

Modellistica del moto ondoso FormazioneOnde

Aeole, tibi divom pater atque hominum rex / et mulcere dedit fluctus et tollere vento,
Eolo, il padre degli dei e re degli uomini ti ha dato il potere di placare le onde e di alzarle col vento
(Virgilio, Eneide, Libro I)

A.A 2017-2018

Le parti **marcate in blu** o in grigio NON sono comprese nel programma e servono per assicurare gli studenti più precisi ¹

In cornice alcuni approfondimenti o curiosità

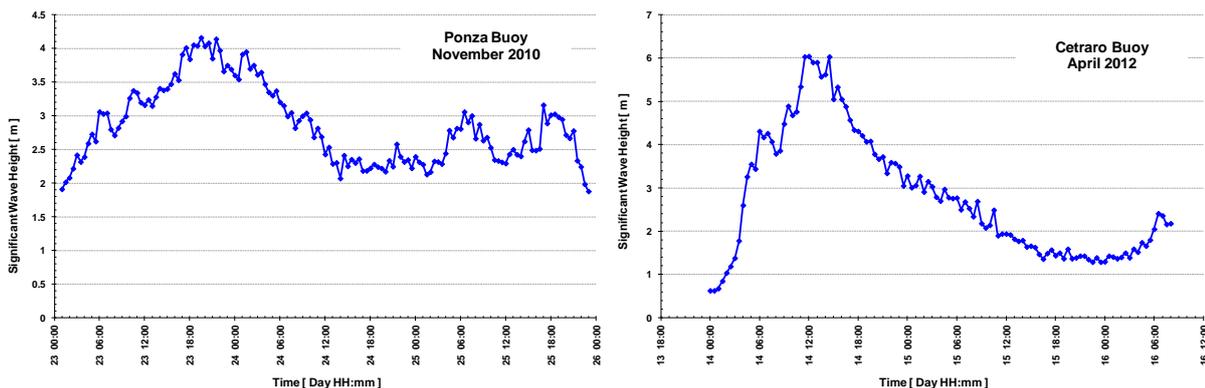
Le parti in corsivo sono da svolgere autonomamente come esercizio

Molti elementi degli appunti che seguono sono stati forniti dal T. Col. Lucio Torrì, del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare CNMCA. I dati di ondometro provengono dall'ISPRA (Ing. G. Nardone) e dalla Protezione Civile della Regione Campania (Ing. M. Biafore). Le elaborazioni modellistiche SWAN sono di Pino Spulsi. A loro vanno i nostri più sentiti ringraziamenti

LA FORMAZIONE DELLE ONDE

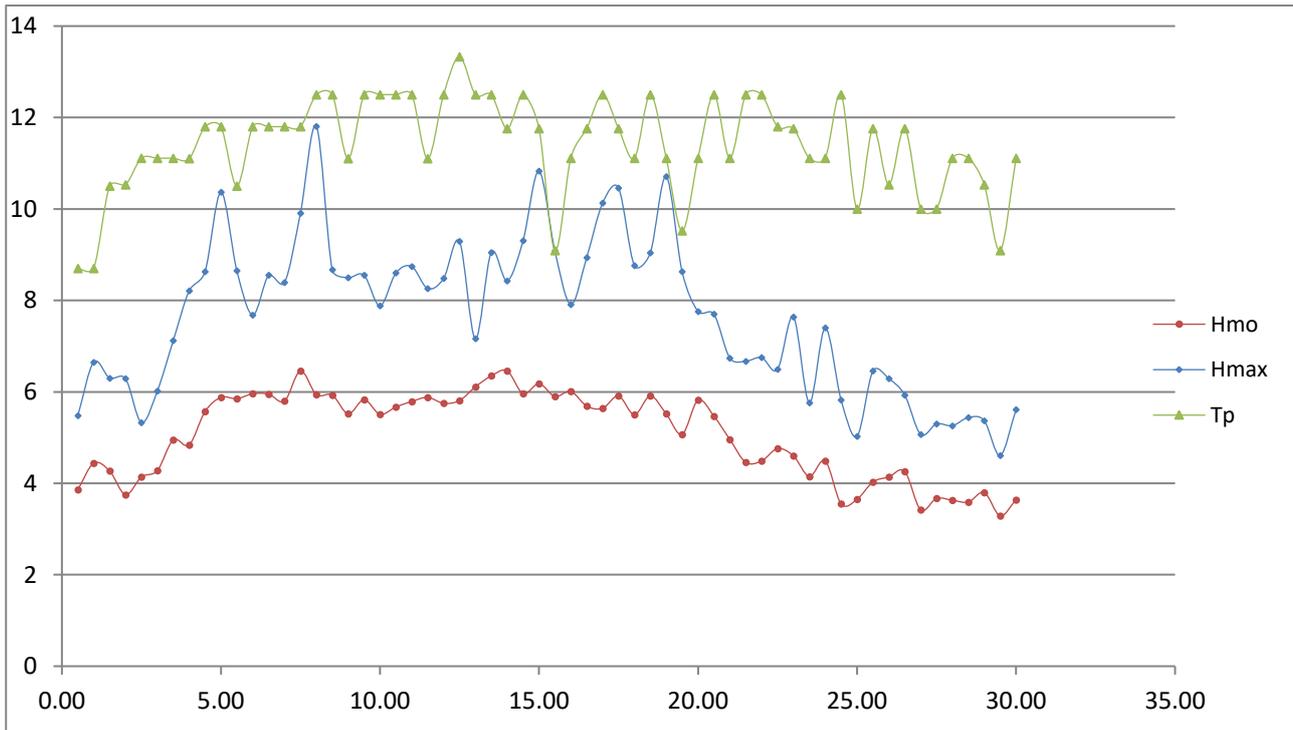
PREMESSA

Gli ondometri registrano ad intervalli dell'ordine dei 20' o 30'i parametri statistici (Hs, T, direzione, descritti nel capitolo precedente) degli stati di mare. In occasione del passaggio di una perturbazione atmosferica, i diagrammi delle Hs così ottenute in funzione del tempo sono del tipo di quelli illustrati nella figura seguente:



Valori dell'altezza significativa Hs (SWH) rilevati e mediati ogni 30' da due boe ISPRA nel del Tirreno

¹ *Ulteriori elementi, che non fanno parte del programma di esame si possono trovare sui nostri appunti per i*
<http://www.eugeniope.it/MASTEParthenopeMATERIALE/FormazioneOnde.pdf>
del progetto TEMASAV dell'Università Parthenope



Valori dell'altezza significativa H_s (SWH) rilevati e mediati ogni 30' dalla boa ISPRA nel di Crotona – dalle 01/12/2013 ore 0.00 alle 02/12/2013 del 7.00.00. **Notare che i valori di H_{m0} ($=H_{1/3}$) non sono poi eccezionali. Invece quelli di H_{max} sono molto alti ed anche irregolari.** Dati ISPRA- Ing. Gabriele Nardone **Verificare con la distribuzione di Rayleigh la attendibilità delle H_{max} data H_{m0}**

Questi episodi si chiamano mareggiate. Corrispondono a quelle che i meteorologi chiamano “perturbazioni” o “fronti” .

Le onde (“di vento”) nascono e crescono per effetto del trasferimento di quantità di moto ed energia dal vento agli strati superficiali del mare; il meccanismo di questo trasferimento è molto complesso, ma è evidente che esso dipende dalla velocità del vento in vicinanza della superficie (**strato limite atmosferico**).

Schematicamente si può dire che il vento fornisce energia al moto ondoso, mentre vari meccanismi – principalmente la formazione di turbolenza a causa del “frangimento” delle onde, di cui si parlerà in seguito – distruggono questa energia. Il fenomeno è complesso e può solo essere trattato con modelli numerici molto sofisticati.

Esiste tuttavia un corpo di tecniche empiriche abbastanza semplici per valutare – in condizioni schematiche - la formazione delle mareggiate. Tali tecniche, tuttora utili per formarsi un'idea fisica dei processi e per fornire gli ordini di grandezza dei valori, vanno sotto il nome di “metodo SMB”,

La generazione delle onde, il fetch, i metodi tradizionali SMB

Il “metodo SMB” fu sviluppato inizialmente da Sverdrup e Munk (1947), successivamente ripreso da Bretschneider, poi migliorato da molti altri.

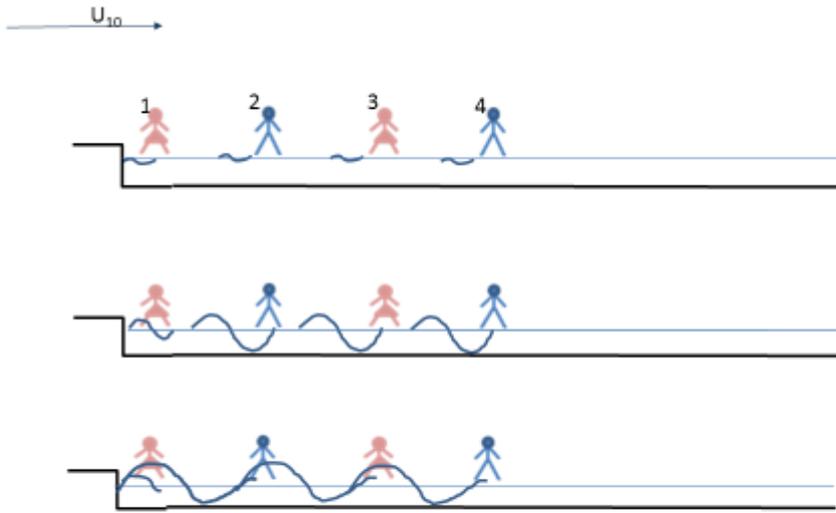
Esso è una combinazione di procedure empiriche ed analitiche per determinare l'altezza significativa ($H_{1/3}$) di una mareggiata, (cioè di una successione continua di stati di mare), una volta che sia nota la velocità e la durata del vento; si basa su ipotesi molto semplificative, e cioè che:

- l'evento è unidirezionale;
- l'evento inizia con mare calmo
- il vento, inizialmente nullo raggiunge immediatamente un valore costante U_{10}^2

Il metodo SMB trascura completamente l'aspetto spettrale, non fornisce cioè informazioni sulla la distribuzione del moto ondoso in frequenza o in direzione, né è in grado di trattare situazioni in cui il vento varia nel tempo e nello spazio.

² Il vento varia secondo la quota (“strato limite atmosferico”). Per le azioni sul mare, si utilizza convenzionalmente il vento “a 10 metri dal livello medio mare” U_{10}

A causa di queste limitazioni il metodo è in parte superato, ma serve ancora fornire ordini di grandezza e indicazioni di carattere qualitativo. Esso deve essere quindi padroneggiato bene, nella forma molto semplice descritta nel seguito.



Il vento fornisce energia al mare localmente, cioè in qualunque punto del braccio di mare interessato. All'alzarsi del vento le onde cominciano ad innalzarsi uniformemente in tutto il tratto di mare considerato; tutti gli osservatori osservano quindi lo stesso valore di H_s . (Prima figura in alto).

Ma in ogni punto è presente non solo il mare generato localmente, ma anche quello che si muove – come abbiamo visto – con celerità di gruppo C_g . Ogni osservatore quindi vede crescere l'intensità del mare (H_s) a causa delle onde che man mano gli arrivano. Al passare del tempo, H_s per ciascun osservatore cresce col tempo in maniera analoga: la zona da cui provengono le onde è più o meno la stessa per tutti (tranne il n 1). Si veda il secondo schema. Siamo quindi in uno stato non stazionario, e non dipendente dal fetch (distanza dalla costa) ma solo dal tempo.

Ad un certo punto, la distanza da cui provengono le onde viste dall'osservatore eguaglia il suo fetch: ad esempio, nella seconda figura, per l'osservatore 1; nella terza, per l'osservatore 2. Da quel momento in poi l' H_s in quel punto resta costante, ed il suo valore dipende solo dal fetch e non dal tempo: "stato stazionario, dipendente dal fetch". È facile vedere che dopo un po' di tempo la stessa cosa si verifica per gli osservatori 3, 4, etc.

Si distinguono quindi tre particolari condizioni:

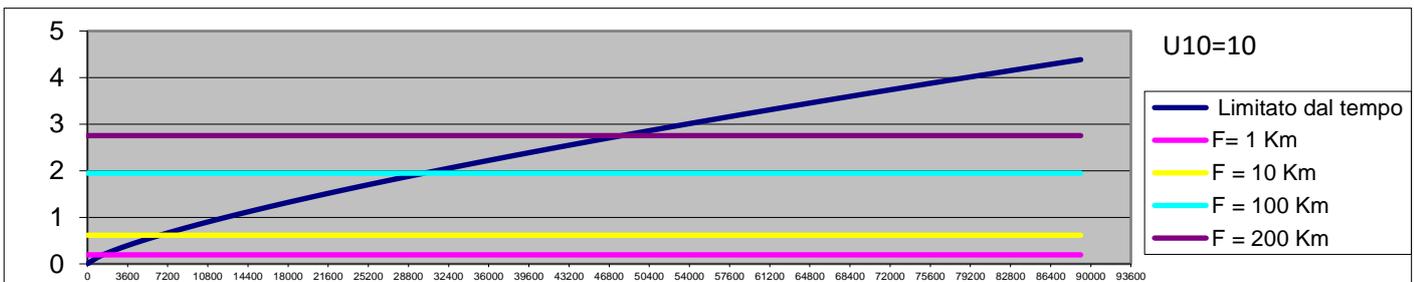
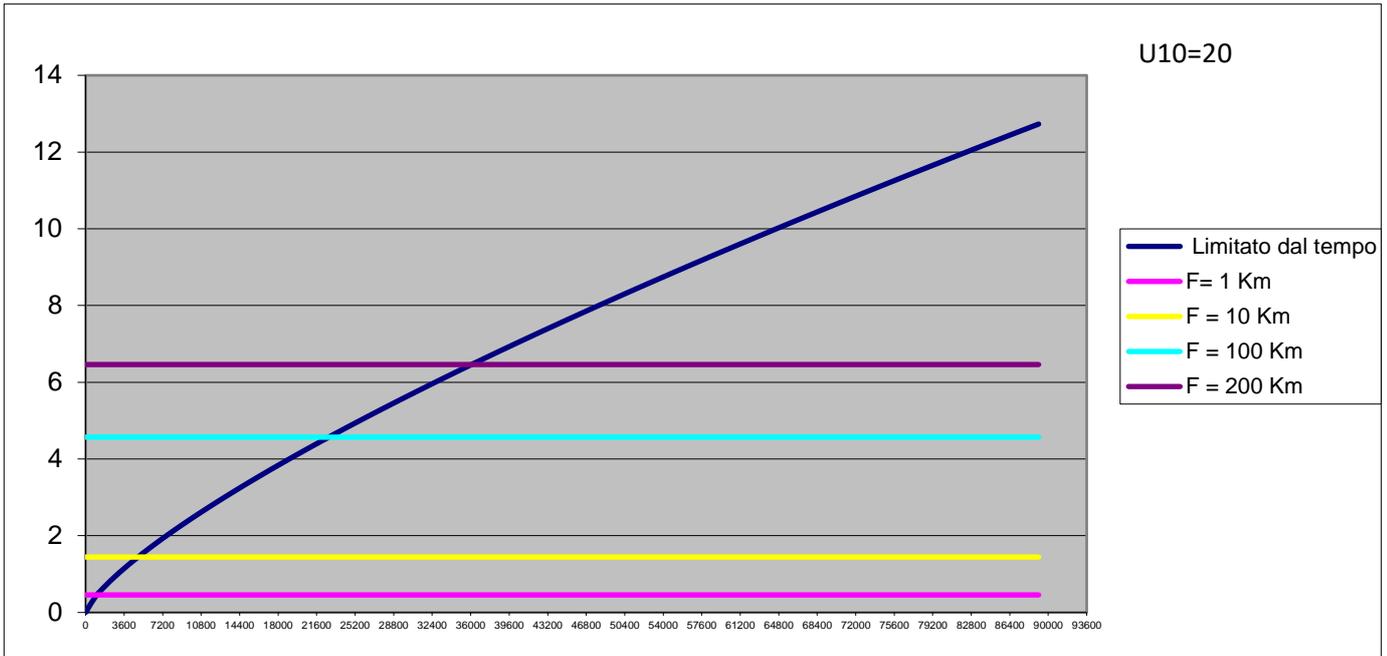
- evento limitato dal fetch ("stazionario")
- evento limitato dalla durata ("non stazionario")
- evento completamente sviluppato (caso molto raro, almeno nel Mediterraneo)

Per fetch si intende la lunghezza del tratto di mare sulla quale può avvenire la generazione del moto ondoso ad opera del vento; esso è determinato dalla geografia della zona, ed in particolare dalla distanza cui si trova la costa sopravvento. La definizione di fetch verrà meglio chiarita nel seguito

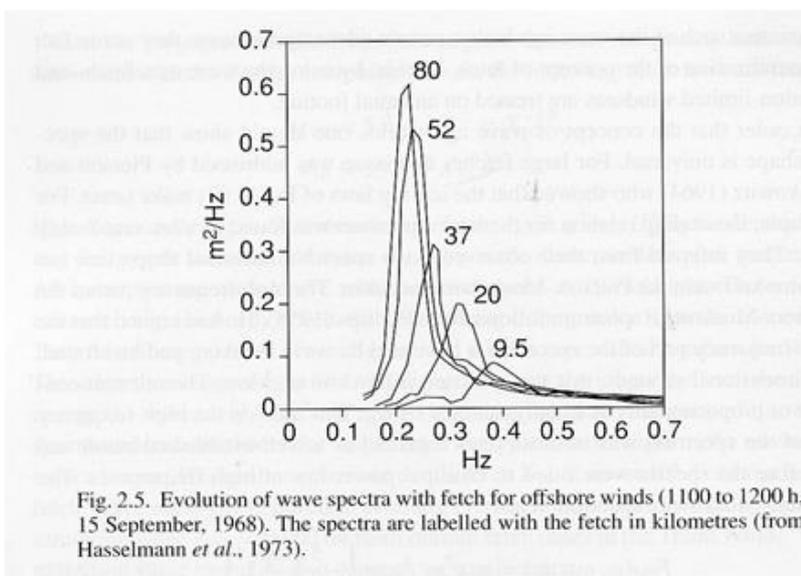
Un evento è limitato dal fetch ("stazionario") se il vento soffia costante per un tempo abbastanza lungo affinché l'altezza delle onde alla fine del fetch raggiunga l'equilibrio

In questo caso i parametri richiesti per l'applicazione del metodo SMB sono il fetch F e la velocità del vento U_{10} (velocità del vento), supposta costante nello spazio e nel tempo.

Nella figure seguenti, relative a $U_{10}=20$ e $U_{10}=10$ e si può seguire l'evoluzione temporale di un evento: l' H_s cresce col tempo lungo la curva a sinistra, fino a che essa non incontra la linea orizzontale relativa al fetch di quel punto. Da quell'istante in poi, H_s si mantiene costante (evento stazionario, determinato dal solo fetch)



La figura seguente illustra un dato sperimentale relativo all'evoluzione dello spettro durante una tempesta molto lunga. Si vede come all'aumentare del fetch la frequenza di picco (ω_p) diminuisce mentre l'agitazione del mare (H_s) aumenta. Il periodo medio T_m segue una vicenda simile.



Questo spiega anche il legame tra parametri spettrali, Fetch, e velocità del vento, di cui si è parlato nel capitolo precedente.

Restano ora da definire le formule necessarie per calcolare le grandezze H_s e T .

Evento stazionario (limitato dal fetch)

Esistono molte varianti del metodo e quindi molte formule possibili; la cosa è complicata dal fatto che le unità di misura non sempre sono quelle standard del Sistema internazionale. I risultati possono quindi variare; d'altro canto il metodo non ha pretese di esattezza. Nel seguito è presentata una forma semplice.³

(Non occorre imparare a memoria le formule ma bisogna conoscerne la struttura e saperle applicare)

L'altezza significativa H_{m0} , (anche indicata con H_s con $H_{1/3}$) per un evento limitato dal fetch F è data da:

$$H_{m0} = 0.00051 U_{10} F^{0.5} \quad \mathbf{1}$$

l'altezza significativa cresce quindi linearmente con la velocità del vento U_{10} e con la radice quadrata del fetch F ;

Il periodo di picco T_p è dato da⁴

$$T_p = 0.062 (U_{10} F)^{1/3} \quad \mathbf{.2}$$

La durata t_d necessaria per raggiungere le condizioni stazionarie (e cioè l'istante in cui la curva in salita dell' evento non stazionario interseca l'orizzontale relativa ad un determinato Fetch F) è data da :

$$t_d = 32 F^{2/3} / U_{10}^{1/3} \quad \mathbf{3}$$

Se il fetch è F , l'evento raggiunge dunque la stazionarietà dopo un tempo t_d dato dalla 3

È utile anche la formula inversa ottenuta risolvendo rispetto a F

$$F = 0.0054 t_d^{1.5} U_{10}^{0.5} \quad \mathbf{4}$$

Un evento di durata t_d raggiunge quindi un' H_s eguale a quella di un evento stazionario con fetch dato dalla 4

(Evento limitato dalla durata)

L'altezza delle onde risulta limitata dalla durata t_d del tempo per cui ha soffiato il vento.

In questo caso il calcolo del fenomeno viene effettuata utilizzando la stessa equazione 1, nella quale, però, viene introdotto, a posto del Fetch reale, il cosiddetto Fetch ridotto, o equivalente F_r , che si ottiene dalla 4. L'evento dunque, dopo un tempo $t > t_d$, diventa un evento limitato dal fetch, con F dato dalla 4.

Esercizio: costruire i diagrammi in funzione della durata del vento $H_s - t_d$ e $T_m - t_d$, evidenziando il raggiungimento dell' "evento limitato dal fetch" per diversi valori di F .

Può essere utile costruirsi delle formule che diano T_p e H_s direttamente in funzione di t_d , mettendo insieme la 1 o la 2 con la 4

Evento completamente sviluppato

³ La forma utilizzata qui è quella fornita negli appunti del Corso di Ingegneria Costiera di Leopoldo Franco (Uniroma3), che con l'occasione qui ringraziamo.

⁴ Si ricordi che il periodo medio T_m si è legato al periodo di picco attraverso $T_m = 0.65 T_p$, come si è visto in un altro capitolo

Qualora l'evento ondoso non risulti limitato né dal fetch né dalla durata esso si dice *completamente sviluppato*. Esistono formule che forniscono i valori di T_m ed H_s , ma la situazione è rara o praticamente impossibile nel Mediterraneo.

Fetch geografico e fetch efficace

L'individuazione dei *fetch* si esegue facendo ricorso al concetto di "fetch geografico" che indica la distanza geografica tra il punto di interesse e la terra più vicina lungo una determinata direzione. (*Facilmente ricavabile ad esempio con GoogleEarth, utilizzando la funzione "righello"*). Così facendo si ottiene un diagramma polare dalla forma molto irregolare: si provi per esempio a misurare il fetch di una località nel Tirreno Centrale, nella direzione delle Bocche di Bonifacio ed in quelle vicine.

Ai fini del calcolo delle caratteristiche del moto ondoso, ha però importanza non solo la lunghezza del fetch secondo la direzione media del vento, ma anche quella lungo le direzioni a questa vicine. Il vento infatti non è costante, né in modulo né in direzione; esso varia in maniera causale ("raffiche", turbolenza), così che esso trasmette energia alla superficie del mare lungo un fascio di direzioni centrate attorno ad una direzione prevalente; le caratteristiche delle onde che si hanno in un determinato punto dipendono perciò dallo stato del vento valutato lungo un certo fascio di direzioni e non lungo una singola. Si fa ricorso dunque ad una media pesata dei fetch geografici; questa media pesata prende il nome di "fetch efficace".

Detta F_i la lunghezza del fetch geografico lungo la direzione i , la corrispondente lunghezza di fetch effettivo F_{eff} è data dalla relazione:

$$F_{eff}^i = \frac{\sum_{j=i-L}^{i+L} F_j W_j(j * \Delta\alpha)}{\sum_{j=i-L}^{i+L} W_j(j * \alpha)}$$

Al valore del fetch geografico F_i viene sostituita la media pesata dei valori che lo precedono e lo seguono, oltre che del valore F_i stesso. Si noti che i pesi W_j possono essere dati da $\cos(\alpha_i^n)$ (con n pari spesso, ma non necessariamente, a 2). Essi tendono rapidamente a 0 per α che tende a 90.

La procedura di costruzione del fetch efficace è dunque la seguente:

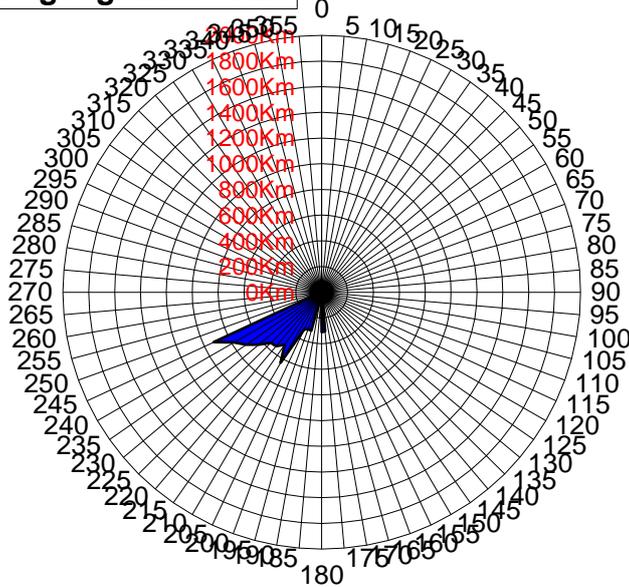
Si suddivide il settore complessivo (da cui provengono le componenti del moto ondoso), in N settori parziali di uguale apertura angolare $\Delta\alpha$, pari ad esempio a 5°:

Si assume quindi che:

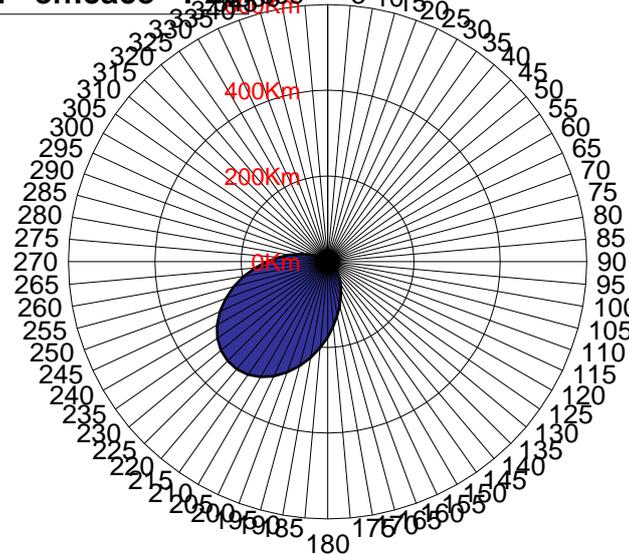
- 1) Il vento trasferisca energia alla superficie del mare secondo tutte le direzioni j che formano con quella del vento un angolo $\alpha \leq \pm 90^\circ$.
- 2) Le aliquote di energia trasmesse dal vento secondo le varie direzioni sono proporzionali al quadrato del coseno degli angoli α_i che le direzioni stesse formano con quella del vento.

Le due immagini che seguono illustrano i diagrammi di fetch geografico e quello efficace dello stesso sito. Si nota che il fetch efficace è molto più smussato rispetto a quello geografico

FETCH - geografico - P20



FETCH - efficace - P20



Trasposizione geografica dei dati

Ai fini della determinazione dei parametri del moto ondoso per un dato sito, la fonte più attendibile di dati è sicuramente costituita, laddove disponibile, da misure realmente registrate sul campo per una durata abbastanza lunga.

Il problema però in questi casi è quello della disponibilità di tali misure per il sito d'interesse. Si è visto infatti che le stazioni, pur se ben distribuite al largo delle coste italiane, sono comunque in un numero esiguo; pertanto, fatta eccezione per alcuni casi, risulterà praticamente impossibile avere un'adeguata storia temporale misurata del moto ondoso. Ad esempio, le boe più vicine a Salerno con una storia di dati adeguata sono quelle di Ponza e di Cetraro (RON)⁵, che non solo sono abbastanza lontane, ma soprattutto hanno un'esposizione molto diversa da quelle dei punti interni al Golfo.

Una possibile tecnica, ormai in buona parte sorpassata, e quella di trasporre i dati da un sito all'altro utilizzando i valori dei rispettivi fetch efficaci.

⁵ Attualmente fuori servizio

Il metodo, detto di “trasposizione geografica”, stabilisce una corrispondenza tra le direzioni, le altezze ed i periodi del moto ondoso relative al sito di registrazione e a quelle relative al sito oggetto di studio.

L'ipotesi fondamentale che sussiste alla base di tale metodo è che le stesse condizioni di vento (velocità e direzione) che hanno determinato le condizioni di moto ondoso registrate dall'ondametro di riferimento, abbiano interessato anche l'area di generazione situata al largo del sito d'interesse. Si deve inoltre supporre che gli stati di mare siano sempre stazionari, dipendano cioè esclusivamente dai valori dei fetch efficaci (stato di mare governato dal fetch).

Assumendo dunque che gli eventi siano limitati in *fetch*, sulla base del metodo SMB, le leggi che permettono di calcolare l'altezza d'onda significativa H_s ed il relativo periodo medio T_m in funzione della lunghezza del fetch considerato e della velocità del vento sono quelle illustrate al paragrafo precedente

Per ogni direzione geografica, indicando con gli apici M e O le grandezze associate rispettivamente al sito di misura ed a quello oggetto di studio, le relazioni 1 e 2 permettono di trovare la corrispondenza tra le altezze ed i periodi delle onde relative ai punti M e O per la direzione considerata attraverso.

Infatti, poiché si assume che la velocità del vento U_A sia la stessa per i due punti in esame, e che lo stato di mare sia stazionario (= governato dal Fetch) per entrambi i punti, si ha (si vedano la 1 e al 2):

$$K_H = \frac{H_s^O}{H_s^M} = \left(\frac{F^O}{F^M} \right)^{\frac{1}{2}} = \text{coefficiente di trasposizione delle altezze d'onda}$$

$$K_T = \frac{T_m^O}{T_m^M} = \left(\frac{F^O}{F^M} \right)^{\frac{1}{3}} = \text{coefficiente di trasposizione dei periodi d'onda.}$$

Il calcolo dei coefficienti K_H e K_T va effettuato per ognuna delle direzioni considerate per l'individuazione dei fetch geografici ed efficaci.

L'uso dei coefficienti K_H e K_T è ovvio: è infatti sufficiente moltiplicare i dati registrati dalla stazione di misura (altezza d'onda significativa H_s e relativo periodo di medio T_m) per i valori di tali coefficienti relativi alla direzione a cui i dati stessi si riferiscono, ed ottenere i corrispondenti valori di H_s e T_m per il sito d'interesse. Questa procedura può essere applicata ad un file storico delle altezze e dei periodi degli stati di mare registrati in un punto, per ottenere una storia analoga “trasposta”, per un nuovo sito.

Questi metodi, come tutte le considerazioni derivate da formule tipo SMB, sono ormai quasi del tutto sorpassati e devono essere considerati con estrema cautela. Inoltre essi possono indurre in gravi errori se gli eventi estremi NON sono governati dal fetch, ma dalla durata. Ciononostante possono essere talvolta utili per valutare l'andamento qualitativo dei fenomeni. Esistono anche versioni più sofisticate che tengono conto in qualche modo anche dei venti - ma non costituiscono un miglioramento essenziale.

Modelli Spettrali di Generazione e Trasporto

Le semplici tecniche tipo SMB descritte sopra sono - in forma empirica e molto elementare- un bilancio di energia la cui sorgente è il vento. Le equazioni forniscono la crescita dell' H_s , e quindi dell'energia in presenza di vento costante.

L'esperienza mostra altri fenomeni di cui le semplici formule non danno conto; è per esempio evidente che al cessare del vento si smorzano prima le componenti di lunghezza minore; dopo che il vento è cessato resta a lungo uno stato di mare molto regolare, essenzialmente sinusoidale (“mare morto” o “swell”). Un'altra cosa di cui le formule del tipo SMB non tengono conto è la variazione spaziale, se non attraverso il parametro del fetch.

Un concetto indispensabile per la comprensione del moto ondoso è quello considerare ciascuna delle componenti spettrali e direzionali dell' energia, secondo quanto descritto negli appunti “onde reali”.

Per ogni punto (x,y) , per ogni istante t , e quindi per ogni valore della frequenza σ ($=2\pi/T$) e della direzione θ si considera una componente dello spettro direzionale del moto ondoso $E(x,y,t; \sigma, \theta)$ ⁶ (altrove indicato anche come $S_d(\sigma, \theta)$, sottintendendo la ovvia dipendenza dalla posizione geografica). Si ottengono così i “modelli spettrali”, che sono lo strumento più usato attualmente per la ricostruzione dello stato del mare

⁶ si ricordi che c'è corrispondenza immediata tra lo spettro in termini di frequenza σ e quello in termini di numero d'onda k

Ai fini operativi, lo spettro è discretizzato (cioè campionato) secondo quanto visto in precedenza; vengono considerati intervalli finiti per σ e θ , oltre che per le variabili indipendenti x , y e t ; esso in termini numerici non è un' unica incognita, bensì tante incognite discrete $E_{i,j,n,m,l}$. Vengono dunque considerate separatamente le componenti direzionali e spettrali, in cui ciascuno degli indici rappresenta una coordinata spaziale ($i: x; j:y$) temporale ($n:t$) di frequenza ($m: \sigma$) e direzionale ($l: \theta$).

Per ogni punto nello spazio e per ogni intervallo di frequenza dunque si considera il valore dell' energia **$E_{i,j,n,m,l}$** . Per questa energia si può dunque scrivere un' equazione di bilancio⁷

Tornando alla formulazione nel continuo, più conveniente per una trattazione teorica, l'energia $E(x,y,t; \sigma,\theta)$ è governata da un' equazione differenziale di bilancio nelle variabili x, y, t, σ, θ

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \nabla \vec{F} = S$$

Dove $\vec{F} = \vec{C}_g E$ è il flusso di energia e S la sua "sorgente" (solo la struttura della formula va imparata a memoria)⁸

Il termine a sinistra è abbastanza chiaro: è la variazione di energia rispetto ad un osservatore fisso, divisa in due termini: quella "locale" temporale, più quella convettiva; il ruolo che nelle equazioni di bilancio classiche è giocato dalla velocità, qui spetta alla celerità delle onde, o meglio alla celerità di gruppo (come si ricorda $C_g = C \cdot n$). Esso rappresenta gli effetti già studiati con riferimento all'onda di Airy: rifrazione, shoaling. La matematica è complessa ma il senso fisico è chiaro: l'energia può spostarsi da una direzione all'altra (rifrazione) e da una lunghezza d'onda all'altra (shoaling). Gli effetti della batimetria e quindi delle variazioni indotte da bassi fondali, cioè rifrazione e shoaling, sono dunque compresi nei modelli ("modelli per acque basse").

Esiste inoltre il fenomeno di spostamento di energia da una frequenza temporale (periodo) all'altra; questo effetto "Doppler" indotto dalla presenza di correnti di velocità variabile non è considerato in questo corso ma è importante in molti casi.

La parte a destra dell'equazione è data da un certo numero di termini "sorgente" S , che vengono calcolati con una serie di funzioni più o meno empiriche di cui nel seguito si dà qualche indicazione

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \nabla \vec{C}_g E = S_{in} + S_{ds} + S_{nl}$$

S_{in} è l'input di energia, diviso come si è detto per direzione e componente spettrale, ed è funzione delle velocità del vento. Esso deriva infatti dallo sforzo che il vento esercita sulle onde. Essa ha effetto maggiore sugli alti numeri d'onda, cioè sulle onde più corte alte frequenze; inoltre diminuisce con la celerità delle onde. Il dato di input è il vento, quasi sempre valutato con quello convenzionale alla quota di 10 metri U_{10} .

7 Il concetto di "equazione di bilancio" è frequente in fisica: un esempio sicuramente noto è quello della c.d. "equazione globale" della quantità di moto

8 Molte formulazioni teoriche assumono come incognita il rapporto tra energia e frequenza, la cosiddetta "azione" $N=E/\sigma$; l'utilità di questo approccio è la possibilità di trattare più facilmente l'eventuale presenza di correnti ed il loro influsso sul moto ondoso; per un osservatore fisso infatti non si conserva l'energia, ma il prodotto energia x periodo. Nel seguito di questi appunti si ragiona in termini di energia, come del resto talvolta si fa nell'implementazione pratica, perché di più immediata intuizione fisica. Cfr P. Janssen "The Interaction of Ocean Waves and Wind", Cambridge University Press, 2004. Pag 212

Da U_{10} si ricava la cosiddetta la “velocità di attrito” definita come $u^* = \sqrt{\tau/\rho}$ dove τ è lo sforzo tangenziale che agisce sul mare¹, il cui calcolo non è affatto banale, e va stimato attraverso relazioni o modelli empirici.

I valori di S_{in} vengono calcolati dai modelli attraverso vari relazioni, quali ad esempio le seguenti, implementate sul WAM-3¹

$$S_{in} = - C_{in} \rho_a / \rho_w (28 u^* / C \cos(\theta - \theta_w) - 1) \sigma N(k, \theta)$$

$$u^* = u_{10} \sqrt{(0,8 + 0,065 u_{10}) / 1000}$$

C_{in} è una costante ($C_{in} = 0.25$), ρ_a / ρ_w è il rapporto tra le densità dell’aria e dell’acqua, c , σ e θ sono rispettivamente la celerità, la pulsazione ($2\pi/T = 2\pi f$) e la direzione dell’ onda relativa alla singola componente $N(k, \theta)$. Ovviamente l’espressione non va imparata a memoria, anche perché ne esistono molte varietà: tuttavia va esaminata con cura, perché da essa emergono alcuni aspetti:

L’importanza ($\theta - \theta_w$) della direzione del vento rispetto a quella della singola componente spettrale

L’importanza della celerità C rispetto alla velocità u_{10} del vento: è intuitivo che quanto più la velocità relativa si avvicina a 0, tanto meno la spinta del vento deve essere

L’importanza della frequenza della singola componente spettrale: σ compare a numeratore, quindi l’azione del vento sembra aumentare con la frequenza; tuttavia ciò va bilanciato

S_{ds} è la dissipazione di energia, che deriva principalmente dall’effetto di rottura (frangimento) che può avvenire sia in acque profonde che in acque basse

1 (in acqua profonda) rottura in acque profonde, Essa è facilmente visibile con mare mosso per la formazione di schiuma (“whitecapping”). Per esempio, nello stesso modello WAM-3:

$$S_{ds}(k, \theta) = - 2.36 \cdot 10^{-5} \sigma \left(\frac{\alpha}{3 \cdot 10^{-3}} \right)^2 N(k, \theta) \quad \alpha = E k^2 / g^2$$

2 (in acque basse), frangimento dovuto al basso fondale, che verrà studiato meglio nel seguito: può essere modellato in vario modo, il più semplice del quale assume che le onde si rompano ad una determinata profondità $H_r = \gamma h$, (con $\gamma \approx 0.8$) e quindi tutte le onde la cui altezza è maggiore di tale valore dissipano energia.

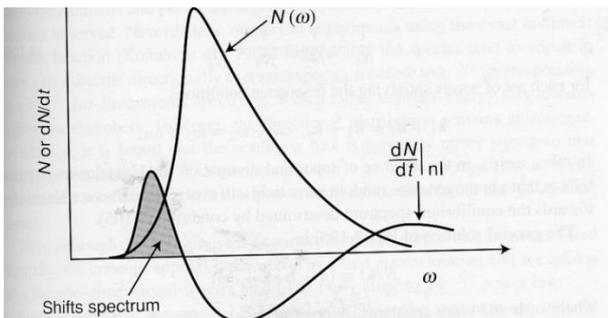
Sempre in acque basse, esiste un ulteriore effetto dissipativo dovuto alla presenza del fondo (“strato limite di fondo”). I modelli “di acque basse” considerano questi ultimi effetti, mentre gli altri (“modelli di acque profonde”) li ignorano

S_{nl} trasferimento di energia tra diverse componenti direzionali e spettrali, dipende dal fatto che il fenomeno non è lineare – benché le onde di Stokes I / Airy lo siano. Non è quindi possibile considerare ogni componente

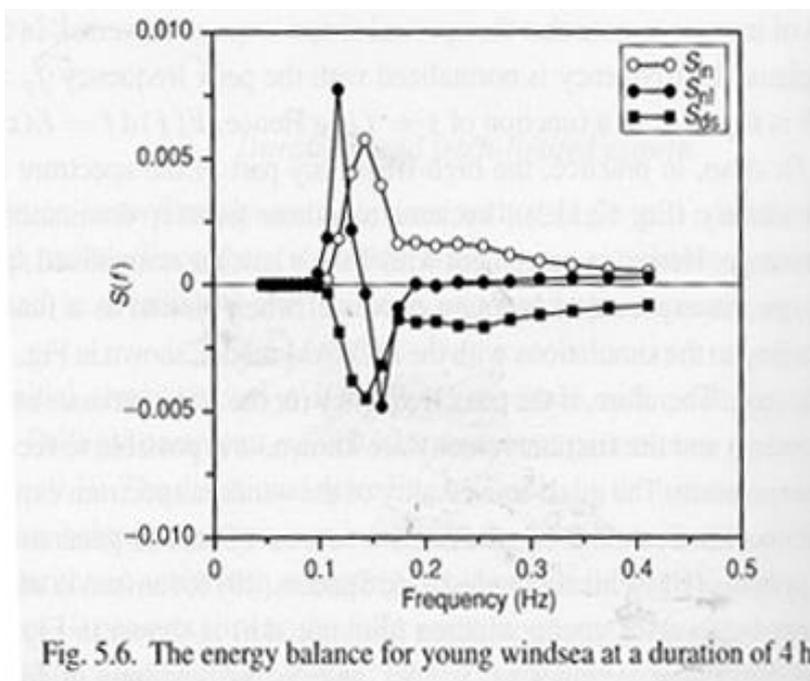
spettrale $E_{m,i}$) indipendentemente dalle altre. Si deve superare l'ipotesi di linearità, e ciò si fa introducendo il passaggio di energia da una frequenza ad un'altra e da una direzione ad un'altra: è evidente che il problema diventa qui enormemente complesso. Infatti Se M è il numero di intervalli di frequenza e L il numero di direzioni, dovrebbero essere considerate $L \times M$ interazioni- e questo per ogni passo spaziale e temporale. **Il problema diventa così praticamente intrattabile**

Gli studi di carattere teorico hanno portato ad individuare due tipi di interazioni possibili tra componenti spettrali diverse: una di queste riguarda l'interazione tra gruppi di 3 componenti diverse ("triadi") ed è presente solo in acque basse; l'altra riguarda gruppi di 4 componenti ("quadruplette") ed avviene anche in acque profonde. Tutti i modelli del moto ondoso utilizzano uno o entrambi questi meccanismi. Utilizzando questo criterio, il problema diventa relativamente più semplice.

Nell'evoluzione dello spettro giocano tutti i termini dell'equazione di bilancio: **un esempio è riportato nel seguito**

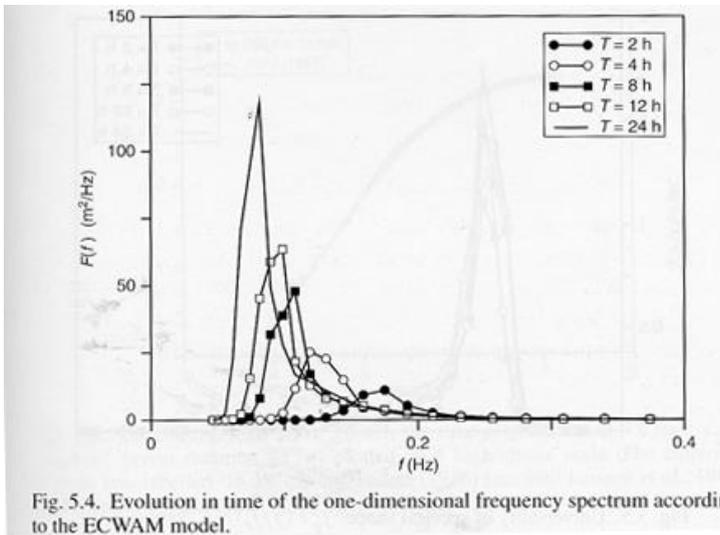


Questa figura mostra la derivata temporale dello spettro (dN/dt), in funzione di ciascuna frequenza: si vede che c'è un incremento dovuto al vento nella parte a destra (piccole lunghezze d'onda) ed una perdita di energia della zona intorno al picco a favore delle lunghezze più basse e più alte



Qui è invece indicato il valore dei diversi termini di sorgente; si vede ad esempio che gran parte dell'energia viene fornita (S_{in}) dal vento alle componenti di frequenza intermedia, mentre la dissipazione (S_{dis}) avviene, oltre che nelle medie frequenze, anche in quelle più alte. I termini non lineari S_{nl} spostano l'energia dalle frequenze più alte a quelle più basse.

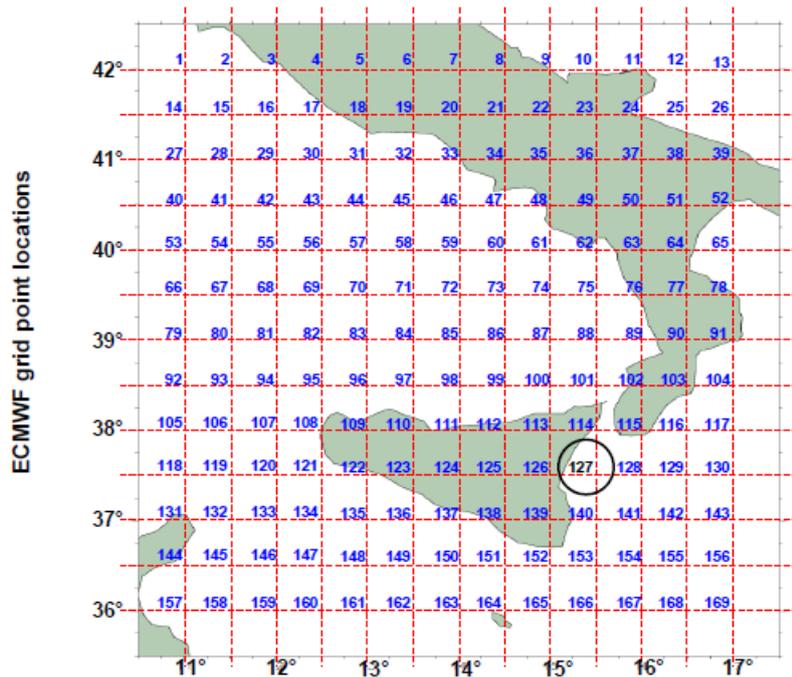
La figura che segue mostra la ricostruzione, per un caso di prova, dell'evoluzione di uno spettro al passare del tempo, per un osservatore fisso: è evidente la somiglianza con il caso sperimentale riportato all'inizio di questo blocco di appunti ed oggetto di una delle esercitazioni, in cui invece si variava la posizione dell'osservatore.



L'implementazione dei modelli

Le equazioni con i sotto-modelli ("parametrizzazioni") brevemente descritti sopra devono essere risolte numericamente nello spazio e nel tempo; si sostituiscono quindi alle derivate spaziali le differenze finite in x ed y, coordinate spaziali, ed a quelle temporali le differenze finite in t.

Ne risulta un sistema di equazioni non lineari di dimensioni enormi, in cui per ciascun valore discreto di x ed y con indici interi i e j ("griglia spaziale") e del tempo t, con indice n sono localizzate le incognite $E_{i,j,n,m,l}$ - tante quante sono le classi di intervalli di lunghezza d'onda (m) e di direzione (l) dello spettro.



La figura sopra illustra un esempio relativo alla griglia di calcolo del Modello ECMWF: lo spettro E viene discretizzato in un certo numero di intervalli di frequenza e di direzione, rispettivamente 30 e 24 nel caso illustrato sopra, con un totale quindi di 720 incognite per ogni punto della griglia.⁹

Questi modelli sono implementati con sistemi software assai diffusi: i più noti sono il WAM, utilizzato tra l'altro dall'ECMWF (il centro meteorologico europeo), ed il WAVEWATCH impiegato dalla NOAA. Lo SWAN, prodotto originariamente dall'Università di Delft, è largamente impiegato soprattutto per applicazioni locali e per questo motivo è diffuso anche negli studi professionali e nelle società di ingegneria. Tutti questi sistemi vengono costantemente modificati e aggiornati e la differenza tra modelli di acque basse e acque profonde tende a diventare evanescente mano a mano che le caratteristiche sviluppate per bassi fondali (shoaling, rottura, **triadi etc**) vengono aggiunte a tutti i modelli.

Come per tutti i sistemi di equazioni differenziali a derivate parziali, sono necessari:

I valori iniziali delle incognite (moto ondoso) sui punti di griglia.

I valori al contorno delle incognite (moto ondoso) al confine della griglia di calcolo.

I valori del vento U_{10} necessari al Sin, per ogni t e per ogni punto di griglia

La qualità delle previsioni del moto ondoso dipende principalmente dalla qualità delle previsioni del vento U_{10} , e quindi in definitiva dalla affidabilità delle analisi meteorologiche: questo spiega perché nella pratica operativa sono di solito gli uffici ed i servizi meteorologici che producono anche le previsioni sul moto ondoso.

⁹ Notare peraltro che l'esempio è relativo ad una piccola sottogriglia di un modello a risoluzione piuttosto bassa

La Pratica Operativa

I modelli descritti al paragrafo precedente vengono utilizzati da anni in tutto il mondo. Essi sono nella pratica operativa in genere organizzati a cascata: da quelli globali, che coprono tutti i mari della terra, a quelli mano a mano di scala più piccola e di maggiore risoluzione (= con maglie più piccole), “innestati” in quelli più grandi; “innestati” (anche “annidati”, “nested”) vuol dire che le condizioni al contorno del modello di scala più piccola sono forniti dai risultati di quelli su scala più grande.

Uno schema utile per la comprensione dei processi e della loro simulazione è il seguente:

1 Modello Globale Atmosferico (GWM)

1a) Modello Globale del moto ondoso

2 Modello Atmosferico Locale (di area o “regionale”) LAM

2a) Modello spettrale di generazione e propagazione del moto ondoso.

Nel caso dei mari chiusi o semi-chiusi come il mediterraneo il punto 1a ha di solito poco interesse e si considerano quindi unicamente modelli locali, che a loro volta possono essere ulteriormente suddivisi in modelli innestati: ad esempio, un sottomodello per l’Adriatico.

I sistemi globali di moto ondoso più diffusi sono quelli gestiti dall’ ECMWF

<http://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/set-ii> e su

[_e dalla NOAA](#)

<http://polar.ncep.noaa.gov/waves/ensemble/>

Anche vari centri meteo nazionali (Giappone, Regno Unito...) producono previsioni su scala globale. Questi risultati globali vengono poi impiegati come condizioni al contorno dei modelli innestati cosiddetti “di area”, o “regionali”¹⁰

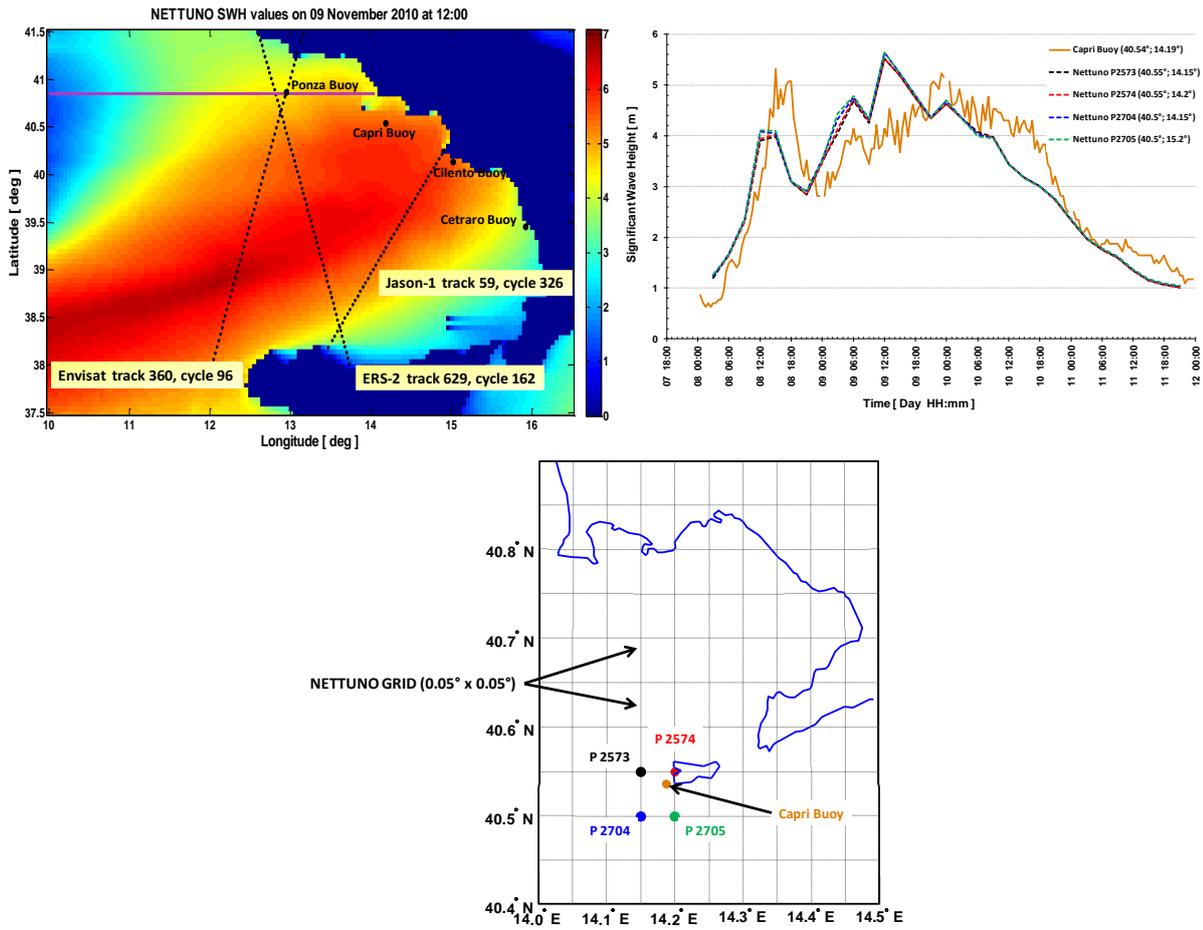
Il CNMCA (Centro Meteorologico dell’Aeronautica Militare) ha in uso un modello mediterraneo (“Nettuno”) il cui input di vento è fornito dal modello meteorologico COSMO “regionale” (l’intera Europa) , e la cui dimensione di griglia è attualmente di 3’. Le condizioni al contorno della parte meteorologica provengono dall’ECMWF. **Una descrizione dell’ intero sistema si trova su:** http://ricerca.ismar.cnr.it/MODELLI/ONDE_MED_ITALIA/comunicato.html e su

I dati in tempo reale sono invece reperibili su:

http://www.meteoam.it/prodotti_grafici/statoMareVento10metri

Vengono spesso fatte verifiche sulla qualità delle previsioni:

¹⁰ In maniera parallela a quanto viene fatto per le previsioni meteo



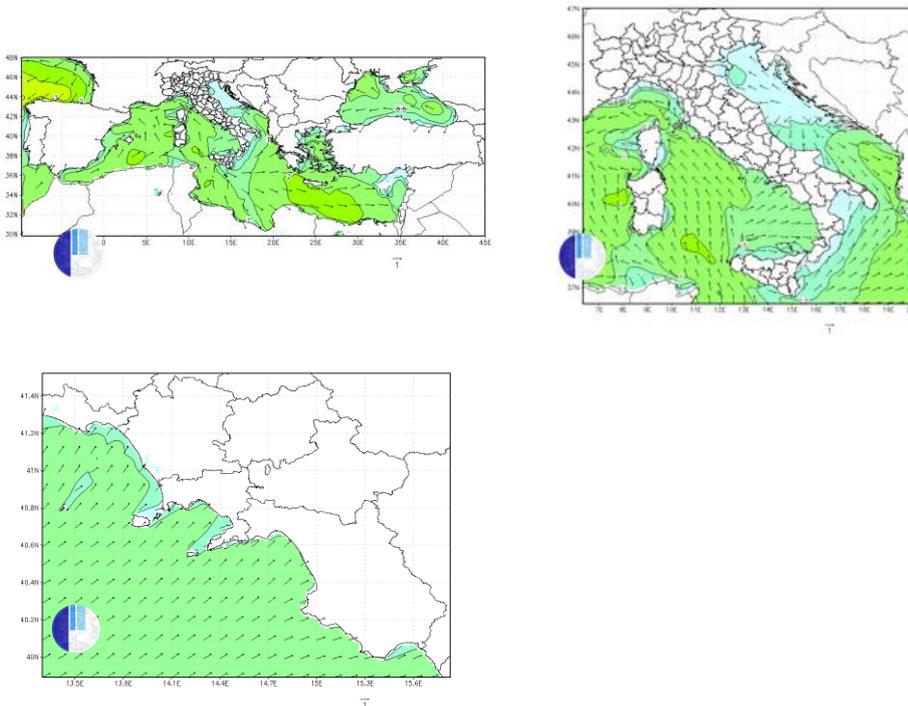
Top-left: CNMCA Nettuno SWH simulation on 09 November at 12:00; Top-right: comparison between Capri buoy and Nettuno model grid points; bottom: location of buoy and grid points (Simulazioni "Nettuno" del CNMCA; dati di boa Protezione Civile Campania, Ing Biafora)

Un sistema analogo era in servizio presso l'ISPRA, ma è purtroppo ora fuori servizio

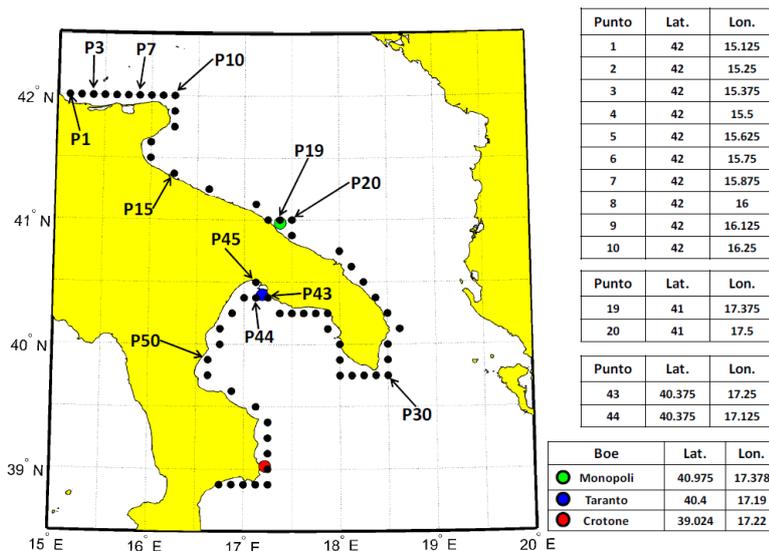
http://www.isprambiente.gov.it/pre_mare/coastal_system/maps/2015111100/med/mediterraneo.html

Un sistema di particolare interesse per le coste del basso Tirreno è quello dell'Università Parthenope, il cui input meteorologico (l' U_{10} del termine Sin) proviene dal modello NOAA

<http://meteo.uniparthenope.it/forecast/wave>



Di maggiore interesse per la pratica ingegneristica è però l'uso serie storiche di questi dati per ricavare elementi statistici per la gestione e la progettazione delle opere: per ogni punto di griglia vengono archiviati i valori dell'altezza significativa ed di altri parametri di interesse dello stato di mare solitamente ad intervalli di 3 o 6 ore: si può quindi accedere a serie molto lunghe di dati "sintetici" cioè calcolati e poi calibrati. Queste serie sono una base per gli studi di clima marittimo, specialmente per le località dove non sono disponibili misure ondametrische. La figura seguente mostra ad esempio i punti di griglia ECMWF attorno alle coste della Puglia e parte della Calabria e della Lucania.



Lavoro svolto nell'ambito di una convenzione tra il CONISMA e l'Autorità di Bacino della Puglia (AdBP),

Le serie vengono in genere corrette (“analisi” o “rianalisi”) attraverso la verifica e l’assimilazione di dati misurati sul mare da ondometri e strumenti satellitari. Dal punto di vista professionale i fornitori di dati più importanti sono quelli dell’ECMWF e quelli della NOAA, che sono gratuiti e altamente affidabili. Ci sono però molti enti forniscono serie simili, a volte a pagamento: ad esempio l’UKMO, il DHI etc

I dati rilevati dai satelliti di cui si è discusso prima vengono impiegati in maniera sistematica sia per fornire ai modelli valori affidabili da cui iniziare o correggere i calcoli (“assimilazione” dei dati¹¹.) sia per verificarne a posteriori l’affidabilità.

Per comprendere le tecniche e l’utilità dei dati di modello, consultare:

http://www.aiom.info/documentsfordownloads/STUDI_AIOM_PALERMO_2014/presentazionePA2014.pdf

Nei file "Ricostruzioneevento" sono riportati alcuni casi di applicazione del modello SWAN (Tratti da varie attività applicative e di ricerca lavoro svolte dall’Università Parthenope e dal CUGRI). Vanno considerati come esempio illustrativo, in particolare per i seguenti aspetti:

Integrazione tra dati ECMWF di vento e di moto ondoso (WAM) su larga scala e SWAN su scala più piccola e fondali più bassi

Integrazione (embedding, nesting) tra griglie di calcolo grandi e piccole

Ulteriori utili informazioni su:

[SeminarioAIOM2014](#)

<http://www.eugeniopc.it/investigacion/papers/GuardiaPiemontese2015.pdf>

ftp://ftp.pol.ac.uk/pub/general/luic/ChallengerSIG/S1_Carratelli.pdf

Assimilazione-Misure radar

Tutte le procedure descritte sopra devono essere verificate e corrette attraverso misure sperimentali. Talvolta a tale scopo vengono utilizzate le boe ondometriche di cui si è detto sopra. Sempre più diffuso, tuttavia è l’impiego delle misure ricavate attraverso radar altimetrici installati su satelliti.

Le misure radar, oltre che da satellite possono essere ottenute da terra ed in qualche caso da aereo, e forniscono i valori medi degli stati di mare (ad esempio l’altezza significativa), in qualche caso anche elementi sulle lunghezze d’onda. Esse sono basate su tecniche molto complesse che non possono essere discusse in questa sede; è qui sufficiente, allo scopo di orientarsi nella pratica operativa, citare le differenti metodologie.

Da terra:

Radar in banda x (relativamente semplici e poco costose, ma influenzate negativamente dalla pioggia)

¹¹L’ assimilazione è eseguita di routine per gli oceani, mentre non viene fatta al momento per il Mediterraneo.

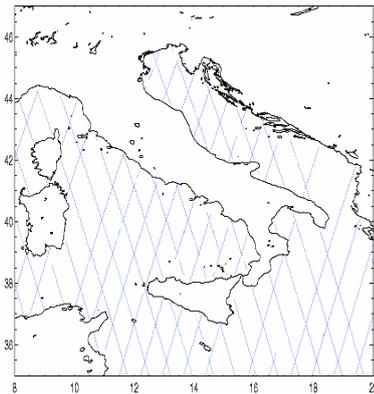
Radars in banda HF¹² (molto più complesse e costose, nate originariamente per la misura di correnti superficiali, forniscono elementi anche sull'altezza d'onda).

Da satellite (e qualche volta da aereo):

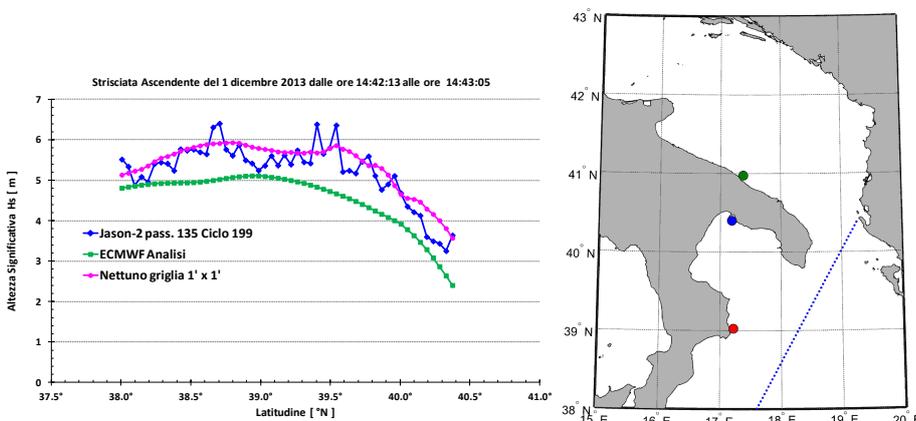
SAR (Synthetic Aperture Radar, Radar ad Apertura Sintetica) Fornisce importanti elementi sullo spettro del moto ondoso negli oceani; a causa della sua bassa risoluzione è di scarsa utilità nei mari interni, almeno per ora.

Altimetro E' lo strumento più importante per la pratica da parte degli uffici meteorologici e gli enti operativi. Fornisce il valore dell' altezza significativa lungo una striscia larga alcuni chilometri in corrispondenza della verticale del passaggio – il quale avviene a grande velocità (circa 7 km/s)

L'ESA, la NASA, l' EUMETSAT e le agenzie spaziali indiana e cinese gestiscono satelliti con altimetro e forniscono di routine le misure. La copertura spaziale è adeguata (ad esempio, in figura la rappresentazione dei passaggi del satellite ERS2 intorno alla penisola italiana) ma, almeno per il momento, la frequenza di osservazione è insufficiente sia ai fini del preallarme di eventi eccezionali (il passaggio sullo stesso punto si ripete ogni 30 giorni circa) sia come dato di base da utilizzare per la caratterizzazione del paraggio di interesse. Tali dati sono invece impiegati di routine per la calibrazione, la messa a punto e l'assimilazione dei modelli di cui si è discusso.



Passaggi del satellite ERS2¹³ sull'Italia



¹² HF High Frequency; nonostante il nome, la frequenza è assai minore di quella dei radar in banda x

¹³ Ora non più attivo

Traccia di un passaggio del satellite Jason e confronto dei valori di Hs misurati dall'altimetro con quelli calcolati dai modelli del CNMCA e dall'ECMWF

Materiale utile su tali tecniche di misura si può trovare ad esempio su:
<http://www.eugeniopc.it/investigacion/SATELLITI/satelNew.htm>

e su

www.altimetry.info