più alte frequenze si evidenziano da Levante, Maestrale e Tramontana con frequenze rispettivamente pari al 15 %, al 21% e al 16% nel campo di altezza fino a 0,5 m che si riducono a circa il 13,57%, il 14,35% e il 12,83% nel campo che va da 0m a 0,25m;
- gli eventi caratterizzati dai più elevati valori di altezza d'onda si mostrano da Maestrale e Tramontana; infatti, le onde con altezza d'onda superiore al metro con attacco da Nord-Ovest

presentano una frequenza di apparizione dello 0,91%, quelle con attacco da Nord presentano una frequenza di apparizione dello 3,28% circa e, infine, quelle con attacco da Nord-Est presentano una frequenza di apparizione pari a circa 0,20%;

- per valori di altezza d'onda superiore a 3m le condizioni più gravose sono da Maestrale e Tramontana con una frequenza di apparizione di 0,28%.

Hs (m)	0	0.25	0.5	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5	5.5	6	6.5	7	7.5	>8.00	TOT
dir. (°N)	0.25	0.5	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5	5.5	6	6.5	7	7.5	8		
0	2309	586	289	130	54	15	15	13	6	4	0	0	1	1	0	0	0	0	3423
15	1186	311	205	63	12	6	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1786
30	901	199	80	22	8	3	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1215
45	1236	150	82	27	6	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1503
60	1778	339	149	32	9	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2309
75	2120	448	146	15	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2731
90	1665	275	96	12	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2051
105	3306	302	75	8	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	3694
120	1188	122	37	4	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1354
135	161	47	19	4	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	235
150	158	36	10	8	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	216
165	58	12	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	71
180	157	45	18	4	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	228
195	161	39	23	4	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	231
210	265	61	17	3	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	349
225	181	56	28	7	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	275
240	145	51	9	7	2	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	215
255	148	49	24	8	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	232
270	1053	400	126	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1584
285	1851	850	312	14	3	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	3032
300	3255	1684	904	101	17	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5962
315	1939	601	470	211	73	21	10	10	7	3	1	0	0	0	1	0	0	0	3347
330	2306	1098	872	402	203	108	59	33	15	9	5	6	2	0	2	0	0	0	5120
345	3209	881	715	304	110	50	23	20	10	4	2	1	1	0	0	0	0	0	5330
TOT.	30736	8642	4707	1395	514	217	115	78	38	21	9	7	4	3	7	0	0	0	46493

Tabella I.12 - Distribuzione del clima d'onda al largo annuale per classi di Hs e direzione di provenienza

Hs (m)	0	0.25	0.5	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5	5.5	6	6.5	7	7.5	>8.00	TOT
dir. (°N)	0.25	0.5	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5	5.5	6	6.5	7	7.5	8		
0	0.20	0.05	0.04	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29
15	0.10	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15
30	0.09	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11
45	0.11	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14
60	0.15	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20
75	0.17	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22
90	0.14	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19
105	0.27	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30
120	0.10	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12
135	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
150	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
165	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
180	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
195	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
210	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
225	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
240	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
255	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
270	0.08	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13
285	0.16	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26
300	0.27	0.14	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.49
315	0.17	0.05	0.06	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28
330	0.20	0.09	0.09	0.05	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43
345	0.26	0.09	0.07	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43
TOT.	58.80	0.70	0.38	0.13	0.07	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	88.94

Tabella I.13 - Distribuzione percentuale del clima d'onda al largo annuale per classi di Hs e direzione di provenienza

I.3.5 - L'ELABORAZIONE STATISTICA DELLE ONDE ESTREME

L'elaborazione statistica degli eventi estremi è stata condotta applicando la metodologia della serie di durata parziale sopra soglia (metodo POT), già ampiamente descritta nel paragrafo I.2.3.

Tramite il software PEGASO, la serie *sintetica* continua di altezze e direzioni di onde caratteristiche è stata analizzata statisticamente, ricavando le altezze relative a differenti tempi di ritorno, per le leggi probabilistiche di Gumbel e Weibull. Il termine *sintetico* usato qui deve riferirsi all'aver ricavato matematicamente le grandezze derivandole dai dati di vento.

Dalla serie di dati sono state estratte le mareggiate indipendenti con altezza d'onda significativa superiore a 1,5 m e durata pari a 12 ore. All'interno di ciascuna di esse si sono, quindi, individuati i valori massimi di Hs raggiunta.

I risultati dell'analisi statistica sono riportati nella tabella I.14, che mostra i valori estremi delle altezze d'onda significative al largo al variare del tempo di ritorno e per i settori di direzione di provenienza del moto ondoso.

TEMPO DI RITORNO	GUMBEL		WEI (.75)		WEI(1.0)		WEI(1.4)		WEI(2.0)	
	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic	Hs	Ic
1	3.957	0.327	3.667	0.550	3.925	0.566	4.057	0.458	4.130	0.369
2	4.533	0.419	4.371	0.786	4.663	0.834	4.706	0.637	4.693	0.479
5	5.267	0.564	5.392	1.165	5.656	1.278	5.506	0.927	5.349	0.656
10	5.813	0.689	6.219	1.497	6.420	1.677	6.083	1.184	5.804	0.811
15	6.130	0.769	6.720	1.708	6.873	1.933	6.412	1.348	6.058	0.909
20	6.355	0.827	7.083	1.864	7.196	2.126	6.643	1.470	6.235	0.982
25	6.529	0.874	7.368	1.990	7.449	2.281	6.821	1.569	6.370	1.041
50	7.070	1.029	8.275	2.402	8.241	2.793	7.366	1.892	6.779	1.233
100	7.610	1.194	9.208	2.845	9.045	3.352	7.904	2.242	7.177	1.440
150	7.925	1.296	9.765	3.118	9.522	3.699	8.216	2.459	7.405	1.567
250	8.323	1.430	10.477	3.477	10.128	4.158	8.607	2.744	7.689	1.734
500	8.862	1.621	11.461	3.988	10.961	4.817	9.134	3.152	8.069	1.973
1000	9.401	1.822	12.462	4.526	11.807	5.517	9.660	3.583	8.444	2.224

Tabella I.14 - Eventi estremi omnidirezionali al largo di Termini Imerese

L'analisi settoriale relativa alla serie di mareggiate indipendenti mostra che la tradizionale distribuzione di Gumbel è in sostanziale accordo con quella terza (1,4) di Weibull, mentre la prima (0,75) e la seconda (1,00) porgono altezze d'onda significative leggermente maggiori solo per valori

del tempo di ritorno molto alti; il contrario avviene con riguardo alla quarta (2,0) distribuzione di Weibull. Per tale motivo nel seguito si farà riferimento ai valori estremi delle altezze d'onda significative ottenute utilizzando la legge di Gumbel.

Tuttavia, si osserva una sostanziale uniformità di risultati nella parte che più interessa e cioè quella compresa fra 20 e 100 anni di intervallo di ricorrenza dove si presenta uno scarto molto piccolo di valore d'altezza d'onda passando dall'una all'altra distribuzione, in particolare se si tiene conto dell'intervallo di confidenza, anch'esso esposto nella tabella congiuntamente al valore della stessa altezza d'onda al quale si riferisce.

I.4 – ANALISI COMPARATIVA

Per la definizione del clima ondoso al largo di Termini Imerese si è fatto ricorso a tre diverse fonti di dati: Medatlas, la boa di Capo Gallo della Rete Ondametrica Nazionale e la stazione anemometrica di Ustica.

Nel presente paragrafo, pertanto, si vuole condurre un'analisi comparativa tra i risultati ottenuti dall'elaborazione dei diversi dati, confrontando gli eventi estremi omnidirezionali al largo di Termini Imerese (tabella I.15).

TEMPO DI RITORNO	Medatlas	Boa RON di Capo Gallo	Stazione anemometrica di Ustica
	<i>Hs (m)</i>	<i>Hs (m)</i>	<i>Hs (m)</i>
5	6.178	5.189	5.267
10	6.568	5.735	5.813
15	6.796	6.053	6.130
20	6.958	6.279	6.355
25	7.084	6.453	6.529
50	7.474	6.995	7.070
100	7.863	7.535	7.610
150	8.092	7.852	7.925

Tabella I.15 - Eventi estremi omnidirezionali a largo

Al largo, le altezze dell'onda significativa valutate in base ai dati Medatlas sono di poco superiori a quelle ottenute utilizzando i dati della boa e i dati del vento; tuttavia, la direzione di provenienza delle mareggiate appartiene al quarto quadrante: 270°N in base ai dati Medatlas, 300°N in base ai dati della boa di Capo Gallo e 330°N in base ai dati di vento di Ustica.

Nella figura I.20 è riportata la legge che lega l'altezza d'onda al tempo di ritorno con riferimento ai dati ondametrici registrati a largo di Termini Imerese dalla boa RON di Capo Gallo ed ai dati MEDATLAS, nonché con riguardo ai dati di vento registrati dall'anemometro di Ustica.

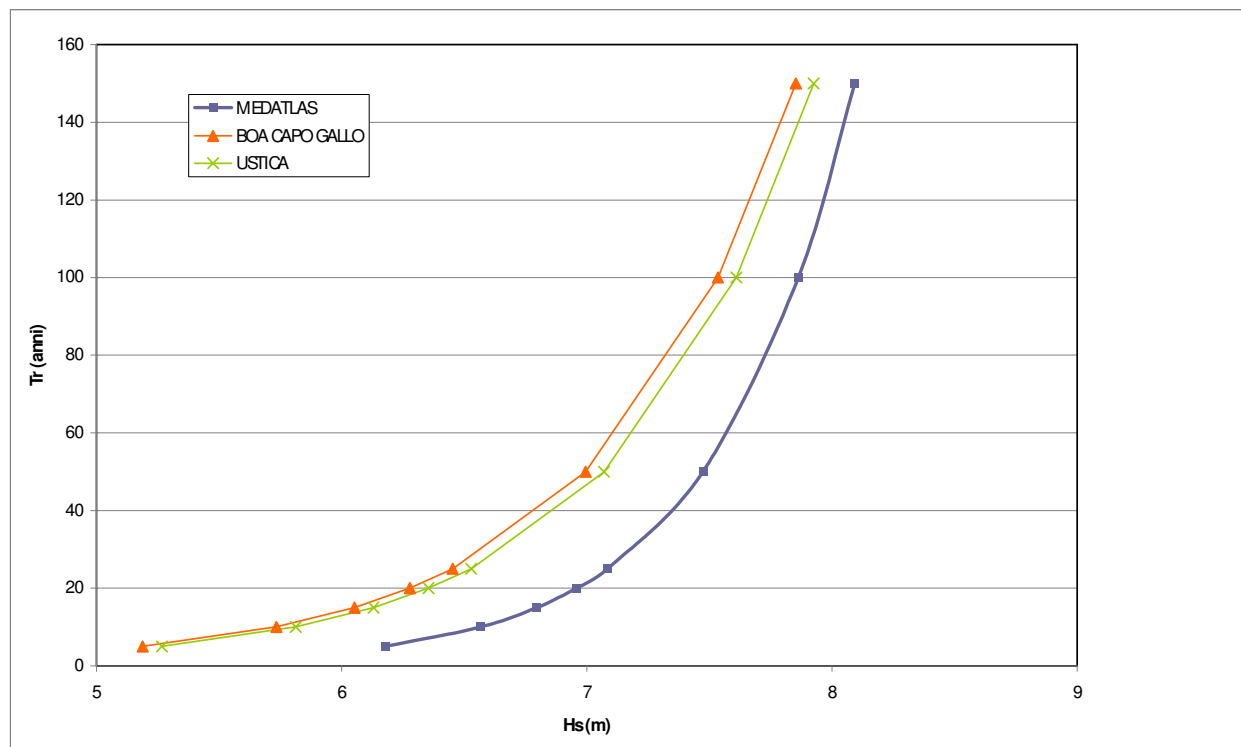


Figura I.20 - Relazione tra altezza d'onda significativa e tempo di ritorno al largo riferita ai tre casi esaminati

Si noti che i risultati ottenuti a partire dai dati ondametrici della boa RON di Capo Gallo sono sostanzialmente paragonabili a quelli ottenuti mediante l'applicazione del metodo indiretto; mentre i valori di altezza d'onda ottenuti dal Medatlas risultano inferiori.

Alla luce di quanto sopra, lo studio di propagazione del moto ondoso da largo verso riva verrà condotto sulla serie di dati ondametrici della boa e sui dati Medatlas. Non si procederà, invece, alla propagazione sottocosta dei dati ricavati dalle registrazioni anemometriche sia perché, come detto, sono paragonabili a quelli ottenuti dalla boa, sia perché è preferibile, ove possibile, fare ricorso a metodi di ricostruzione diretta.

- CAPITOLO II – ANALISI DEL MOTO ONDOSO SOTTOCOSTA

II. 1 - LA TRASFORMAZIONE DELLE ONDE SUI FONDALI DI TRANSIZIONE

Per analizzare la propagazione del clima ondoso sottocosta si è fatto uso del software MIKE 21 SW che rappresenta lo stato dell'arte di terza generazione dei modelli spettrali cumulati di vento ed onde sviluppato dal DHI Water & Environment; il modello simula la generazione, il decadimento e la trasformazione delle onde generate dal vento e dalle onde swell nelle zone offshore e costiere, esso comprende due differenti formulazioni:

- *Fully spectral formulation;*
- *Directional decoupled parametric formulation.*

La formulazione *Fully spectral* è basata sull'equazione di conservazione della quantità di moto dell'onda, come descritta da Komen et al (1994) e Young (1999); quella *Directional decoupled parametric* è, viceversa, basata su una parametrizzazione dell'equazione di conservazione dello spettro di energia dell'onda. Tale parametrizzazione è operata nel dominio di frequenza, introducendo il momento di ordine zero e di ordine uno dello spettro energetico dell'onda. Le equazioni di conservazione di base sono formulate o in coordinate cartesiane, per le applicazioni di piccola scala, o in coordinate sferiche e polari, per le applicazioni di più larga scala.

Il modello *Fully spectral* include i seguenti diversi fenomeni fisici che entrano in gioco:

- La generazione delle onde dall'azione del vento;
- Interazione onda-onda non lineare;
- Dissipazione dovuta al white-capping;
- Dissipazione dovuta alla scabrezza del fondo;
- Dissipazione che interviene in corrispondenza della profondità di frangimento;
- Rifrazione e shoaling dovuti alle variazioni di profondità;
- Interazione onda-corrente;
- Effetto del tempo della variazione della profondità dell'acqua;
- Effetto eventuale della copertura di ghiaccio sul campo delle onde.

La discretizzazione dell'equazione che governa il fenomeno nello spazio geografico e spettrale è compiuta usando il metodo dei volumi finiti: nel dominio geografico è usata una mesh non strutturata a maglie triangolari; il tempo di integrazione è ottenuto utilizzando un approccio a passo

frazionario, dove il metodo esplicito multisequenza è applicato per la propagazione dell'azione dell'onda.

Si precisa che il modello MIKE 21 SW in argomento viene utilizzato per la valutazione dei climi d'onda al largo e sottocosta in modalità hindcast e forecast.

La principale area di applicazione è quella della progettazione di strutture, sia offshore, sia costiere e portuali, dove la valutazione dell'azione dell'onda assume la massima importanza, fino a divenire l'elemento principe da assumere avvedutamente per una progettazione sicura ed economica non solo delle stesse strutture, ma anche della interazione fra queste e l'ambiente circostante.

Il modello MIKE 21 SW è applicabile per la previsione simultanea delle onde e della loro analisi sia su scala regionale che locale; una risoluzione spaziale e temporale di minore approssimazione è usata per la componente regionale della mesh, mentre un confine ad alta risoluzione e una mesh adatta alla profondità è la descrizione dell'ambiente di acqua profonda sottocosta: nell'ambito del presente lavoro verrà condotta un'analisi a scala regionale. Infatti, il dominio di calcolo è costituito dalla zona centrale di quella parte del mare Tirreno a Nord della Sicilia, come appresso rappresentato.

II.1.1 - EQUAZIONI DEL MODELLO

Nel modello MIKE 21 SW le onde dovute al vento sono rappresentate dallo spettro di densità dell'onda $N(\sigma, \theta)$. Le variabili indipendenti sono state scelti nella frequenza angolare relativa, $\sigma = 2\pi f$ e nella direzione di propagazione dell'onda, θ ; il legame tra la frequenza angolare relativa e la frequenza angolare assoluta, ω , è offerta dalla seguente nota relazione di dispersione lineare:

$$\sigma = \sqrt{gk \tanh(kd)} = \omega - \bar{k} \cdot \bar{U}$$

Dove g è l'accelerazione di gravità, d è la profondità dell'acqua, \bar{U} è il vettore velocità di corrente, \bar{k} è il vettore del numero d'onda con magnitudo k e θ la direzione. La densità di energia, $N(\sigma, \theta)$, è legata alla densità spettrale di energia $E(\sigma, \theta)$ dalla semplice relazione:

$$N = \frac{E}{\sigma}$$

Fully Spectral Formulation

L'equazione che governa il modello MIKE 21 SW è l'equazione di equilibrio del moto ondoso formulata, come detto, o in coordinate cartesiane o in coordinate sferiche; in coordinate cartesiane piane l'equazione di conservazione del moto ondoso si scrive:

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

Dove $N(\bar{x}, \sigma, \theta, t)$ è la densità di moto, t è il tempo, $\bar{x} = (x, y)$ è l'insieme delle due coordinate cartesiane piane, $\bar{v} = (c_x, c_y, c_\sigma, c_\theta)$ è la velocità di propagazione di un gruppo di onde in un campo definito da quattro variabili \bar{x} , σ e θ . Con S si è indicato il termine sorgente per l'equazione di bilancio dell'energia; mentre ∇ è il ben noto operatore differenziale nel dominio a quattro variabili: \bar{x}, σ, θ . Le velocità caratteristiche di propagazione sono fornite dalle seguenti espressioni cinematiche lineari:

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

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

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

Dove, s è la coordinata nello spazio nella direzione dell'onda θ e m è la coordinata perpendicolare a s e $\nabla_{\bar{x}}$ è l'usuale operatore differenziale bidimensionale nello spazio \bar{x} .

Funzioni sorgenti

Le diverse componenti che formano la funzione sorgente, S , esposta a secondo membro dell'equazione di conservazione del moto ondoso, compaiono come combinazione lineare, avendosi:

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} + S_{surf}$$

Dove: S_{in} rappresenta il trasferimento di quantità di moto dell'energia del vento alla generazione dell'onda, S_{nl} il trasferimento di energia dovuto all'interazione non lineare onda-onda, S_{ds} la dissipazione dell'energia dell'onda generata dal white-capping, cioè al frangimento in acque profonde, S_{bot} la dissipazione dovuta alla scabrezza del fondo e, infine, S_{surf} la dissipazione dell'energia dell'onda presente in corrispondenza alla profondità di frangimento.

Le funzioni sorgenti di default S_{in} , S_{nl} e S_{ds} nel modello MIKE 21 SW sono simili alle funzioni sorgenti implementate nel WAM Cycle 4 model, come definite ed utilizzate da Komen et al. (1994). Il dato iniziale relativo al vento è basato sulla teoria quasi-lineare della generazione dell'onda da vento di Janssen's (1989, 1991), dove il trasferimento di energetico dal vento al mare non solo dipende dal vento stesso ma anche dallo stato di mare che va generandosi; il trasferimento non lineare di energia è approssimato con l'approccio DIA, Hasselmann et al. (1985). La funzione sorgente che descrive la dissipazione dovuta al white-capping è basata sulla teoria di Hasselmann (1974) e Janssen (1989). La dissipazione dovuta alla scabrezza del fondo è modellata usando l'approccio di Johnson e Kofoed-Hansen (2000), che dipende sia dalle caratteristiche dell'onda che del sedimento. La funzione sorgente che descrive la rottura dell'onda indotta dal fondo è basata sul provato approccio di Battjes e Janssen (1978) e Eldeberky e Battjes (1996). Una descrizione dettagliata delle diverse funzioni sorgenti è disponibile in Komen et al. (1994) e Sorensen et al. (2003), che include anche i riferimenti di cui sopra.

Directional decoupled parametric formulation

In questo studio verrà adottata questa specifica formulazione detta *Directional decoupled parametric formulation* che è basata sulla parametrizzazione dell'equazione di conservazione del moto ondoso; seguendo Holthuijsen et al. (1989), tale parametrizzazione è ottenuta nel dominio di frequenza mediante l'assunzione come variabili dipendenti dei momenti rispettivamente di ordine zero e di ordine uno dello spettro del moto ondoso.

La parametrizzazione conduce alla seguente coppia di equazioni:

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

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

Dove $m_0(x, y, \theta)$ e $m_1(x, y, \theta)$ sono rispettivamente il momento di ordine zero e di ordine uno dello spettro di energia $N(x, y, \sigma, \theta)$; $T_0(x, y, \theta)$ e $T_1(x, y, \theta)$ sono funzioni sorgenti basate sullo spettro di energia. E' appena il caso di ricordare che i momenti $m_n(x, y, \theta)$ sono definiti come:

$$m_n(x, y, \theta) = \int_0^{\infty} \omega^n N(x, y, \omega, \theta) d\omega$$

Le funzioni sorgenti T_0 e T_1 prendono in considerazione l'effetto della generazione locale di vento, secondo modalità di soluzione stazionaria, e la dissipazione di energia dovuta alla scabrezza del fondo e al frangimento dell'onda; sono altresì inclusi gli effetti dell'interazione onda-corrente; le funzioni sorgenti per la generazione locale di vento sono derivate dalle relazione empiriche di generazione, definite da Johnson (1998) al quale si rinvia per maggiori dettagli.

II.1.2 - METODI NUMERICI

Discretizzazione spaziale

La discretizzazione nello spazio geografico e spettrale viene ottenuta facendo ricorso ad uno schema ai volumi finiti, nel dominio geografico è utilizzata una mesh non strutturata, discretizzando il dominio spaziale mediante la suddivisione del continuo in elementi non sovrapponibili, in relazione al fatto che i poligoni a forma triangolare e quadrilatera sono supportati in MIKE 21 SW. La densità di energia, $N(\sigma, \theta)$, è rappresentata come una componente costante sopra gli elementi e ubicata nei centri geometrici.

Nella suddivisione dello spazio di frequenza viene utilizzata una discretizzazione equidistante o logaritmica; tuttavia, nello spazio direzionale è usata per entrambi i modelli una discretizzazione equidistante. La densità di energia è rappresentata come una componente costante sopra gli intervalli discreti, $\Delta\sigma$ e $\Delta\theta$, nella nello spazio di frequenza e direzionale.

L'integrazione della conservazione dell'energia dell'onda su un'area A_i , estesa all'intervallo di frequenza $\Delta\sigma_i$ e all'intervallo di direzione $\Delta\theta_m$, porge:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \int_{\Delta\theta_m} \int_{\Delta\sigma_i} \int_{A_i} N d\Omega d\sigma d\theta - \int_{\Delta\theta_m} \int_{\Delta\sigma_i} \int_{A_i} \frac{S}{\sigma} d\Omega d\sigma d\theta \\ & = \int_{\Delta\theta_m} \int_{\Delta\sigma_i} \int_{A_i} \nabla \cdot (\bar{v}N) d\Omega d\sigma d\theta \end{aligned}$$

Dove, essendo Ω è la variabile di integrazione definita su A_i , il ricorso al teorema della divergenza, avendo introdotto il flusso convettivo $\bar{F} = \bar{v}N$, consente di ottenere:

$$\begin{aligned} \frac{\partial N_{i,l,m}}{\partial t} = & -\frac{1}{A_i} \left[\sum_{p=1}^{NE} (F_n)_{p,l,m} \Delta l_p \right] \\ & - \frac{1}{\Delta \sigma_l} \left[(F_\sigma)_{i,l+1/2,m} - (F_\sigma)_{i,l-1/2,m} \right] \\ & - \frac{1}{\Delta \theta_m} \left[(F_\theta)_{i,l,m+1/2} - (F_\theta)_{i,l,m-1/2} \right] + \frac{S_{i,l,m}}{\sigma_l} \end{aligned}$$

Dove NE è il numero totale dei bordi nella cella, $(F_n)_{p,l,m} = (F_x n_x + F_y n_y)_{p,l,m}$ è il flusso normale attraverso il bordo p nello spazio geografico con lunghezza Δl_p , $(F_\sigma)_{i,l+1/2,m}$ e $(F_\theta)_{i,l+1/2,m}$ è il flusso attraverso la faccia nella frequenza e nello spazio direzionale, rispettivamente.

Il flusso convettivo è ricavato usando uno schema upwinding al primo ordine del tipo:

$$F_n = c_n \left(\frac{1}{2} (N_i + N_j) - \frac{1}{2} \frac{c}{|c|} (N_i - N_j) \right)$$

Dove c_n è la propagazione della velocità normale alla faccia dell'elemento.

Integrazione nel tempo

L'integrazione nel tempo è basata su un approccio a passo frazionario: inizialmente, infatti, si ricorre ad un passo di propagazione scelto per eseguire una calcolazione finalizzata ad ottenere una soluzione approssimata N^* , fino al nuovo livello $(n+1)$, risolvendo, quindi, l'equazione di conservazione dell'azione di onde omogenee, cioè senza termini sorgenti; successivamente viene calcolata la nuova soluzione N^{n+1} dalla soluzione stimata prendendo in considerazione solo l'effetto delle condizioni di sorgente.

La propagazione poi è portata a termine da uno schema esplicito di tipo euleriano:

$$N_{i,l,m}^* = N_{i,l,m}^n + \Delta t \left(\frac{\partial N_{i,l,m}}{\partial t} \right)^n$$

al fine di superare la severa restrizione di stabilità è implementato uno schema di integrazione multi-sequence; il massimo time step consentito è incrementato dall'impiego di una sequenza di integrazioni localmente condotte, dove il numero di step può variare da punto a punto.

Un source term step è effettuato usando un metodo implicito (vedi Komen et al, 1994):

$$N_{i,l,m}^{n+1} = N_{i,l,m}^* + \Delta t \left[\frac{(1-\alpha)S_{i,l,m}^* + \alpha S_{i,l,m}^{n+1}}{\sigma_l} \right]$$

dove α è un coefficiente di ponderazione che determina il tipo di metodo alle differenze finite.

Usando una serie di Taylor per approssimare S^{n+1} , ed assumendo che i termini off-diagonal in $\delta S/\delta E = \gamma$ sono trascurabili, la predetta equazione può essere semplificata come segue:

$$N_{i,l,m}^{n+1} = N_{i,l,m}^n + \frac{(S_{i,l,m}^* / \sigma_l) \Delta t}{(1 - \alpha \gamma \Delta t)}$$

Per onde crescenti ($\gamma > 0$) è usato un metodo esplicito alle differenze in avanti ($\alpha = 0$), mentre per onde decrescenti ($\gamma < 0$) è applicato un metodo implicito alle differenze all'indietro ($\alpha = 1$).

II. 2 - PROPAGAZIONE SOTTOCOSTA DEL CLIMA ONDOSO ESTRATTO DAL MEDATLAS

II.2.1 - IL DOMINIO REGIONALE

Il trasferimento delle condizioni ondometriche dal largo a sottocosta è stato studiato, come detto, su un dominio spaziale molto ampio, comprendente, al fine di non consentire che una componente significativa resti esclusa, una ragguardevole estensione del mare Tirreno. Il dominio di che trattasi è riportato in figura II.1 contestualmente alla relativa batimetria.

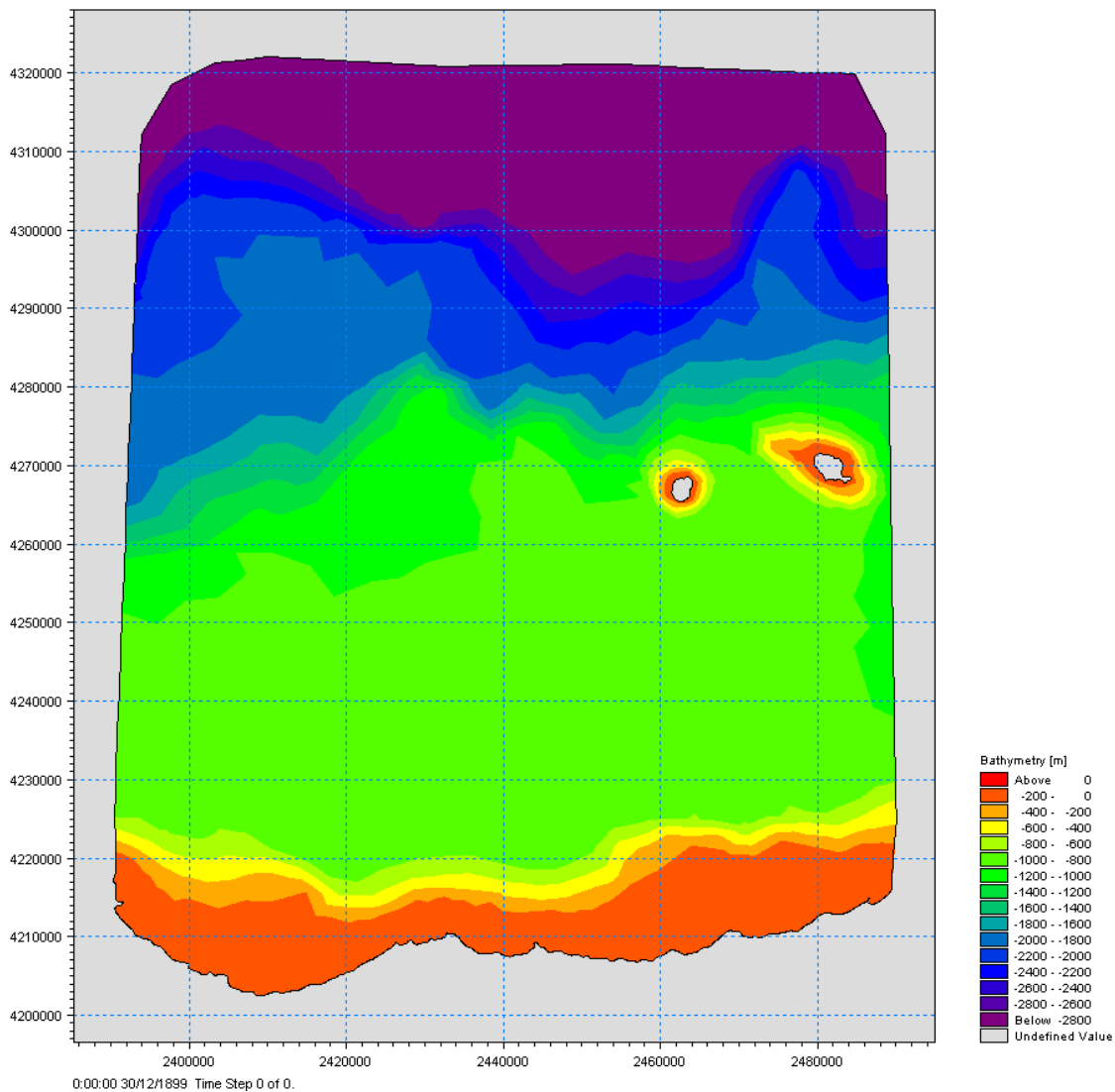


Figura II.1 - Il dominio regionale studiato

Il dominio geografico oggetto di indagine è stato discretizzato tramite una mesh non strutturata a maglie triangolari visibile nella figura II.2; al riguardo si osservi come la dimensione del singolo triangolo sia piuttosto ampia al largo e come, invece, si infittisca in prossimità della costa, laddove, come è ben noto, è richiesta maggiore accuratezza.

Per lo studio della propagazione è necessario dettare le condizioni presenti al contorno del dominio: nel caso specifico si è proceduto tracciando il confine di terra, segnato in giallo, due confini laterali, segnati in blu e in rosso, da cui si prevede l'ingresso nel dominio di onde variabili con la profondità del fondale e, infine, un confine offshore segnato in verde. Da quest'ultimo si suppone che entrino le forzanti ondamiche e, pertanto, il clima ondoso ricavato in precedenza è

stato trasformato in una successione di onde e posta come input al modello di calcolo del trasferimento.

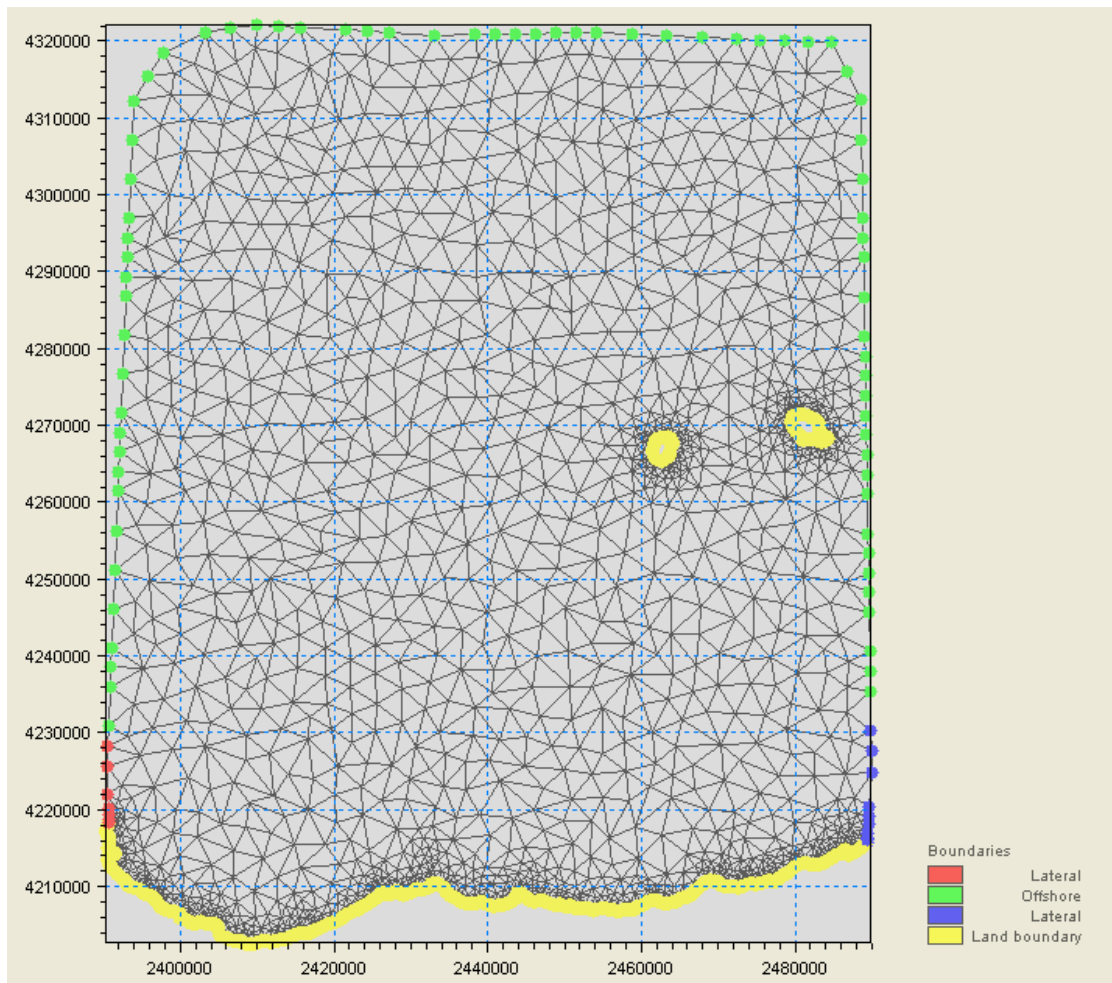


Figura II.2 - Mesh di calcolo e condizioni al contorno

Il modello Mike 21 SW descrive la propagazione delle onde in tutto il dominio di calcolo; in particolare si è studiata la propagazione di tutte le combinazioni altezza-direzione che compaiono della tabella del clima ondoso. Ad ogni coppia altezza-direzione il MEDATLAS attribuisce una frequenza. La forzante ondometrica si trasforma con la profondità, mentre la sua frequenza di accadimento rimane inalterata.

Si riportano tre campi d'onda prodotti in output dal modello detto (figg. II.3 a – b - c).

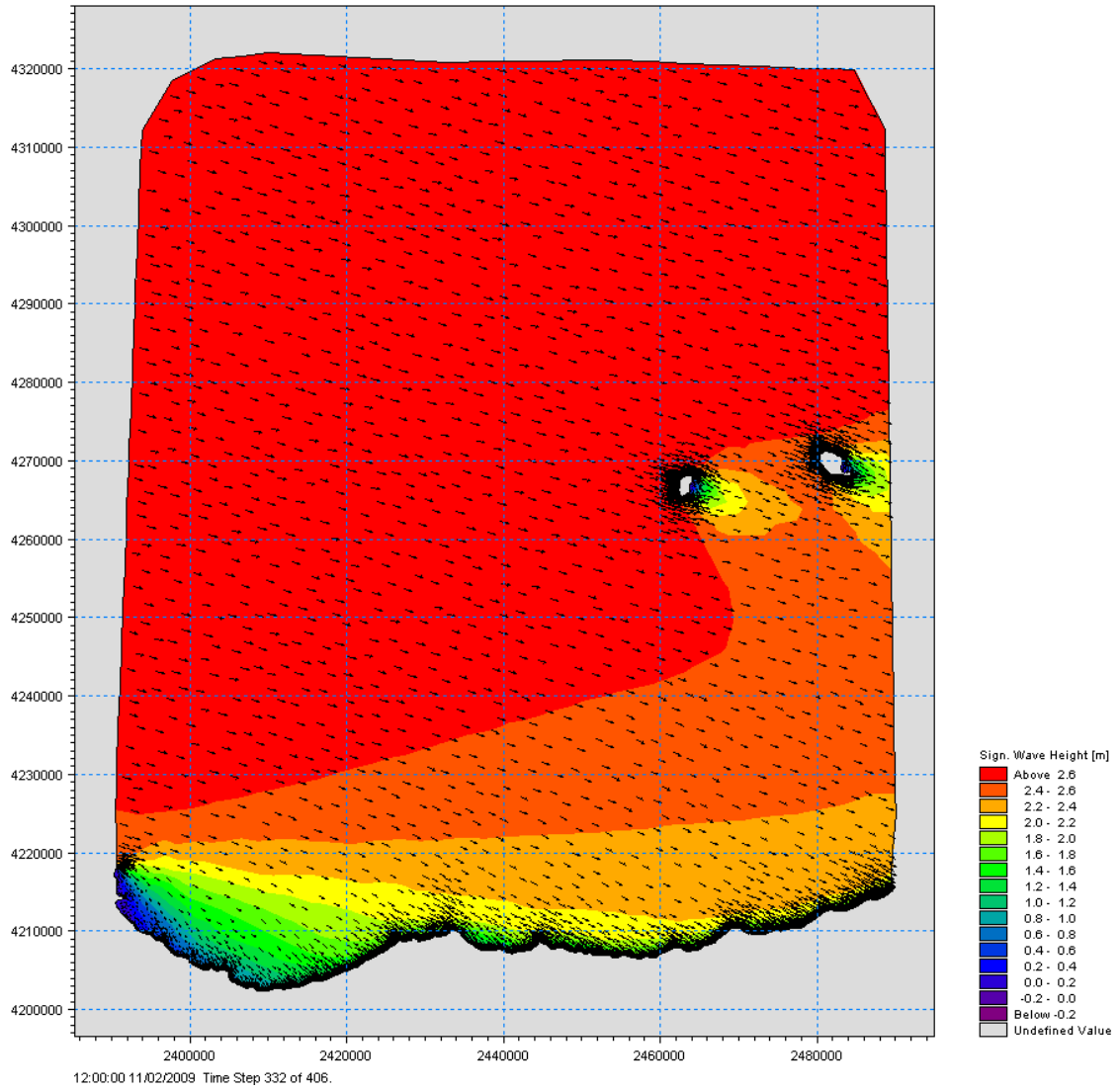


Figura II.3 a - Propagazione di un'onda di $H_s = 2.75$ m e direzione al largo $285^\circ N$

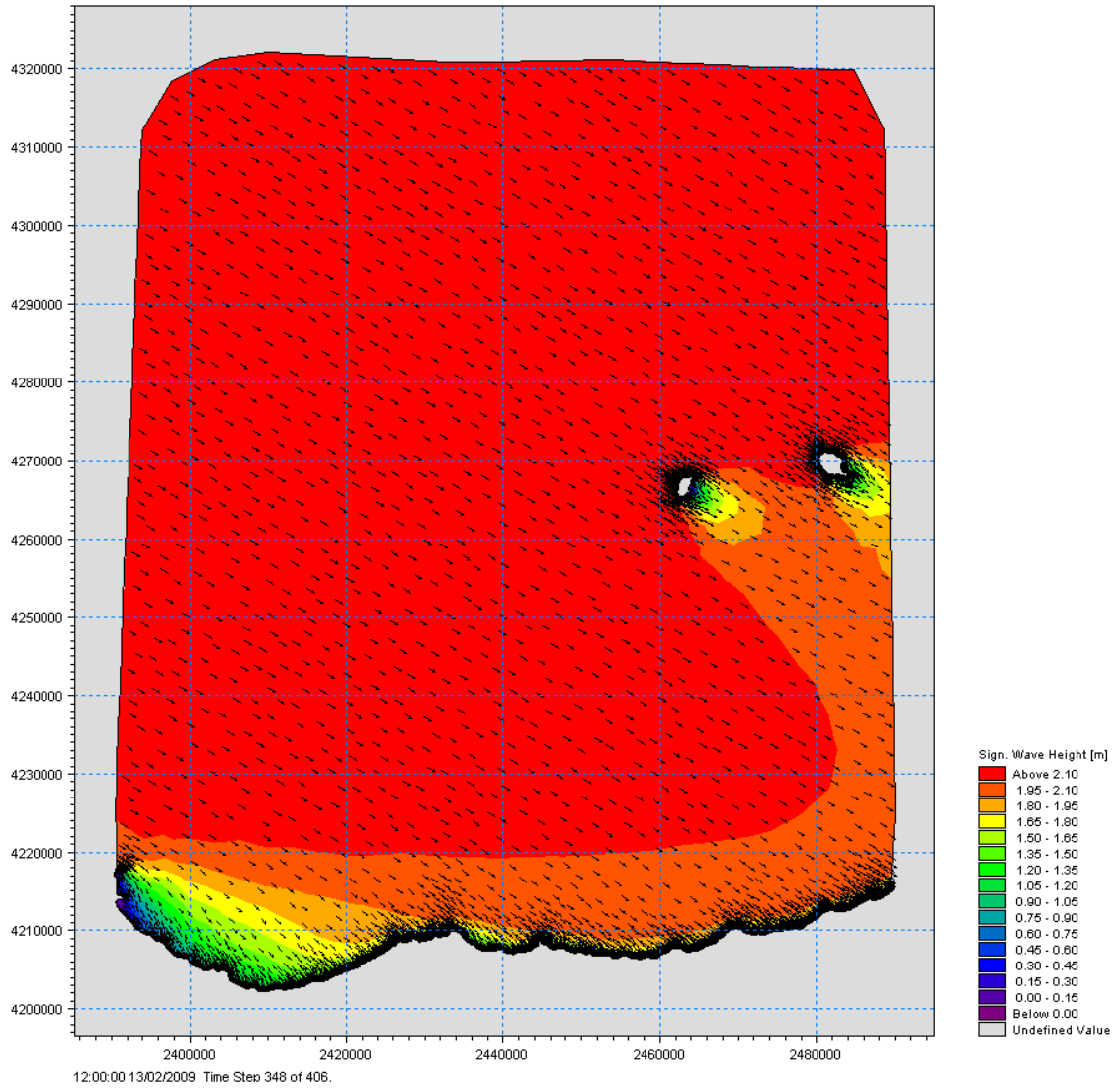


Figura II.3 b - Propagazione di un'onda di $H_s = 2.25\text{m}$ e direzione al largo 300°N

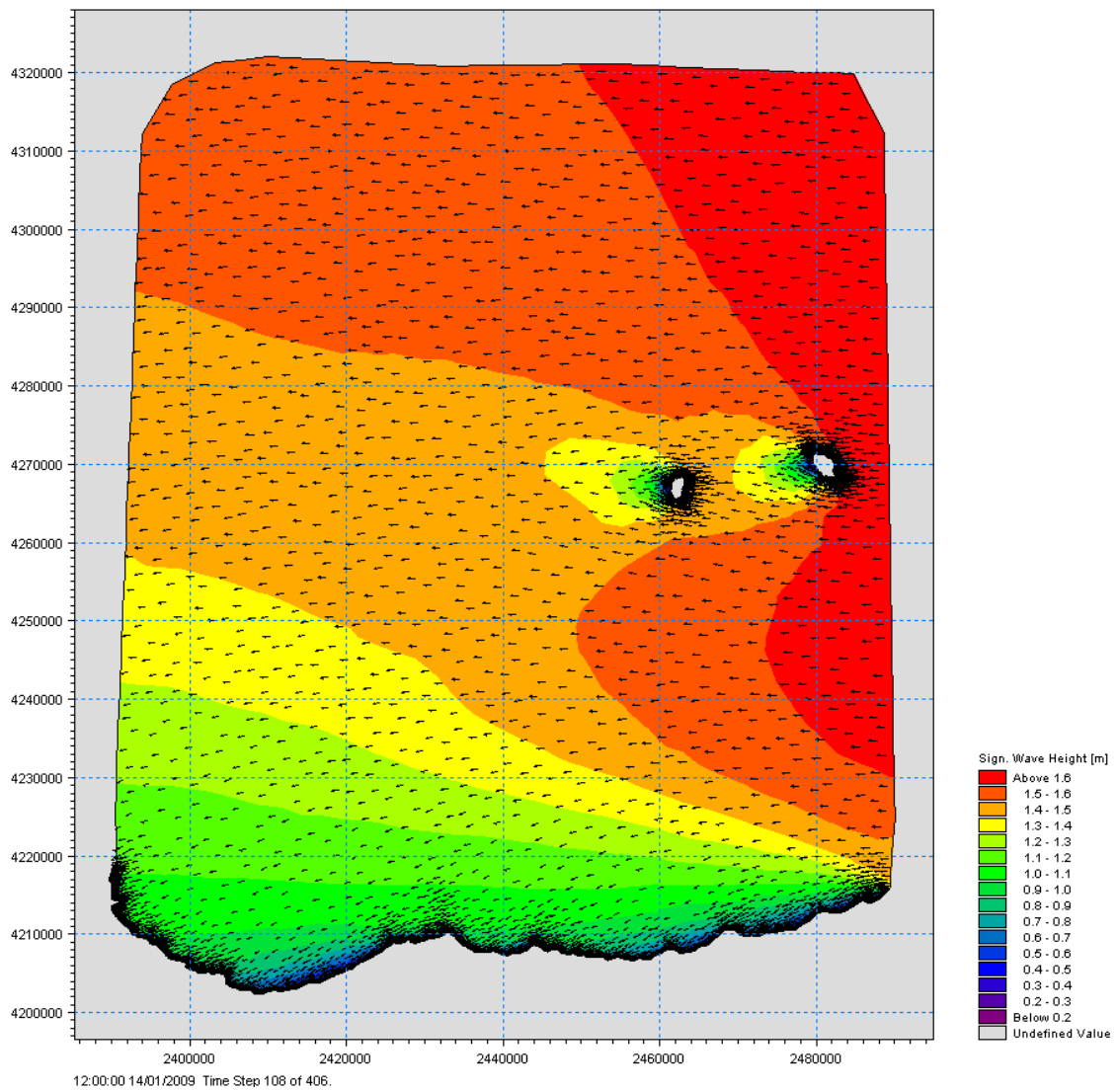


Figura II.3 c - Propagazione di un'onda di $H_s = 1.62\text{m}$ e direzione al largo 90°N

II.2.2 - IL CLIMA ONDOSO SOTTOCOSTA

La propagazione nel dominio di calcolo di tutte le coppie altezza-direzione fornisce informazioni circa la trasformazione che queste onde subiscono. Questa informazione spaziale, associata alla conoscenza delle frequenze di accadimento delle singole coppie altezza-direzione rende possibile argomentare sul clima ondometrico sottocosta. È possibile, infatti, concentrare l'attenzione su un punto posto sulla batimetrica -12.0 m di fronte il paraggio di Termini Imerese, in corrispondenza dell'imboccatura portuale. In questo punto, come in ogni altro punto del dominio di calcolo, si conoscono l'altezza e la direzione dell'onda generata da un particolare evento al largo, oltre che la sua frequenza di accadimento.

I risultati delle analisi vengono presentati sotto forma di rosa nella figura II.4; comparando tale grafico con quello corrispondente ottenuto per le condizioni al largo (cfr. fig. I.10) si osserva, innanzitutto, l'aumento della frequenza di calma; il settore dominante, inoltre, è $315^{\circ}\text{N} - 345^{\circ}\text{N}$, la cui direzione bisettrice è praticamente ortogonale alla giacitura della linea di riva.

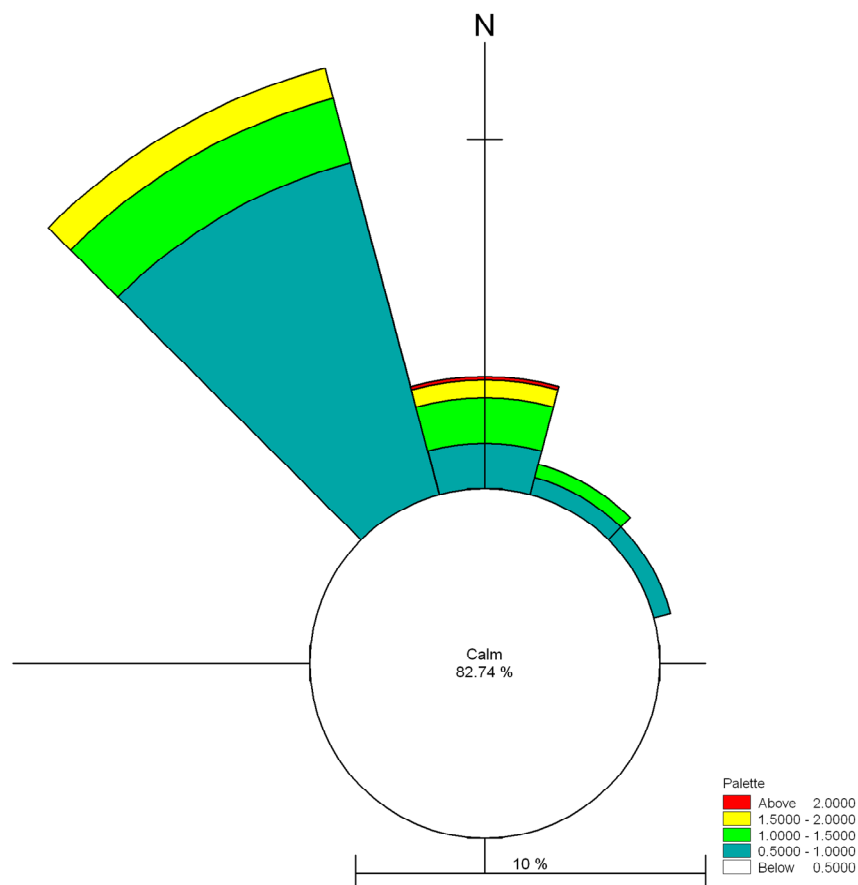


Figura II.4 - Clima ondoso sottocosta

II.2.3 – ELABORAZIONE STATISTICA DEGLI EVENTI ESTREMI SOTTOCOSTA

Analogamente a quanto fatto per le onde al largo, si vogliono ora caratterizzare statisticamente le onde sottocosta.

Dal clima ondoso sottocosta si sono ricavate le frequenze degli eventi di assegnata direzione e altezza, assumendo un valore di soglia dell'altezza d'onda significativa di 1,5 m.

Si è di nuovo imposta la legge di Gumbel per la descrizione dei dati storici e, in seguito al calcolo dei parametri della legge, è stato possibile confrontare la cdf empirica con quella teorica, ottenendo un'ottima corrispondenza, come evidenziato in figura II.5.

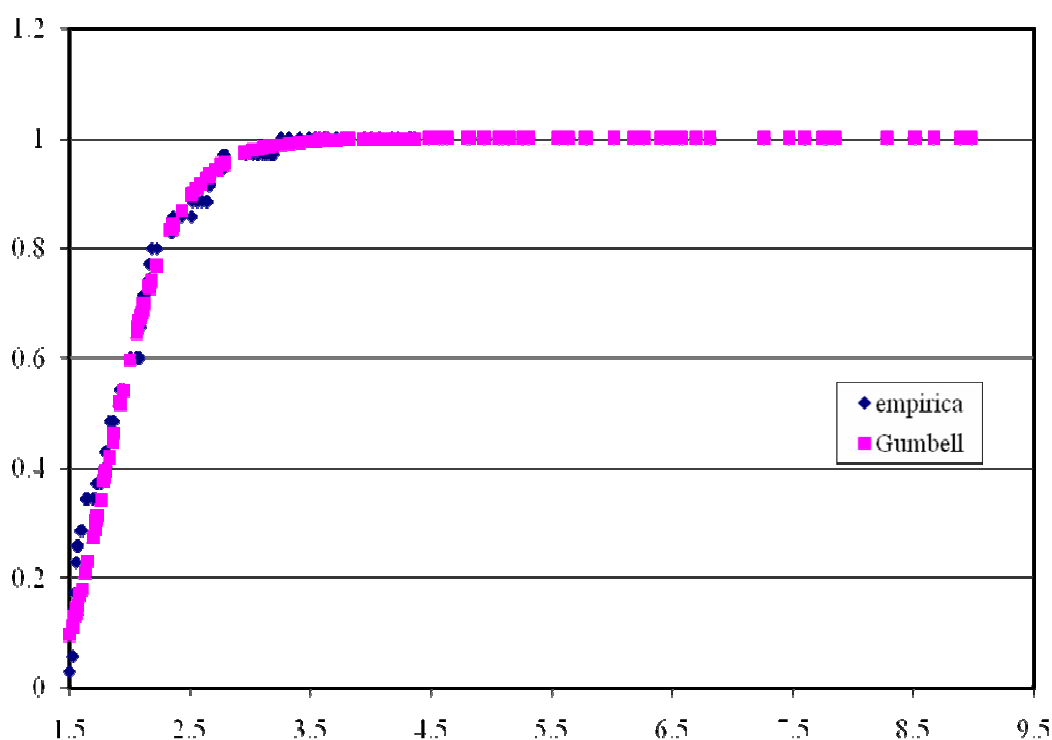


Figura II.5 - Confronto tra cdf empirica e teorica sottocosta

Nota la legge che lega l'altezza d'onda significativa alla frequenza di non superamento è possibile legare la prima anche al tempo di ritorno: la relazione in parola è riportata in figura II.6. Come era da attendersi, le onde sottocosta, subendo processi di rifrazione e di dissipazione di energia, si riducono notevolmente in altezza rispetto a quelle al largo. L'altezza d'onda con tempo di ritorno 100 anni è passata da 7.86 m al largo a 5.25 m sottocosta. Tale grafico illustra in maniera esaustiva il processo di trasformazione dal largo verso la costa.

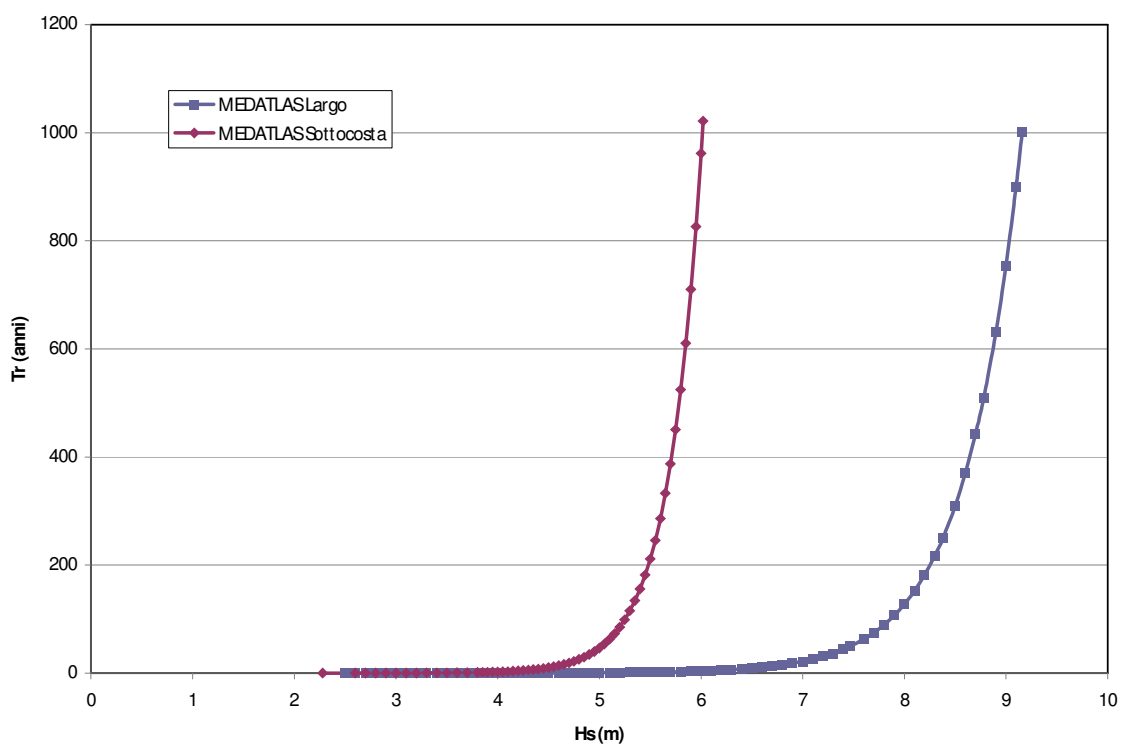


Figura II.6 - Relazione tra altezza d'onda significativa e tempo di ritorno sottocosta

La tabella II.1 riporta i valori estremi sottocosta.

TEMPO DI RITORNO	Medatlas
	H_s (m)
5	4.27
10	4.50
15	4.63
20	4.73
25	4.80
50	5.03
100	5.25

Tabella II.1 – Eventi estremi omnidirezionali sottocosta

II. 3 – PROPAGAZIONE SOTTOCOSTA DEL CLIMA ONDOSO ESTRATTO DALLA BOA RON DI CAPO GALLO

II.3.1 - IL DOMINIO REGIONALE

Il trasferimento delle condizioni ondamiche dal largo a sottocosta è stato studiato sul dominio spaziale riportato in figura II.7.

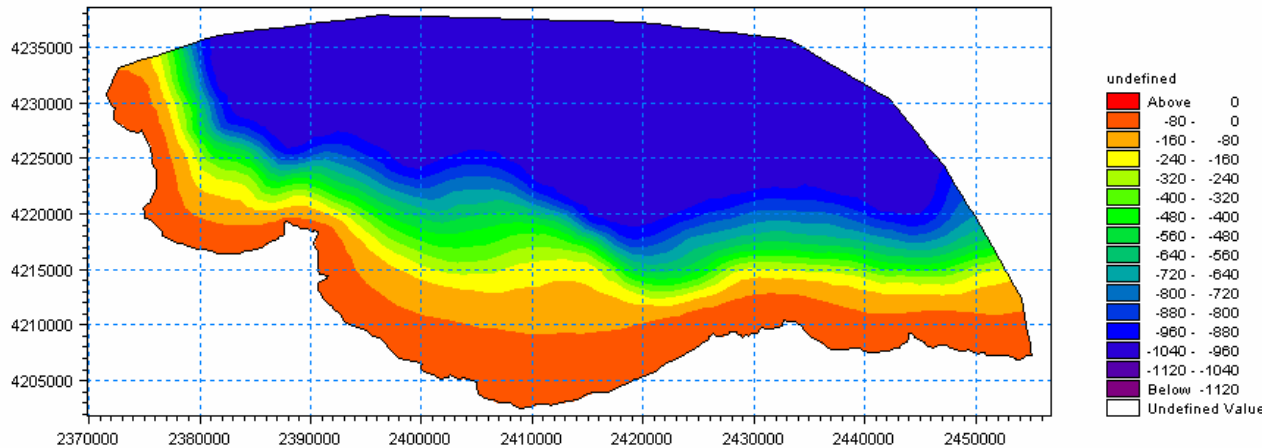


Figura II.7 - Dominio di calcolo

Il dominio geografico oggetto di indagine è stato discretizzato tramite una mesh non strutturata a maglie triangolari, visibile nella figura II.8, aventi dimensioni sempre più piccole man mano che ci si avvicina alla costa dove, come è ovvio, è richiesta maggiore accuratezza.

Per la simulazione si è supposto che dal confine offshore segnato in rosso entrino le forzanti ondamiche. A tal fine il clima ondoso è stato trasformato in una successione di onde da porre come input al modello di calcolo del trasferimento. Dai confini laterali segnati in verde, invece, si prevede l'ingresso nel dominio di onde variabili con la profondità del fondale.

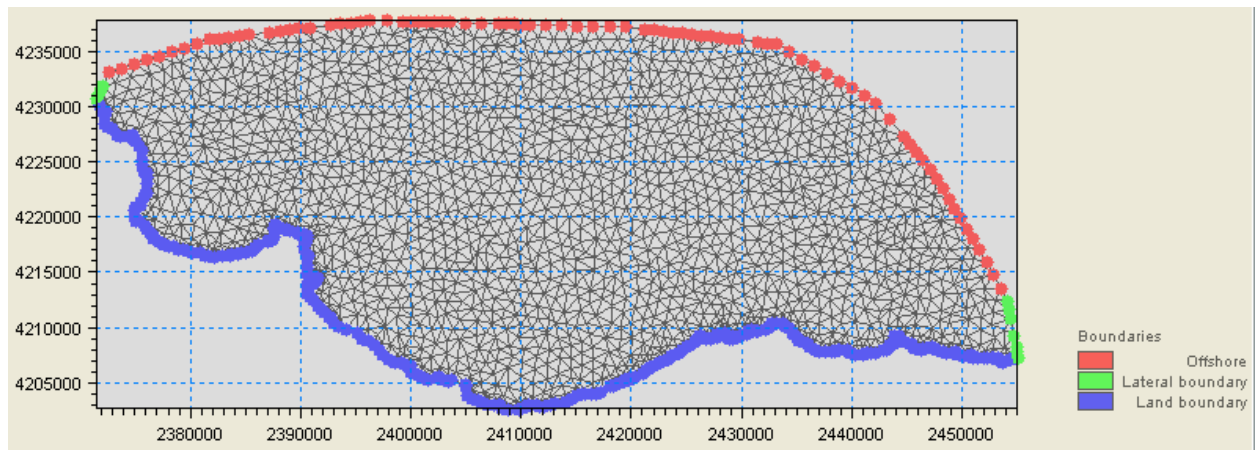


Figura II.8 - Mesh di calcolo e condizioni al contorno

Tramite il modello è stata studiata la propagazione di tutte le combinazioni altezza-direzione che compaiono nella tabella del clima ondoso; ad ogni coppia altezza-direzione è stata attribuita una frequenza.

Si riportano due campi d'onda prodotti in output dal modello detto.

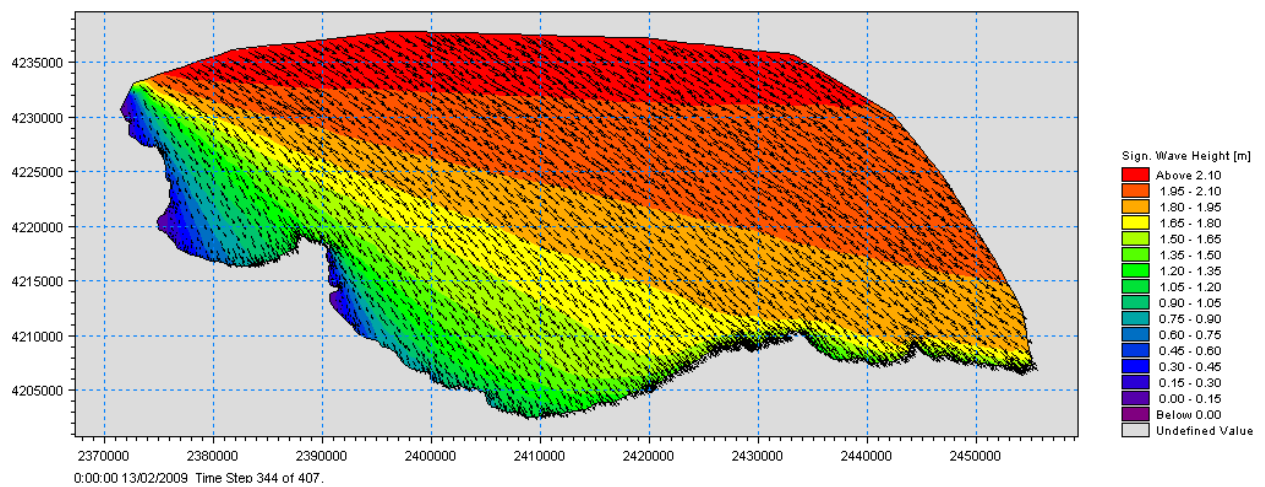


Figura II.9 a - Propagazione di un'onda di $H_s = 2.25$ m e direzione al largo $300^\circ N$

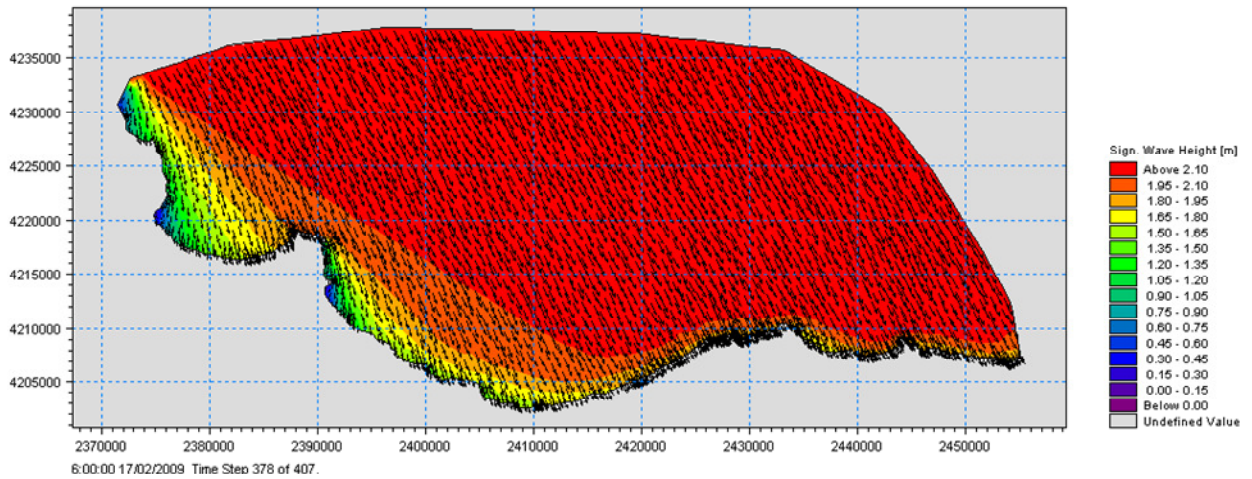


Figura II.10 b - Propagazione di un'onda di $H_s = 2.25$ m e direzione al largo $330^\circ N$

II.3.2 - IL CLIMA ONDOSO SOTTOCOSTA

L'informazione spaziale circa la trasformazione subita dalle onde, associata alla conoscenza delle frequenze di accadimento, consente di ricavare un clima ondoso sottocosta.

Dai risultati del modello sono state estrapolate le grandezze caratteristiche della serie di onde in corrispondenza di un punto posto sulla batimetrica -12.0 m, prossimo al porto di Termini Imerese.

I risultati delle analisi vengono presentati sotto forma di rosa nella figura II.11; comparando tale grafico con quello ottenuto per le condizioni al largo si osserva che il settore dominante è $330^\circ N$, direzione praticamente ortogonale alla giacitura della linea di riva.

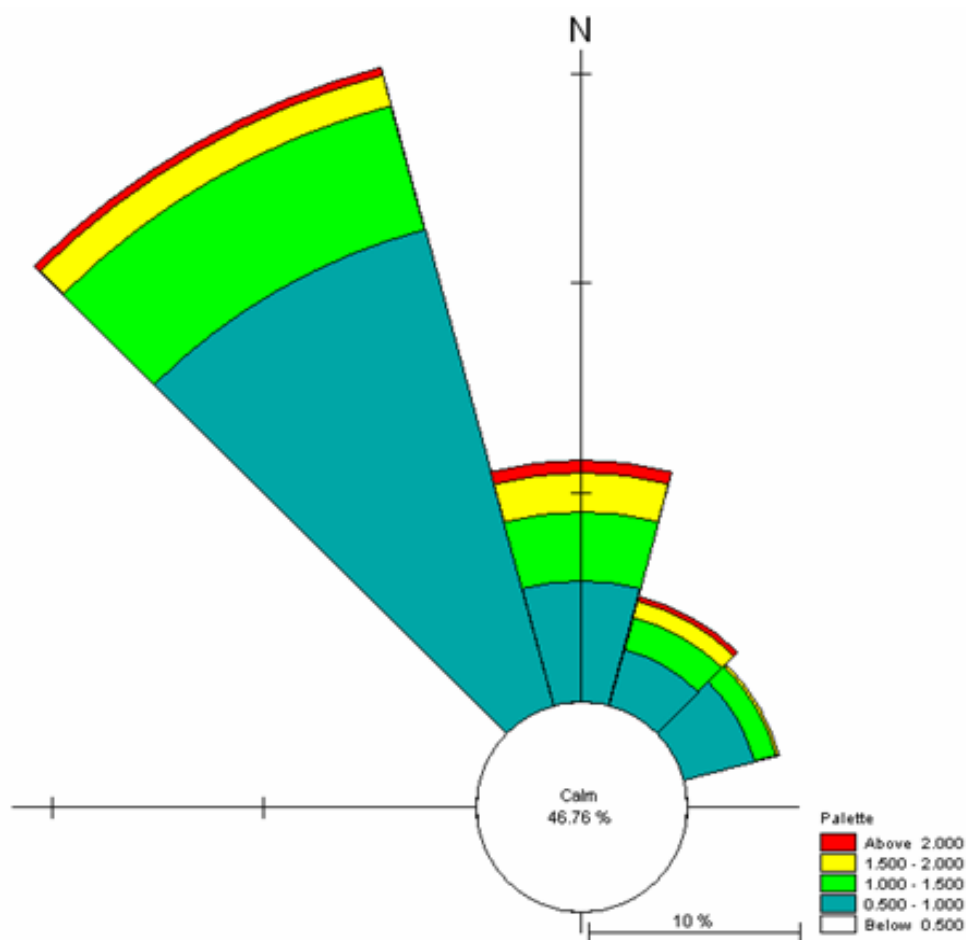


Figura II.11 - Clima ondoso sottocosta

II.3.3 - ELABORAZIONE STATISTICA DEGLI EVENTI ESTREMI SOTTOCOSTA

Analogamente a quanto fatto per le onde al largo, si vogliono ora caratterizzare statisticamente le onde sottocosta.

Dal clima ondoso sottocosta si sono ricavate le frequenze degli eventi di assegnata direzione e altezza, assumendo un valore di soglia dell'altezza d'onda significativa di 1,5 m. Si è, quindi, imposta la legge di Gumbel per la descrizione dei dati storici e, in seguito al calcolo dei parametri della legge, è stato possibile confrontare la cdf empirica con quella teorica, ottenendo un'ottima corrispondenza, come evidenziato in figura II.12.

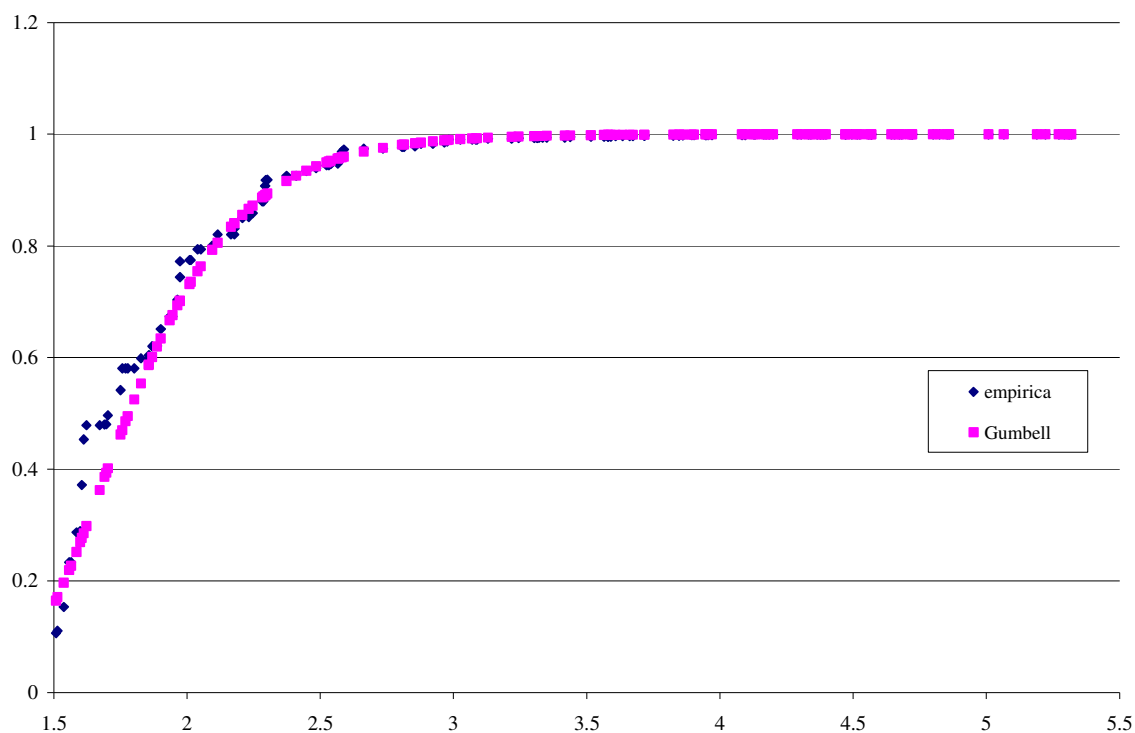


Figura II.12 - Confronto tra cdf empirica e teorica sottocosta

Nota la legge che lega l'altezza d'onda significativa alla frequenza di non superamento è possibile legare la prima anche al tempo di ritorno (tabella II.2)

TEMPO DI RITORNO	GUMBEL
	Hs (m)
1	3.37
2	3.57
5	3.83
10	4.03
15	4.14
20	4.23
25	4.29
50	4.49
100	4.70
150	4.80
250	4.94
500	5.14
1000	5.34

Tabella II.2 - Eventi estremi omnidirezionali sottocosta

La figura II.13 riporta la legge che lega l'altezza d'onda al tempo di ritorno con riferimento agli eventi a largo e sottocosta ed illustra in maniera esaustiva il processo di trasformazione dal largo verso la costa. Come era da attendersi, le onde sottocosta, subendo processi di rifrazione e di dissipazione di energia, si riducono notevolmente in altezza rispetto a quelle al largo. L'altezza d'onda con tempo di ritorno 100 anni è passata da 7.53 m al largo a 4.70 m sottocosta.

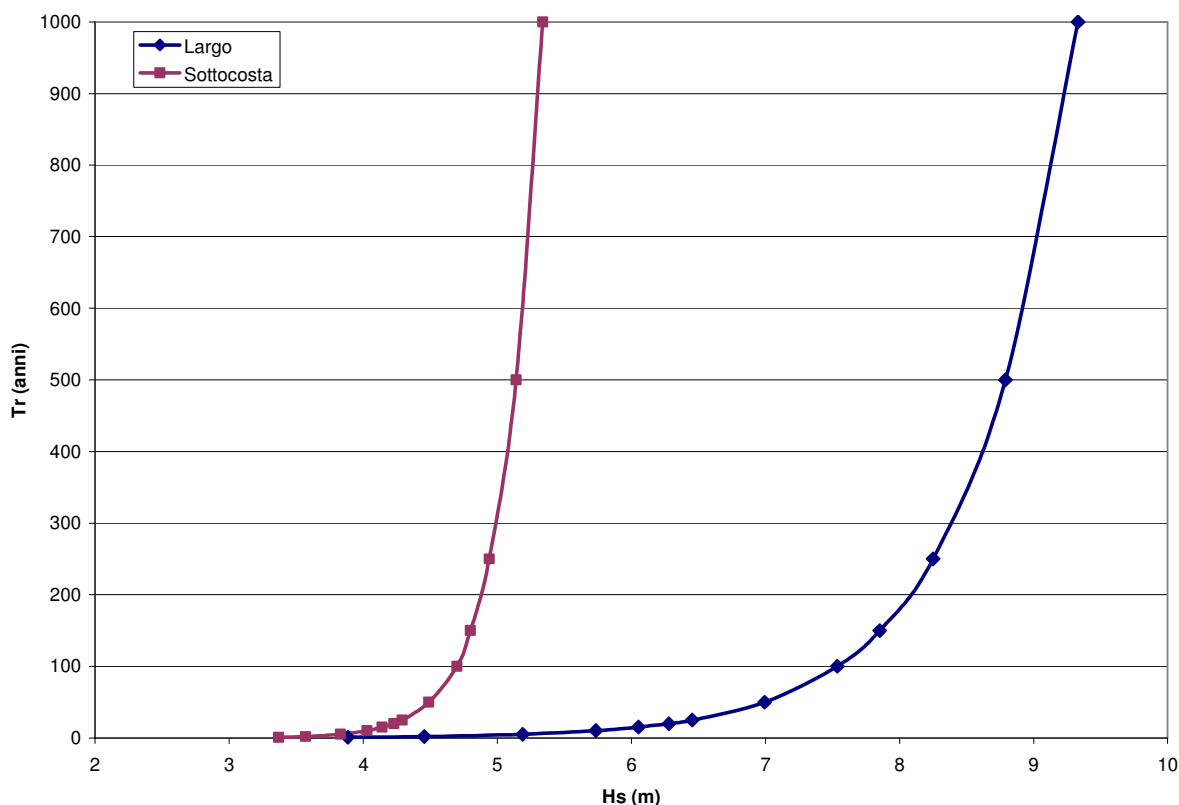


Figura II.13 - Relazione tra altezza d'onda significativa e tempo di ritorno sottocosta

II.4 – ANALISI COMPARATIVA

Sottocosta, le differenze tra le direzioni di provenienza si attenuano fino a scomparire per effetto del fenomeno della rifrazione del moto ondoso, il settore dominante è quello avente come direzione bisettrice la direzione 330°N e le altezze d'onda, tenuto conto dei fenomeni di frangimento, risultano anch'esse sostanzialmente simili pur essendo quelle valutate in base ai dati della boa sempre leggermente inferiori (tabella II.3).

Analogamente a quanto fatto a largo si riporta in figura II.14 l'andamento dell'altezza d'onda significativa sottocosta al variare del tempo di ritorno per i due casi esaminati.

TEMPO DI RITORNO	Medatlas	Boa di Capo Gallo
	H_s (m)	H_s (m)
5	4.27	3.83
10	4.50	4.03
15	4.63	4.14
20	4.73	4.23
25	4.80	4.29
50	5.03	4.49
100	5.25	4.70

Tabella II.3 - Eventi estremi sottocosta

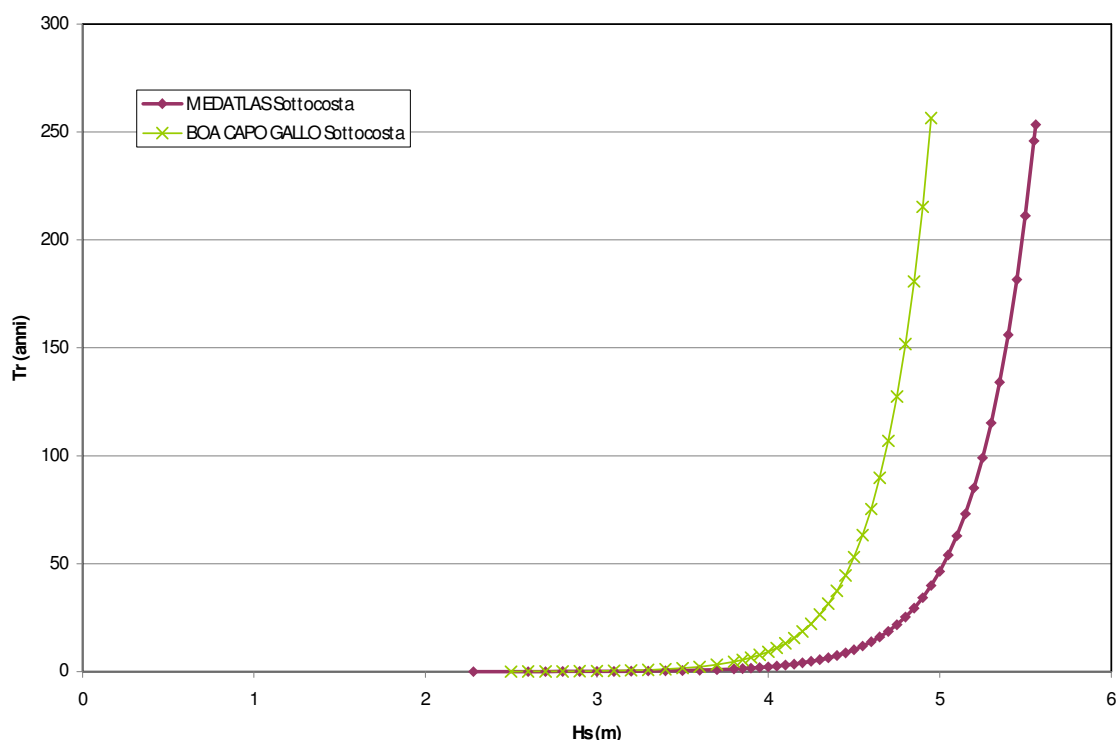


Figura II.14 – Relazione tra altezza d'onda significativa e tempo di ritorno sottocosta riferita ai due casi esaminati

II.5 – PROPAGAZIONE SOTTOCOSTA DEGLI EVENTI ESTREMI DIREZIONALI

Nel presente paragrafo si riporta lo studio della propagazione da largo verso riva degli eventi estremi di moto ondoso associati ai periodi di ritorno più significativi. Tale studio risulta utile per il dimensionamento e per la verifica delle strutture da progettare, in cui è necessario conoscere i valori delle onde che possono direttamente incidere le opere.

Note le caratteristiche ondametriche degli eventi estremi direzionali al largo (cfr. II. 3.3) si è proceduto, pertanto, ad effettuare la propagazione verso riva mediante il modello MIKE 21 – SW.

Al fine di ottenere informazioni accurate circa le caratteristiche dell'onda che investe l'opera prevista in progetto, sono state effettuate le simulazioni di propagazione per due configurazioni planimetriche del porto di Termini Imerese: la prima rappresenta lo stato futuro di realizzazione del progetto in esame e la seconda, invece, rappresenta la condizione in cui viene realizzato anche il prolungamento del molo di sopraflutto.

Preliminarmente si è proceduto, quindi, ad aggiungere, all'interno del dominio di calcolo già utilizzato per le simulazioni (cfr. figura II.7), un maggiore dettaglio di informazioni nell'area sottocosta. A tal fine, sono stati introdotti i dati derivanti dal rilievo batimetrico effettuato, ed è stata realizzata una mesh con maglia più fitta in corrispondenza del paraggio portuale (figure II.15 e II.16).

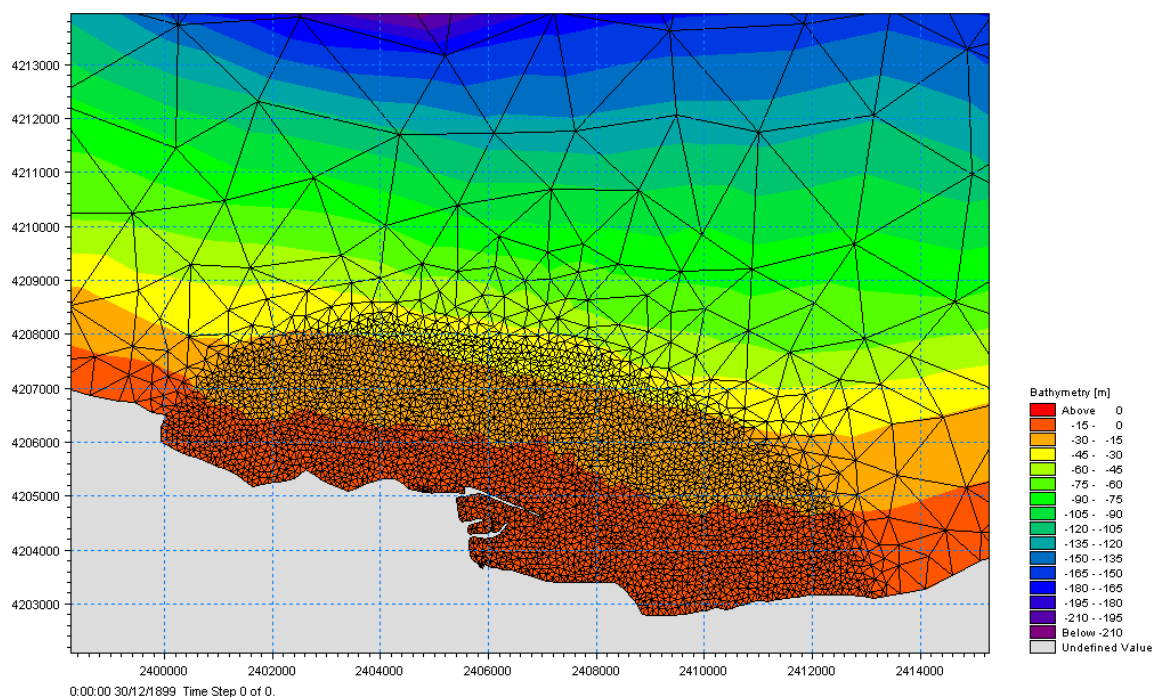


Figura II.15 – Batimetria dell'area di studio sottocosta – Configurazione 1

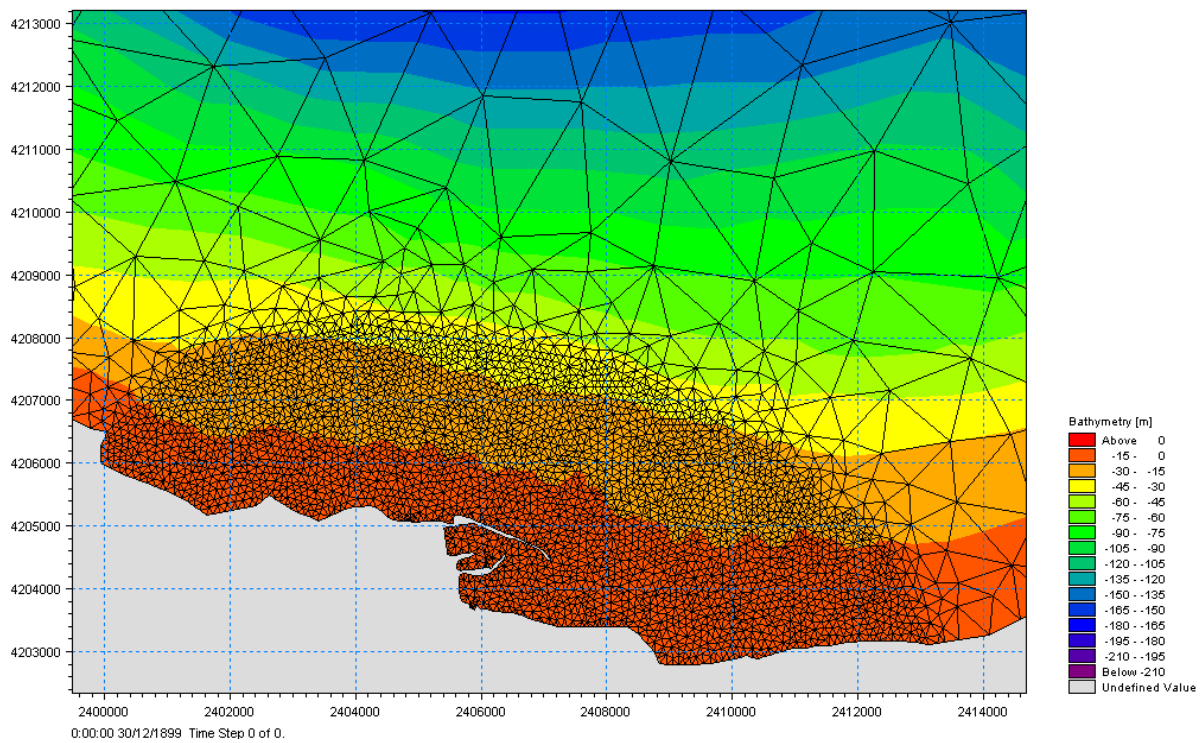


Figura II.16 – Batimetria dell’area di studio sottocosta – Configurazione 2

Dalle simulazioni effettuate con il modulo SW si sono ottenute le altezze d’onda e le direzioni di propagazione per tutta l’area considerata. Ai fini progettuali, si sono estratte le onde in tre punti antistanti le opere da realizzare (figure II.17).

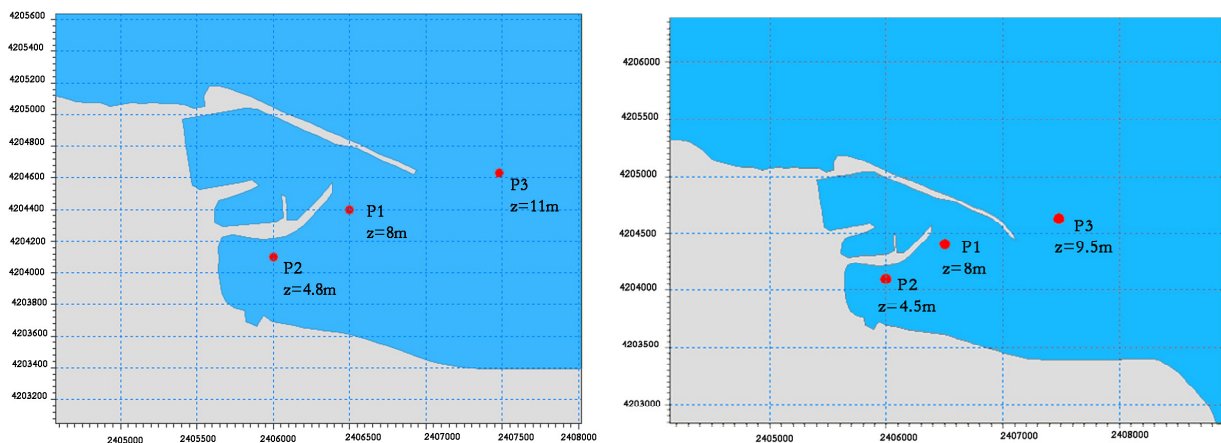


Figura II.17 – Punti di calcolo per le due configurazioni

I risultati ottenuti per le due configurazioni portuali ipotizzate sono sintetizzati nelle tabelle II.4 e II.5.

CONFIGURAZIONE 1

TEMPO DI RITORNO	Largo		Dir 330° N			Dir 0° N		
			P1	P2	P3	P1	P2	P3
	Hs	Tp	Hs	Hs	Hs	Hs	Hs	Hs
1	3,663	7,65	0,262	0,169	2,404	0,507	0,326	2,851
10	6,067	9,85	0,504	0,309	3,931	0,731	0,442	4,178
50	7,671	11,08	0,583	0,350	4,389	0,795	0,471	4,550
100	8,360	11,57	0,609	0,363	4,521	0,816	0,483	4,665
150	8,762	11,84	0,623	0,370	4,588	0,825	0,488	4,723
250	9,268	12,18	0,631	0,374	4,630	0,831	0,490	4,757

TEMPO DI RITORNO	Largo		Dir 30° N			Dir 60° N		
			P1	P2	P3	P1	P2	P3
	Hs	Tp	Hs	Hs	Hs	Hs	Hs	Hs
1	2,062	5,74	0,565	0,414	1,816	0,712	0,551	1,546
10	4,435	8,42	0,929	0,597	3,464	1,070	0,715	2,789
50	5,701	9,55	1,013	0,639	4,100	1,232	0,827	3,709
100	6,236	9,99	1,030	0,645	4,273	1,258	0,846	3,987
150	6,549	10,24	1,038	0,647	4,359	1,268	0,853	4,123
250	6,942	10,54	1,046	0,648	4,453	1,278	0,859	4,268

Tabella II.4 – Eventi estremi direzionali sottocosta - Configurazione 1

CONFIGURAZIONE 2

TEMPO DI RITORNO	Largo		Dir 330° N			Dir 0° N		
			P1	P2	P3	P1	P2	P3
	Hs	Tp	Hs	Hs	Hs	Hs	Hs	Hs
1	3,663	7,65	0,112	0,111	2,485	0,233	0,226	2,897
10	6,067	9,85	0,201	0,196	3,823	0,306	0,296	3,985
50	7,671	11,08	0,227	0,221	4,187	0,324	0,311	4,301
100	8,360	11,57	0,236	0,229	4,297	0,330	0,316	4,399
150	8,762	11,84	0,240	0,234	4,353	0,333	0,318	4,450
250	9,268	12,18	0,243	0,236	4,386	0,335	0,320	4,479

TEMPO DI RITORNO	Largo		Dir 30° N			Dir 60° N		
			P1	P2	P3	P1	P2	P3
	Hs	Tp	Hs	Hs	Hs	Hs	Hs	Hs
1	2,062	5,74	0,267	0,284	1,796	0,358	0,389	1,520
10	4,435	8,42	0,415	0,411	3,391	0,509	0,507	2,773
50	5,701	9,55	0,435	0,429	3,910	0,546	0,553	3,609
100	6,236	9,99	0,439	0,431	4,054	0,548	0,554	3,837
150	6,549	10,24	0,441	0,432	4,126	0,549	0,554	3,946
250	6,942	10,54	0,442	0,433	4,207	0,549	0,553	4,064

Tabella II.5 – Eventi estremi direzionali sottocosta - Configurazione 2

CONSIDERAZIONI RIASSUNTIVE E CONCLUSIVE

A partire dalle tre fonti di dati disponibili si è proceduto alla definizione del clima ondoso a largo di Termini Imerese e alla caratterizzazione statistica degli eventi estremi omnidirezionali.

Sulla scorta dei risultati ottenuti, è stata condotta la propagazione sottocosta, mediante il software MIKE 21 SW, sia dei dati Medatlas, sia della serie ondometrica della boa RON di Capo Gallo.

Si è ritenuto, invece, non indispensabile condurre la propagazione anche per la serie ondometrica ottenuta a partire dai dati di vento della stazione anemometrica di Ustica, in quanto i risultati del relativo studio al largo sono paragonabili a quelli ottenuti a partire dai dati ondometrici della boa RON di Capo Gallo.

Infine, è stata condotta la propagazione sottocosta degli eventi estremi direzionali al fine di valutare l'onda che incide l'opera da realizzare.