

Maggio-Giugno 2014

PAS - A056

**Meteorologia
marittima
Lezione 3 e 4**

NOTA

Materiale didattico ad
uso esclusivo dei
frequentatori.

A cura del C.te Giorgio TROSSARELLI

Il moto ondoso

I movimenti oscillatori della superficie libera del mare si chiamano onde marine.

A seconda della causa che provoca le onde queste assumono proprietà differenti: la principale riguarda il *periodo* che è piccolo per le *onde superficiali* generate dal vento, mentre è assai maggiore per altri tipi di onda (le cosiddette *onde lunghe*) le più caratteristiche delle quali sono le onde di marea e le onde di maremoto ("tsunami").

Si definiscono come **onde superficiali** quelle onde per cui $\lambda < z$ (essendo z la profondità del mare e λ la lunghezza d'onda). Se tale condizione non è soddisfatta e si ha $\lambda \approx z$, tutta l'acqua partecipa all'oscillazione ondosa in maniera più o meno accentuata sino al fondo.

Il rapporto z/λ è quindi un numero caratteristico assai significativo per definire il tipo ed il comportamento di un moto ondoso.

Lo studio del moto ondoso– Alcune definizioni

Cresta (o culmine): luogo dei punti nel quale si ha il massimo innalzamento della superficie marina rispetto al livello della superficie libera.

Cavo (o valle): luogo dei punti nel quale si ha il massimo abbassamento della superficie marina rispetto al livello della superficie libera.

Periodo, T: tempo intercorrente tra un innalzamento e l'innalzamento successivo della superficie (oppure tra un abbassamento e l'abbassamento successivo) nella direzione di propagazione del moto ondoso

Lunghezza d'onda λ : distanza tra due creste o due cavi successivi (nella direzione di propagazione del moto ondoso)

Altezza, H: differenza di livello tra una cresta ed il cavo successivo

Lo studio del moto ondoso– Alcune definizioni

Ampiezza, a : distanza tra la cresta (o il cavo) ed il livello imperturbato della superficie marina; si può considerare pari alla metà dell'altezza.

Ripidità, γ : rapporto tra l'altezza e la lunghezza: $\gamma = \frac{H}{\lambda}$

Velocità dell'onda, C : in corrispondenza di un punto fissato un'onda transita percorrendo la lunghezza nel tempo T ; il rapporto $C = \lambda/T$ indica la velocità (di fase) dell'onda.

Onde progressive:

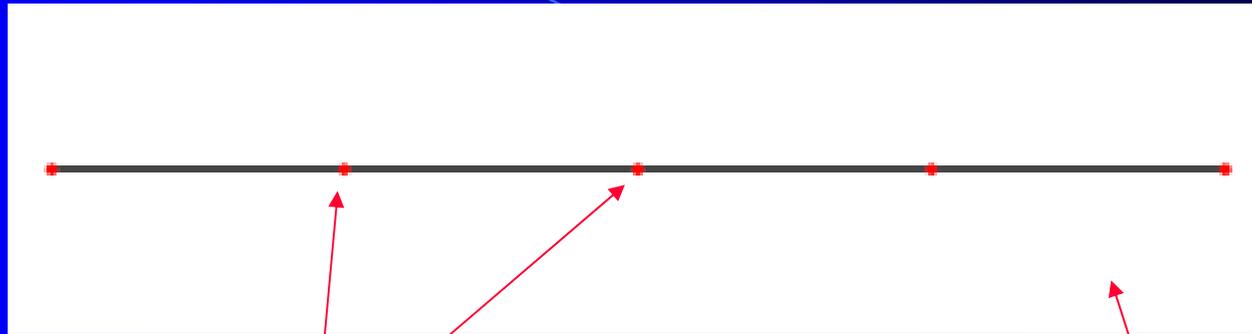


si hanno quando un qualunque punto della superficie marina è interessato da una oscillazione del livello regolata ovunque dalla medesima legge. In ogni punto della superficie si ha una variazione del livello marino e questa variazione si verifica con la stessa legge matematica. Nei punti che distano una lunghezza d'onda nella direzione di propagazione del moto ondoso, si avranno le medesime oscillazioni sfasate di un periodo. È il tipo di onda che si forma, ad esempio, quando si lancia un sasso in acqua. La maggior parte delle onde superficiali è di tipo progressivo.

Onde stazionarie:

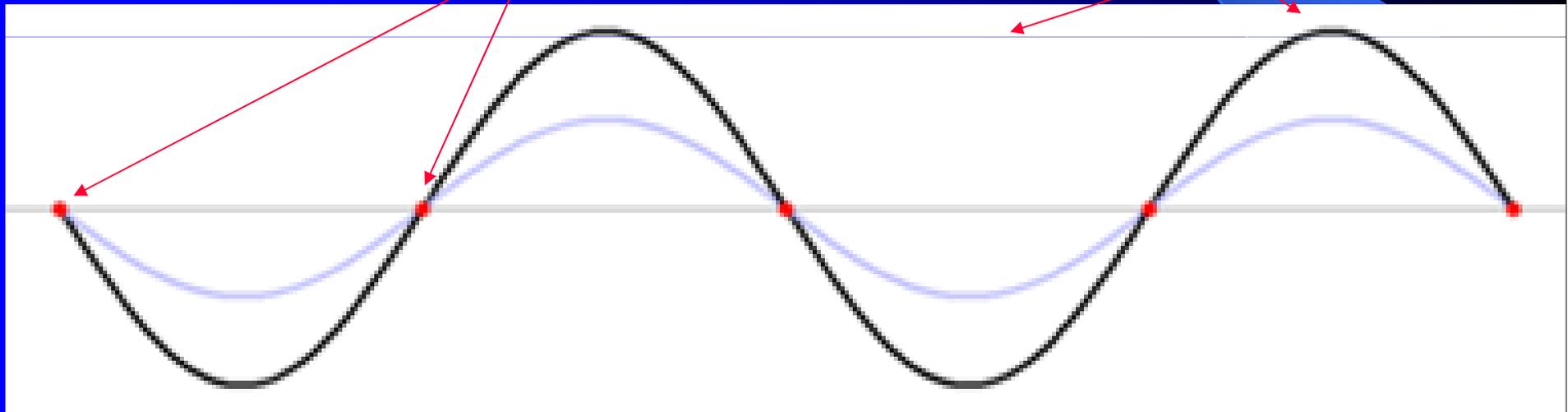
si verificano quando si sommano due onde progressive opportunamente sfasate e di simili parametri (H , λ , T). In questo caso il dislivello non è costante ma diventa massimo in taluni punti (*ventri*) e nullo in altri punti detti *nodi*. Anche in questo caso il livello varia continuamente nel tempo, ma in maniera differente da punto a punto. Si verificano nelle darsene portuali e in prossimità di coste a picco sul mare e sono dovute, in genere, al sommarsi di un'onda progressiva incidente e di quella riflessa.

Animazione onda stazionaria



Nodi

Vetri



Lo studio del moto ondoso– Alcune definizioni

<i>Fronte d'onda:</i>	luogo dei punti caratterizzati dalla medesima condizione di oscillazione; convenzionalmente si considerano le creste.
<i>Direzione di propagazione:</i>	è la normale alla direzione del fronte d'onda.
<i>Fetch:</i>	lunghezza del tratto di mare sul quale spirava o ha spirato un vento tale da generare moto ondoso.

La formazione delle onde

Le onde marine comuni, o onde superficiali, iniziano a manifestarsi, *per effetto del vento*, con piccole increspature della superficie libera chiamate *onde capillari*; hanno lunghezza d'onda di qualche centimetro e ampiezza dell'ordine del millimetro.

In questa prima fase esiste un gioco di equilibrio tra l'azione del vento e le forze intrinseche dell'acqua di mare (viscosità e tensione superficiale). Se l'energia del vento è insufficiente a rompere l'equilibrio la superficie torna calma, altrimenti, allorché il vento supera determinati valori di intensità e di durata, *iniziano a formarsi onde di maggior ampiezza e periodo* che possono mantenersi e propagarsi anche se il vento cessa. Se si prescinde dagli attriti la forza agente su questo tipo di onde è solo la gravità e pertanto queste onde vengono anche dette *gravitazionali*.

Il moto generato dal vento si estingue assai rapidamente con la profondità e solo se la profondità del mare è piccola il moto si può estendere sino ad interessare i grani di sedimento posti sul fondo del mare.

Lo studio del moto ondoso– Alcune definizioni

Mare vivo Insieme caotico di creste di forma diversa, dove sono però individuabili la lunghezza e l'altezza. È presente nell'area di formazione del moto ondoso dove cioè si ha trasferimento di energia dal vento alla massa d'acqua. Dipende dalla velocità del vento, dalla durata del vento e dalla lunghezza del fetch. Corrisponde ai termini inglesi "*sea*", "*wind sea*" oppure "*wind waves*".

Mare lungo e morto È costituito dalle onde provenienti da una zona lontana di burrasca (mare lungo) o da quelle residue in un tratto di mare dove ha soffiato un forte vento (mare morto). Nell'area del *fetch*, al cadere del vento, si ha una rapida regolarizzazione della superficie caotica del mare vivo e la trasformazione di questo in mare morto che si propaga nella direzione che aveva il vento. Non bisogna confondere questi termini con la precedente distinzione tra onde lunghe e onde brevi che, pur utilizzando aggettivi uguali, si riferisce al tipo di onda in relazione al periodo, lunghezza d'onda e profondità del mare.

Lo studio del moto ondoso– Alcune definizioni

Swell Termine utilizzato dagli anglosassoni con il quale si indica sia il mare lungo che il mare morto.

Stato del mare Con questo termine si indica, nei bollettini meteorologici, la condizione di agitazione complessiva della superficie marina indipendentemente dal fatto che si tratti di mare vivo, lungo o morto. Lo stato del mare si esprime con un codice oppure con un termine descrittivo. I codici ed i termini descrittivi sono stati standardizzati in ambito internazionale; con il termine *altezza media* si intende la media delle altezze delle onde più grosse e ben formate espressa in metri.

Nel moto ondoso pienamente sviluppato si possono formare delle onde **anomale**, per fortuna rare e inconsuete, che sono dovute alla sovrapposizione accidentale di numerosi treni d'onda che danno luogo appunto alla formazione di un'onda risultante che ha la forza e l'altezza di numerose onde. Queste onde si verificano solo in specchi d'acqua molto estesi e quindi nei mari o, più facilmente, negli oceani. Ad esempio, al largo delle *Midway* il 7 febbraio di 1933 dopo sette giorni di una tempesta con vento sino a 68 nodi la nave cisterna *USS Ramapo* incontrò e misurò **in maniera attendibile** per confronto con le sovrastrutture della nave un'onda alta ben 34 metri.

Lo studio del moto ondoso– Scala di Douglas

Altezza media		TERMINI DESCRITTIVI			
Codice	(in metri)	ITALIANO	INGLESE	FRANCESE	SPAGNOLO
0	0	Calmo	Calm	Calme	Calma
1	0 - 0,10	Quasi calmo	Calm	Calme	Calma
2	0,10 - 0,50	Poco mosso	Smooth	Belle	Marejadilla
3	0,50 - 1,25	Mosso	Slight	Peu agiteè	Marejada
4	1,25 - 2,50	Molto mosso	Moderate	Agiteè	Fuerte marejada
5	2,50 - 4	Agitato	Rough	Forte	Gruesa
6	4 - 6	Molto agitato	Very rough	Très forte	Muy gruesa
7	6 - 9	Grosso	High	Grosse	Arbolada
8	9 - 14	Molto grosso	Very high	Très grosse	Montanosa
9	oltre 14	Tempestoso	Phenomenal	Ènorme	Enorme

Lo studio del moto ondoso

Esistono due differenti tipi di approccio allo studio del moto ondoso:

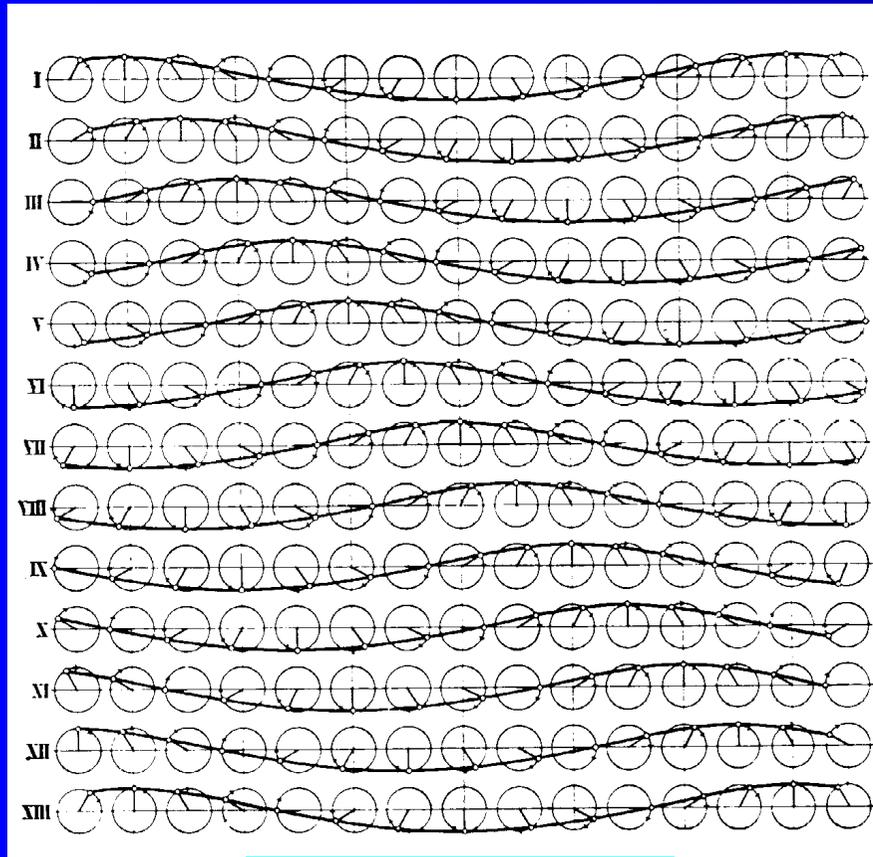
- la teoria classica (fisica)
- analisi statistica (spettri di energia)

La *teoria classica* mira ad individuare le leggi fisiche che regolano il fenomeno del moto ondoso, il moto delle particelle d'acqua, il profilo dell'onda, le relazioni che, sia pure in maniera a volte approssimata, permettono di ricavare la velocità di fase dell'onda e che legano lunghezza, velocità e periodo.

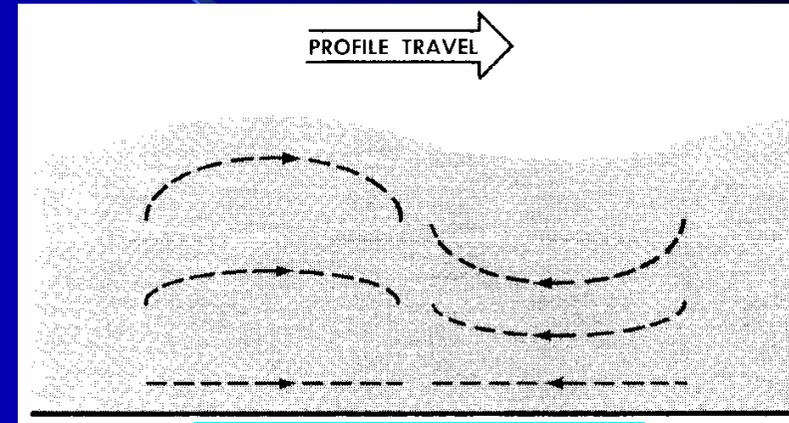
La teoria classica si propone pertanto di individuare un modello matematico in grado di descrivere il comportamento di un'onda marina che viene a formarsi sotto determinate ipotesi o condizioni a contorno.

La teoria classica

Se il moto ondoso consistesse solo in propagazione dell'energia senza trasporto di materia (cioè con portata nulla) le particelle d'acqua descriverebbero traiettorie chiuse, con orbite di forma circolare (in alti fondali) o ellittica (in bassi fondali)



ALTI FONDALI



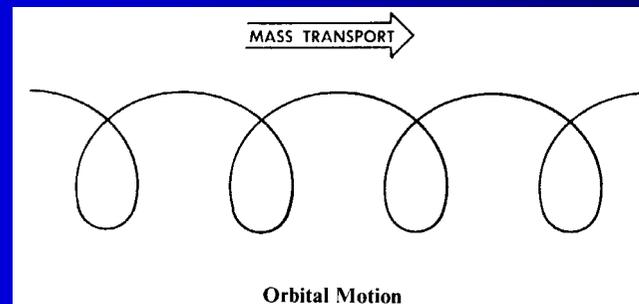
BASSI FONDALI

Il concetto di "alti fondali" e "bassi fondali", nel moto ondoso, ha valore solo in relazione al rapporto tra lunghezza dell'onda e profondità del fondo marino. Quando la lunghezza d'onda ha lo stesso ordine di grandezza del fondale oppure è maggiore del fondale si parla di bassi fondali. Quando $z \gg \lambda$ si parla di alti fondali.

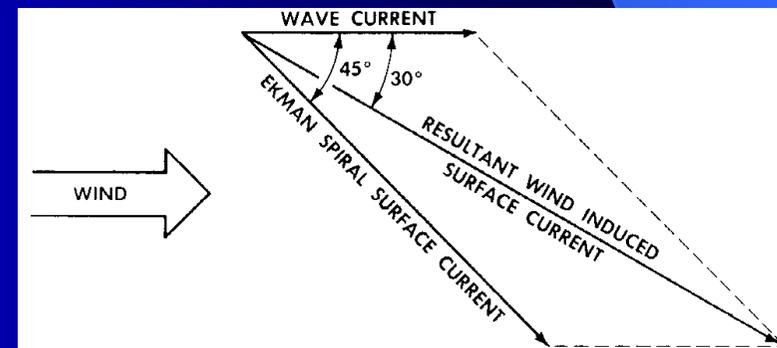
La teoria classica

Le traiettorie ellittiche in bassi fondali hanno l'asse maggiore disposto nella direzione di propagazione del moto ondoso; le orbite tendono ad appiattirsi mano a mano che si riduce la profondità. Sulla battigia il moto delle particelle diventa praticamente orizzontale e si ha la risacca.

In realtà esiste sempre un sia pur piccolo trasporto di materia (cioè una corrente connessa al moto ondoso) e allora le traiettorie non sono più linee chiuse bensì linee aperte che evolvono più o meno lontano dalla loro posizione originaria.



Si genera così una ulteriore corrente dovuta al moto ondoso che si somma alla corrente di pura deriva di Ekman. La risultante di queste due correnti ha una direzione sguardata di 30° rispetto alla direzione del vento e non di 45° come nel caso della sola corrente di Ekman.



La teoria di Airy

Questa teoria è di fondamentale importanza in quanto descrive il comportamento dell'onda con espressioni semplici. Queste espressioni, *anche se non vengono sempre perfettamente verificate nella realtà*, si avvicinano però abbastanza bene, in molti casi, a descrivere il comportamento del moto ondoso reale.

Ipotizzando le seguenti condizioni:

- altezza dell'onda piccola rispetto alla lunghezza d'onda e alla profondità (in pratica $H/\lambda < 0,01$),
- profondità uniforme, fondo liscio e impermeabile,
- fluido omogeneo, incompressibile e non viscoso,
- si trascura la forza di Coriolis,
- si trascura la tensione superficiale,
- si assume che il movimento abbia carattere armonico e che pertanto il profilo dell'onda abbia forma sinusoidale:

$$\eta = a \cdot \text{sen} 2\pi \left(\frac{x}{\lambda} - \frac{t}{T} \right)$$

..... si ricava
l'espressione della
velocità di fase
dell'onda che è pari a:

$$c = \sqrt{\frac{g \cdot \lambda}{2\pi} \cdot \tanh \left(2\pi \cdot \frac{z}{\lambda} \right)}$$

La teoria di Airy

$$c = \sqrt{\frac{g \cdot \lambda}{2\pi} \cdot \tanh\left(2\pi \cdot \frac{z}{\lambda}\right)}$$

dove:

g = accelerazione di gravità

z = profondità

H = altezza dell'onda

λ = lunghezza d'onda

\tanh = funzione tangente iperbolica^[1]

[1] La funzione tangente iperbolica è :

$$\tanh x = \frac{e^x - e^{-x}}{e^x + e^{-x}}$$

se l'argomento x della funzione tende a zero allora la funzione tende all'argomento stesso;
se l'argomento x della funzione è maggiore di 1 allora la funzione tende a 1.

La teoria di Airy

$$c = \sqrt{\frac{g \cdot \lambda}{2\pi} \cdot \tanh\left(2\pi \cdot \frac{z}{\lambda}\right)}$$

(onda lunga o bassi fondali)

$$\frac{z}{\lambda} < 0,05 \quad (z < 1/20 \lambda)$$

$$c = \sqrt{g \cdot z}$$

(da questa formula si ricava in maniera assai semplice una stima della velocità delle onde di tsunami, che sono molto veloci: in un fondale di 4.000 metri procedono a velocità di 200 m/sec, circa 400 nodi)

(onda corta o alti fondali)

$$\frac{z}{\lambda} > 0,5$$

$$c = \sqrt{\frac{g \cdot \lambda}{2\pi}}$$

La teoria di Airy

Poiché l'onda di Airy è progressiva (per ipotesi) allora si ha anche che

$$c = \frac{\lambda}{T}$$

e quindi, uguagliando $c = \frac{\lambda}{T}$ e $c = \sqrt{\frac{g \cdot \lambda}{2\pi}}$ si ottengono

le seguenti espressioni di utilizzo pratico che permettono di ricavare c , in
alti fondali, una volta che sia noto il periodo:

$$\begin{aligned} \lambda &= 1,56 \cdot T^2 && \text{(in metri)} \\ c &= 1,56 \cdot T && \text{(in m / sec)} \end{aligned}$$

oppure

$$\begin{aligned} \lambda &= 5,12 \cdot T^2 && \text{(in piedi)} \\ c &= 5,12 \cdot T && \text{(in piedi / sec)} \end{aligned}$$

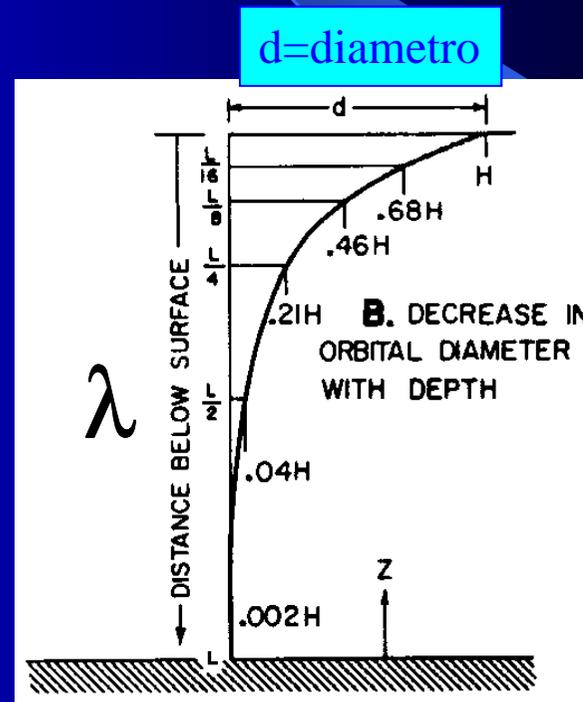
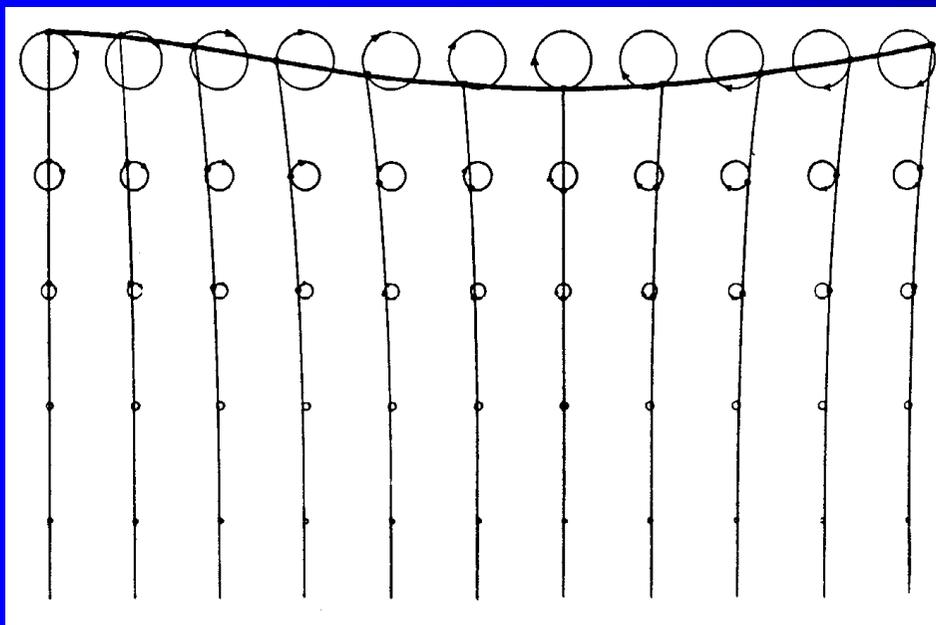
Il periodo, misurabile con un semplice contasecondi e facendo una media di più osservazioni, é il parametro del moto ondoso più facile da determinare.

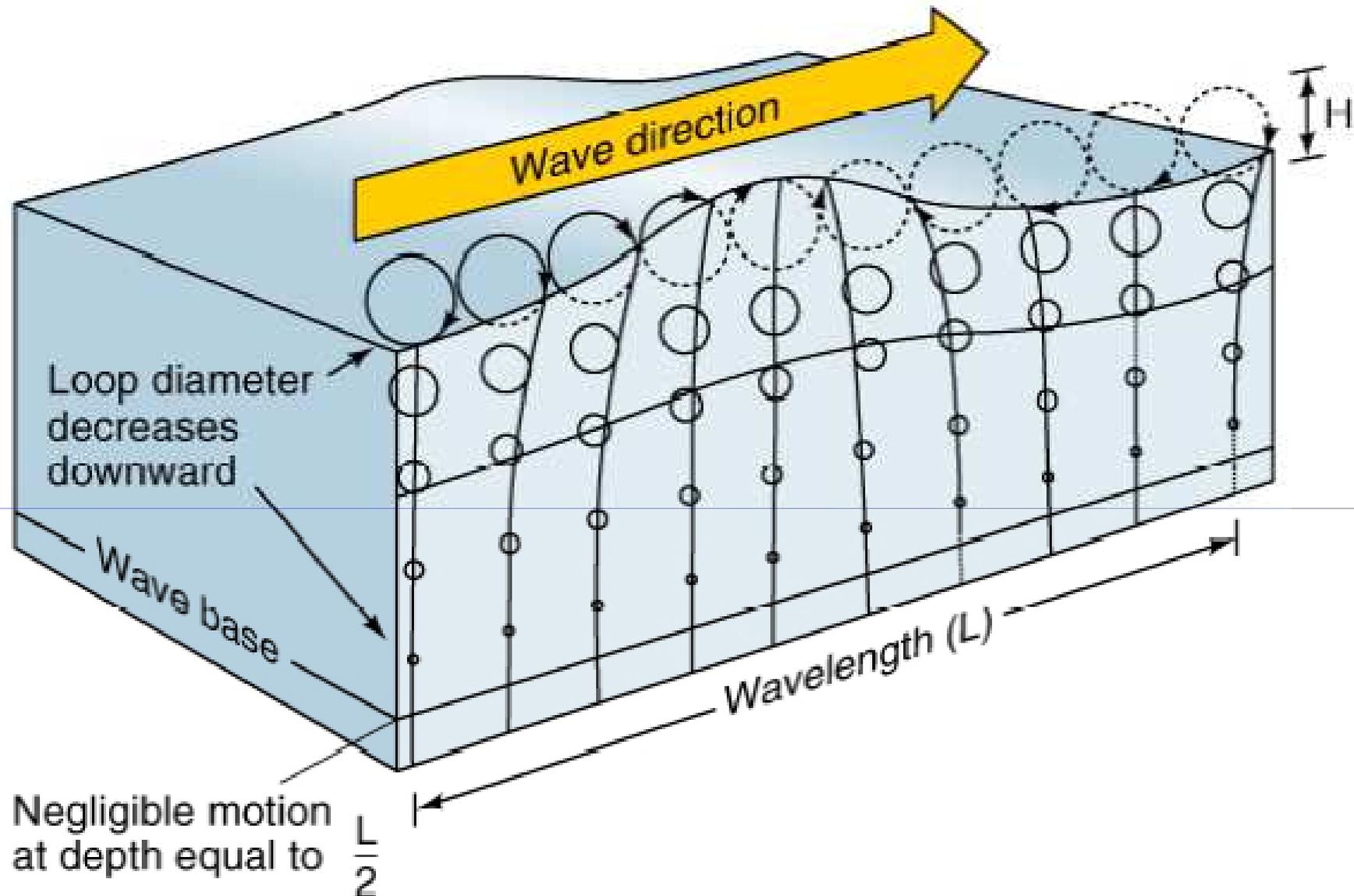
La teoria di Airy

Dalla teoria si ricava inoltre l'espressione del raggio dell'orbita seguita dalle particelle d'acqua, in alti fondali, in funzione della profondità

$$r = a \cdot e^{-\frac{2\pi}{\lambda} z}$$

dove $a = H/2 =$ ampiezza dell'onda in superficie





Copyright 2000 John Wiley & Sons, Inc. All rights reserved.

La teoria di Airy

Ad una profondità $z_{b1} = 0,5\lambda$ il diametro dell'orbita è ridotto, teoricamente,

a 1/23 rispetto alla superficie, mentre alla profondità $z_{b2} = 0,73\lambda = 1,14 \cdot T^2$

il diametro dell'orbita è ridotto a 1/100.

La profondità z_b è genericamente detta *base delle onde*, e sta ad indicare lo spessore dello strato d'acqua interessato dal moto ondoso che quindi è relativamente sottile: per un'onda lunga 100 metri si ha $z_{b1} = 50$ metri e $z_{b2} = 73$ metri.

Dal punto di vista operativo quindi un sommergibile deve immergersi alla quota z_b per non risentire più di un moto ondoso superficiale; inoltre tale profondità indica lo spessore dello strato interessato dal rimescolamento termico quando è presente il moto ondoso.

A questa profondità inoltre, in prossimità della costa, inizia a formarsi la torbidità sul fondo.

La teoria di Airy

CONCLUSIONI

Nell'ipotesi di Airy il rapporto H/λ tra altezza e lunghezza d'onda è supposto molto piccolo ($< 0,01$). Si tratta evidentemente di un caso che può interessare solo le più piccole onde o le più appiattite, fuori del campo di azione del vento; esso non è certo aderente a tutte le onde reali.

Si dice, a questo punto, che si tratta solo di una prima approssimazione del moto ondoso. In effetti questa prima approssimazione non può descrivere adeguatamente il movimento ondoso in bassi fondali né nel caso di forte agitazione nel luogo dove spira il vento. In quest'ultimo caso anzi nessuno dei modelli ondosi è sufficiente a descrivere il movimento, che è tanto complicato da indurci ad accettare le rappresentazioni spettrali, che tengono conto dell'insieme del movimento, senza preoccuparsi di definire la forma dell'onda.

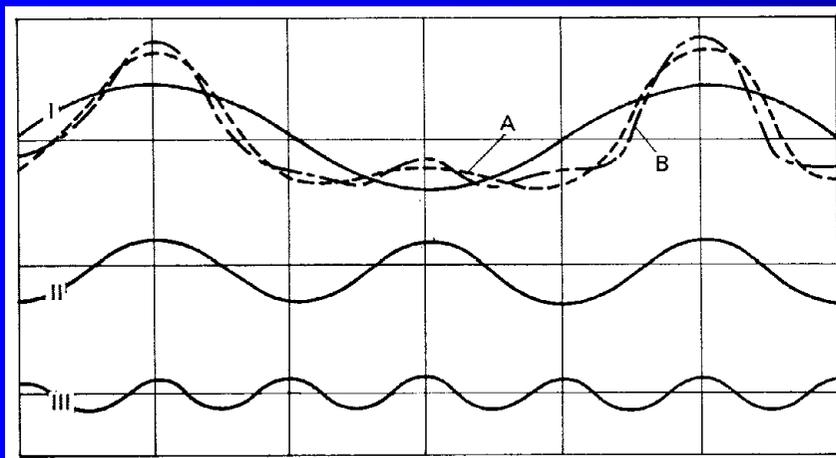
Tuttavia questa semplice onda di prima approssimazione serve moltissimo sia pure schematicamente, per studiare tanti fenomeni collegati al movimento ondoso, quali i movimenti orbitali, il trasporto dell'energia o la pressione esercitata dall'onda.

Lo studio del moto ondoso – Altre teorie

L'approssimazione ottenuta dalla teoria di Airy, non è sufficiente a interpretare l'onda reale in tutti i casi; esistono quindi altri modelli delle onde.

Esistono altre teorie, ben più complesse, dalle quali risulta che il profilo dell'onda è trocoideale (teoria di Stokes, nella quale l'onda è ancora di piccola altezza, ma non infinitesima). Questa onda risulta dall'addizione, all'onda superficiale di Airy, di un termine avente periodo e lunghezza d'onda dimezzati e un'ampiezza legata all'ampiezza dell'onda di Airy e alla sua lunghezza d'onda .

$$\eta_{II} = a \cdot \cos 2\pi \left(\frac{x}{\lambda} - \frac{t}{T} \right) + \frac{2\pi}{\lambda} \cdot \frac{a^2}{2} \cdot \cos 4\pi \left(\frac{x}{\lambda} - \frac{t}{T} \right)$$



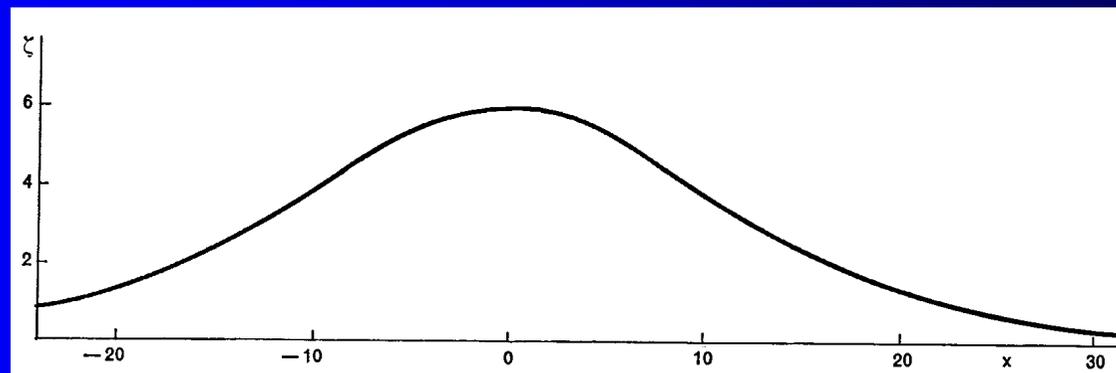
Trocoide

Lo studio del moto ondoso – Onda solitaria (solitone)

Il fenomeno dei solitoni fu descritto per la prima volta da John Scott Russel (1808-1882) che osservò un'onda solitaria risalire la corrente nell'Union Canal per chilometri senza perdere energia, poi riprodusse il fenomeno in un recipiente di onde e la chiamò "Onda di Traslazione".

L'onda solitaria si muove con velocità $c = \sqrt{g(z + H)}$

La velocità è dipendente dunque anche dall'altezza dell'onda (poiché l'onda non è simmetrica rispetto al livello medio non ha senso parlare di *ampiezza*).



Proprietà delle onde solitarie

- Le onde sono stabili, e possono viaggiare per distanze molto grandi (le onde “normali”, propagandosi, tendono a smorzarsi) e in bassi fondali diventano più ripide,
- La velocità dipende anche dall'altezza delle onde,
- A differenza delle onde normali quelle solitarie non si sommano: un'onda bassa (meno veloce) viene sorpassata da una più alta ma le due non si combinano.

Il profilo dell'onda è visibilmente legato alla profondità z del mare perché si tratta di un'onda essenzialmente di mare basso ($\lambda \gg z$).

La lunghezza d'onda è idealmente infinita (la vera lunghezza d'onda perde di significato perché questo tipo di onda è composta da un unico impulso).

Per questo l'onda solitaria rappresenta un fenomeno del tutto “singolare” in mare, anche se, dal punto di vista fisico, rappresenta una particolare soluzione delle complesse equazioni alle derivate parziali dell'idrodinamica (solitone).

Si trovano in realtà le onde solitarie, in talune manifestazioni particolari:

- quando un'onda di marea (*tidal bore*) risale un fiume, generando un fenomeno che si indica col nome di *mascaret* (in Francia), italianizzato in mascaretto,
- onde provocate da terremoti/maremoti (*tsunami*).

In alcune bocche di fiume l'alta marea e' così alta e l'estuario così lungo e poco profondo che l'onda di marea entrando nell'estuario si innalza e si rompe producendo un **mascaretto** che risale lungo il fiume. Questo accade nel Rio delle Amazzoni in Sud America, nel Severn in Europa e nello Tsientang in Cina.

In taluni casi il *mascaretto* provoca gravi danni se, col concorso di altre cause l'onda assume eccezionali ampiezze, (in Cina e nell'America meridionale si sono osservate altezze anche di 8 metri).

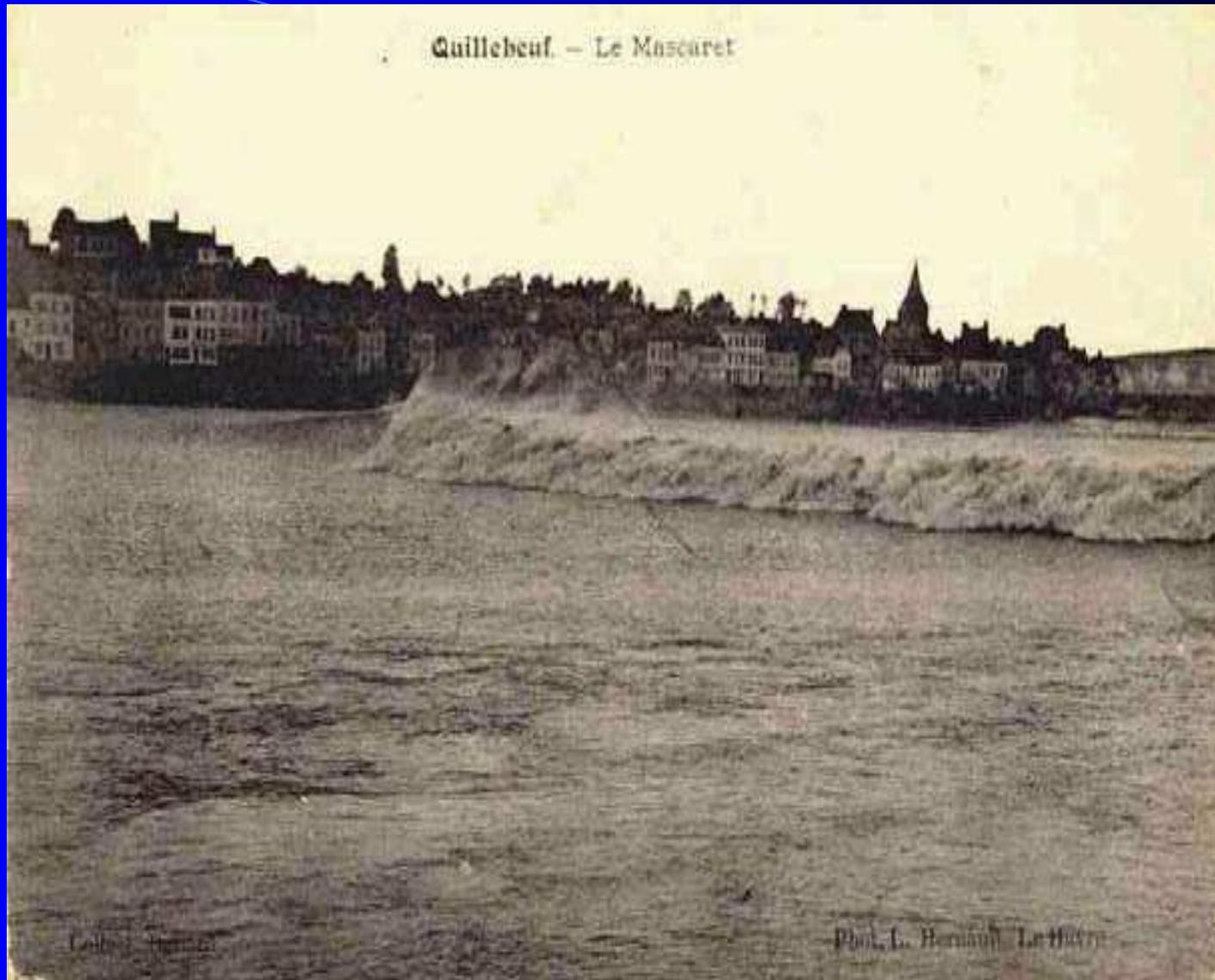
Nel Rio delle Amazzoni il fenomeno si chiama *pororoca*.



Il Mascaret in un fiume



Il Mascaret in un canale



Effetti distruttivi del Mascaret

Great Enormous Noise - Brazil's Pororoca



Pororoca : foto Clément Gargoullaud / Media Venture

A) LE ONDE DI MAREMOTO ("TSUNAMI")

Questo tipo di onde si verifica in seguito a forti scosse sismiche, che hanno il loro epicentro in mare, oppure a causa di eruzioni vulcaniche sottomarine; si verificano soprattutto nell'oceano Pacifico. Si tratta di onde lunghe oltre 100 miglia ed aventi l'altezza di circa un metro. La loro velocità dipende solo dalla profondità e risulta pertanto molto elevata come risulta dalla tabella.

$$c = \sqrt{g \cdot z}$$

Profondità (metri)	Velocità	
	(m/sec)	(nodi)
3.000	171	332
4.000	198	385
5.000	221	430
6.000	242	470

Queste onde sono a stento avvertite in mare aperto; quando però arrivano in acque basse diventano più corte e più alte e in casi particolari, a causa della topografia del fondo, si amplificano sino ad assumere altezze di 20 metri. La prima onda ad arrivare non è la più alta; ciascuna onda dista dall'altra di un tempo variabile tra i 10 e i 40 minuti. La maggior parte dell'energia è concentrata in 3-5 onde.

Queste onde viaggiano per distanze enormi: nel 1960 un'onda formatasi sulle coste cilene provocò danni enormi fino sulle coste del Giappone.

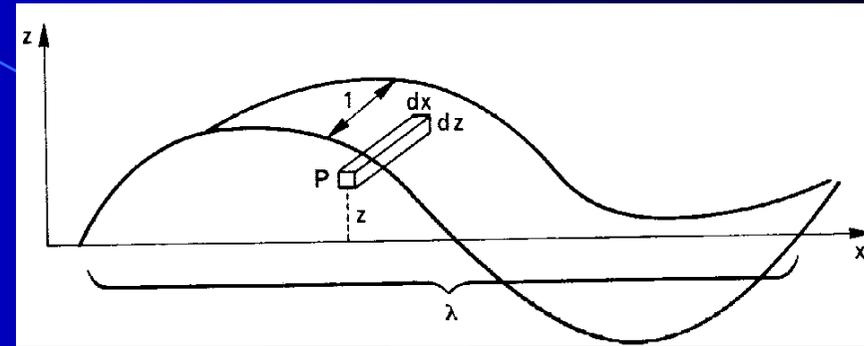


2014

30

Energia del moto ondoso

L'energia media per lunghezza d'onda (e per unità di lunghezza ortogonale alla direzione del movimento) è:



Energia = energia cinetica + energia potenziale

$$E_c = \frac{1}{4} g \cdot \rho \cdot a^2 \cdot \lambda + E_p = \frac{1}{4} g \cdot \rho \cdot a^2 \cdot \lambda = E = \frac{1}{2} g \cdot \rho \cdot a^2 \cdot \lambda$$

(ricordando che $A=H/2$)

$$E = \frac{1}{8} g \cdot \rho \cdot H^2 \cdot \lambda$$

.. in considerazione del fatto che nel moto ondoso reale esistono onde di diversa lunghezza

Energia media per unità di superficie

$$E_0 = \frac{1}{8} g \cdot \rho \cdot H^2$$

$$E = \int_0^{\infty} E(\lambda) d\lambda$$

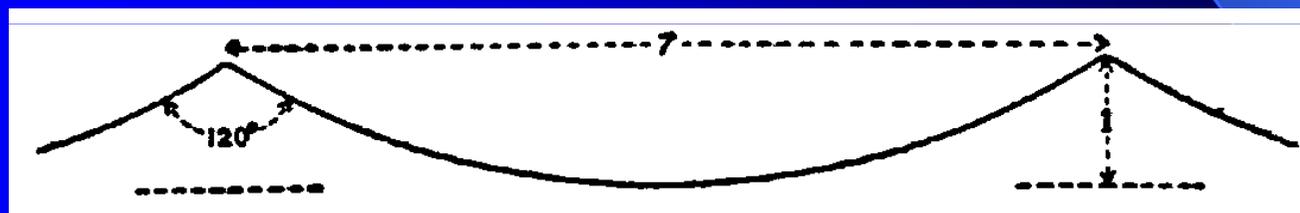
Stabilità dell'onda

Secondo una teoria elaborata da Stokes e da Michell il rapporto H/λ non può variare comunque

in un'onda superficiale; quando $\frac{H}{\lambda} > \frac{1}{7}$ l'onda si rompe.

Il rapporto $H/\lambda=1/7$ rappresenta cioè un valore limite per l'onda trocoidale. Le onde più violente, quelle di tempesta, hanno il rapporto H/λ compreso tra 1/10 e 1/35, le onde di medie proporzioni hanno H/λ compreso tra 1/35 e 1/70 e rapporti ancora minori hanno le onde smorzate che si propagano dopo o al di fuori dell'azione del vento.

Per l'onda limite l'angolo formato dalla cresta dell'onda è all'incirca di 120° .



Angoli più acuti non sono compatibili con la stabilità. Per rapporti H/λ molto piccoli (inferiori a 1/100) l'onda non ha più praticamente un profilo trocoidale e si riduce al profilo sinusoidale studiato dalla teoria di Airy.

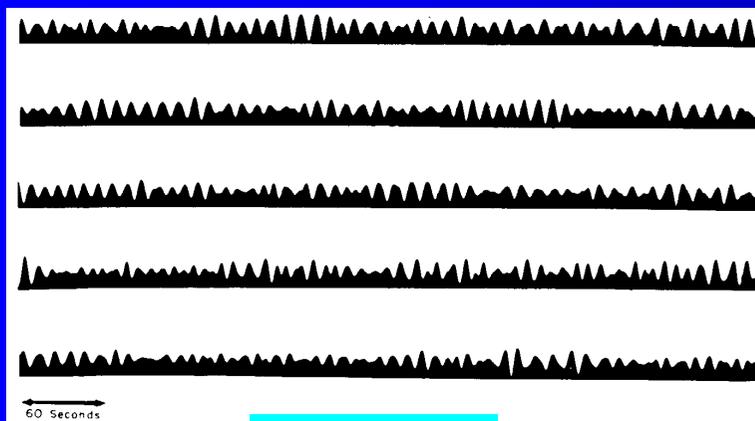
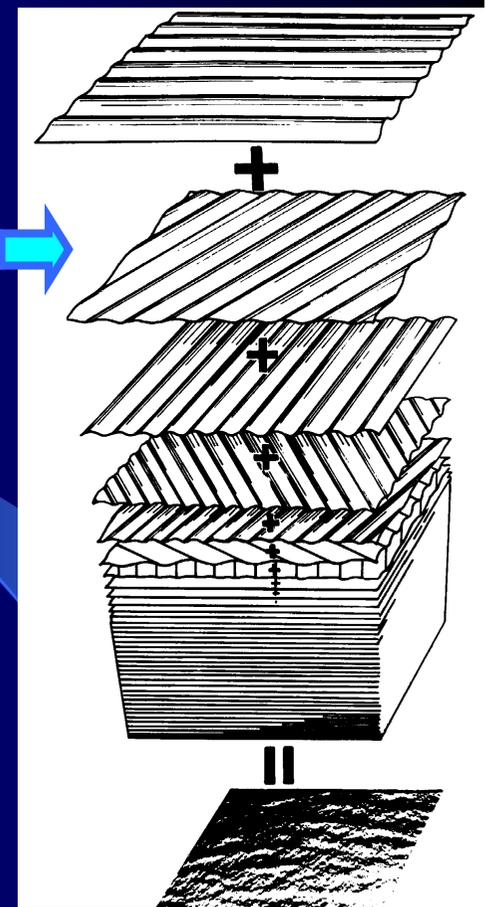
Il valore di 120° ed il rapporto limite $H/\lambda=1/7$ che vengono spiegati in maniera precisa per via teorica (considerando la tensione superficiale al limite acqua-aria e l'opposizione causata da questa azione alla deformazione della superficie libera) vengono effettivamente confermati dalle osservazioni.

Analisi statistica e previsione del moto ondoso (in acque profonde)

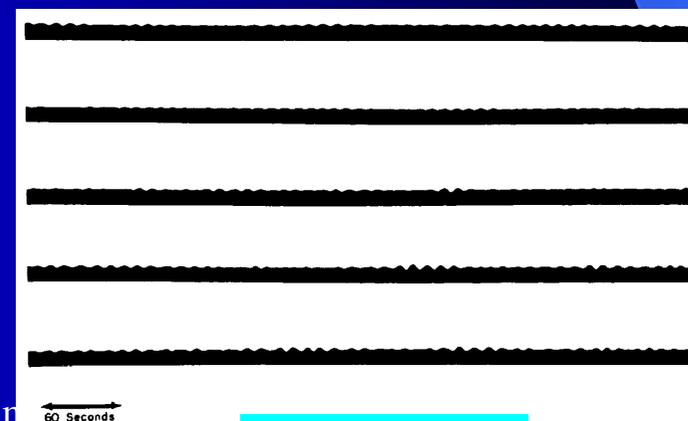
La forma della superficie marina sotto l'azione del vento può essere considerata come il risultato della sovrapposizione di moltissime onde sinusoidali o trocoidali aventi altezza, lunghezza, periodo e direzione non perfettamente coincidenti tra di loro, anche se, generalmente, si individua un valore *medio* di queste grandezze.

Se registrassimo l'altezza delle onde, $H = H(t)$, in un punto fisso del mare (mediante un ondometro) si otterrebbe la rappresentazione della variabile H che è *continua, aleatoria e finita*, funzione del tempo (variabile *stocastica*).

Le figure sottostanti mostrano due esempi grafici di una registrazione di altezza di onda nel caso di mare vivo e mare morto (ondogrammi). La variabile H sarà però caratterizzata da una data frequenza $f(H_i)$ detta *densità di probabilità*: se è stato preso in considerazione un grande numero di onde, tutte registrate nello stesso punto e nelle stesse condizioni è possibile determinare il grafico della funzione densità di probabilità. Naturalmente non si conosce l'espressione analitica di questa funzione.



Mare vivo



Mare morto

Analisi statistica

In ascissa vengono riportati i valori di H , che variano tra un valore H_{min} e H_{max} ed in ordinata le relative frequenze.

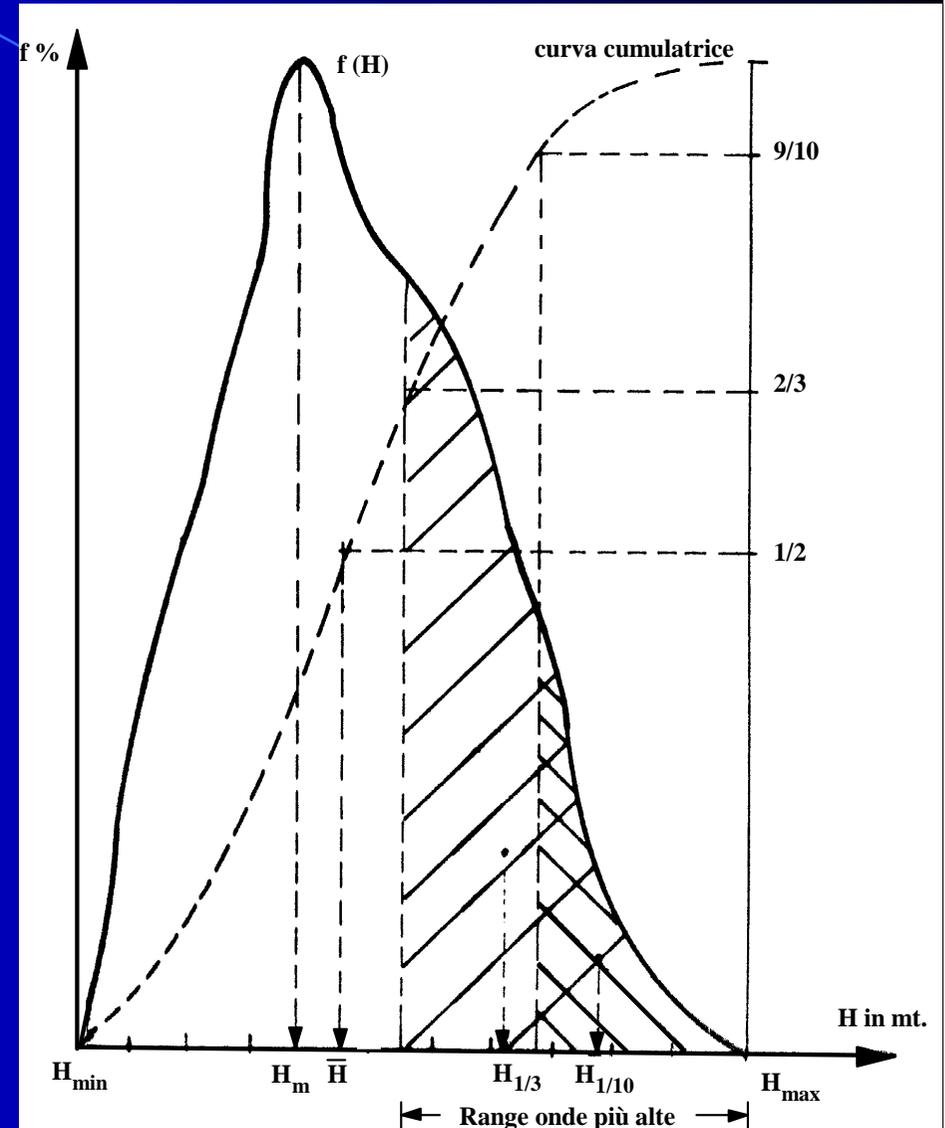
In questa distribuzione di probabilità si individuano alcuni valori che sono di grande importanza nella valutazione pratica degli effetti di un moto ondoso. Infatti descrivono *quantitativamente* lo stato di agitazione e permettono di esprimere una precisa *valutazione operativa*.

H_m = altezza delle onde più frequenti (moda),

\bar{H} altezza media prendendo in considerazione tutte le onde,

H_s = altezza delle onde significative (valore medio dell'altezza calcolato sul 33% delle onde più alte). Viene anche detta $H_{1/3}$,

$H_{1/10}$ = altezza media del decile più alto (valore medio dell'altezza del 10% delle onde più alte).



Analisi statistica

Allo stesso modo per il periodo del moto ondoso è possibile ricavare l'analogha curva di densità di probabilità, con valori di periodo minimo, massimo e medio.

È importante notare come ognuno di questi parametri descriva un diverso aspetto del moto ondoso in questione; questi valori sono tra di loro collegati e conoscendone uno è possibile ricavare anche gli altri tramite algoritmi empirici.

L'analisi delle registrazioni delle onde ha mostrato che vi è una certa corrispondenza tra l'altezza significativa delle onde e l'*altezza caratteristica*. L'altezza caratteristica corrisponde all'altezza media delle onde più alte e ben formate apprezzate visivamente da un osservatore esperto in un arco di tempo di 10 minuti.

Tra altezza caratteristica e altezza significativa valgono le seguenti relazioni empiriche (rispettivamente: Cartwright, Nordenstrom):

$$\bar{H}_{1/3} = 1,11 H_c$$

$$\bar{H}_{1/3} = 1,68 H_c^{0,75}$$

per il periodo invece (rispettivamente: Cartwright, Nordenstrom):

$$\bar{T} = 0,37 T_c + 5,19$$

$$\bar{T} = 0,82 T_c^{0,96}$$

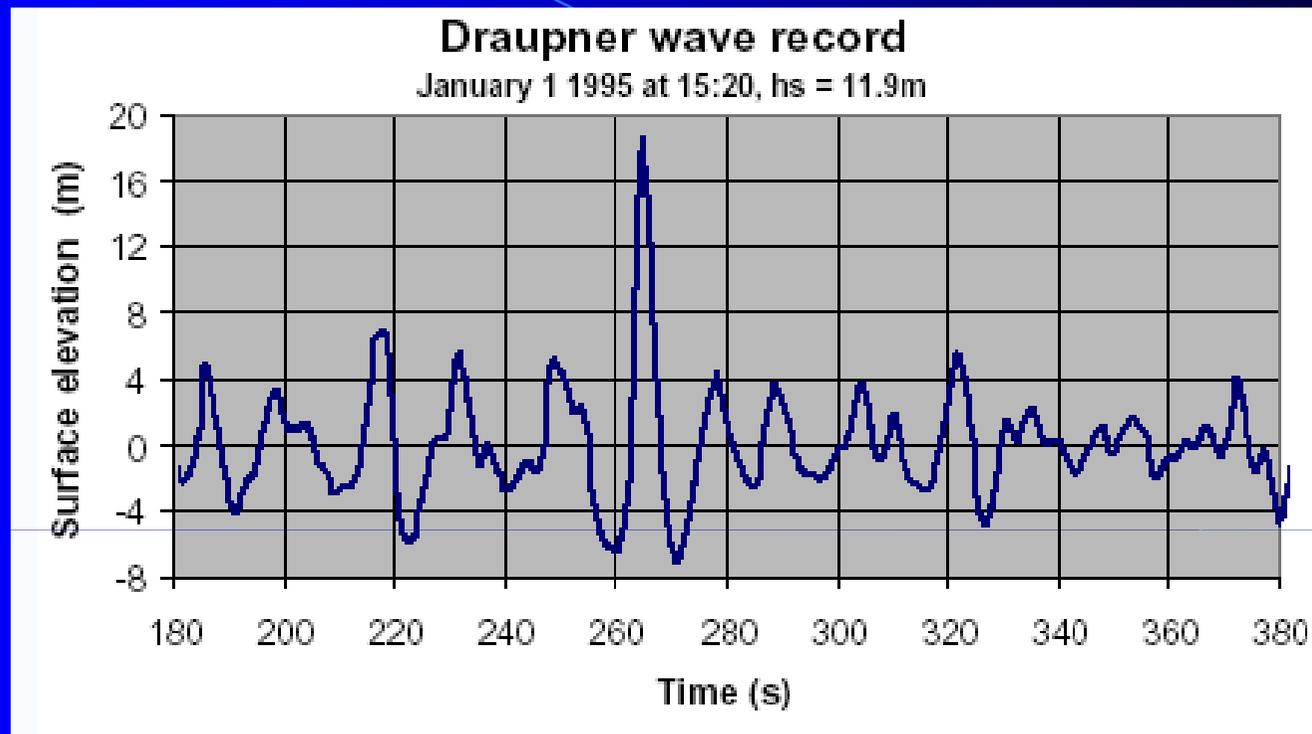
Analisi statistica onde “anomale”

Numero di onde N	5% dei casi (valori più bassi)	Valore più frequente	Valore medio	5% dei casi, (valori più alti)
50	1.19 $H_{1/3}$	1.40 $H_{1/3}$	1.50 $H_{1/3}$	1.86 $H_{1/3}$
100	1.33 $H_{1/3}$	1.52 $H_{1/3}$	1.61 $H_{1/3}$	1.94 $H_{1/3}$
200	1.45 $H_{1/3}$	1.63 $H_{1/3}$	1.72 $H_{1/3}$	2.03 $H_{1/3}$
500	1.60 $H_{1/3}$	1.76 $H_{1/3}$	1.84 $H_{1/3}$	2.14 $H_{1/3}$
1.000	1.70 $H_{1/3}$	1.86 $H_{1/3}$	1.93 $H_{1/3}$	2.22 $H_{1/3}$

Valore dell'onda più alta, in termini di altezza significativa, per M campioni composti da N onde (Probabilità statistica)

E = costante

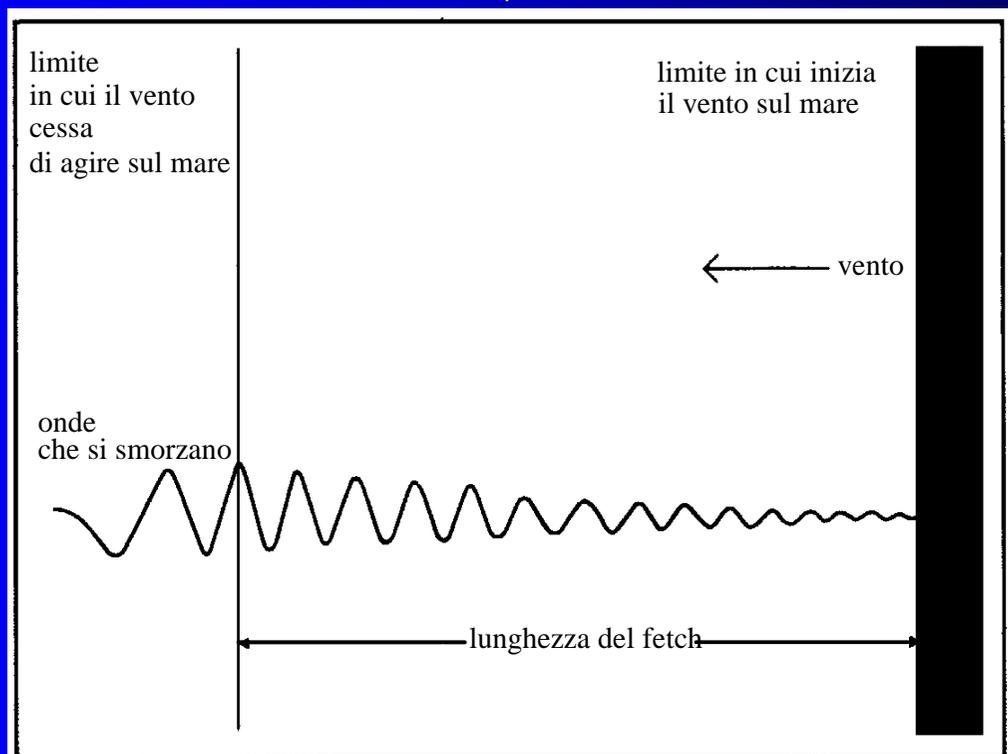
Tratto da H.O. 903, US Navy Oceanographic Office,



Piattaforma petrolifera DRAPNER, mare del Nord, (al largo della Norvegia)
1 gennaio 1995
(è stata stimata una frequenza di 1 su 200.000)
(fonte wikipedia)

Lo studio delle onde – Analisi spettrale

Le necessità pratiche di previsione del moto ondoso sono soddisfatte in maniera adeguata dalla statistica: vi sono infatti diverse relazioni, ricavate dall'esperienza, che collegano l'*ampiezza* (o *l'energia*) delle onde (non di una singola onda, ma della reale agitazione ondosa composta da "tante" onde che costituiscono uno *spettro*) con la velocità del vento, la sua durata ed il fetch.



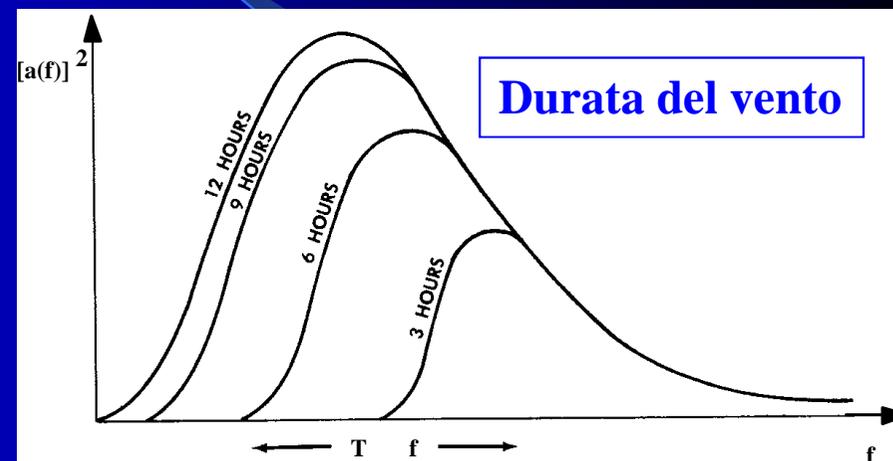
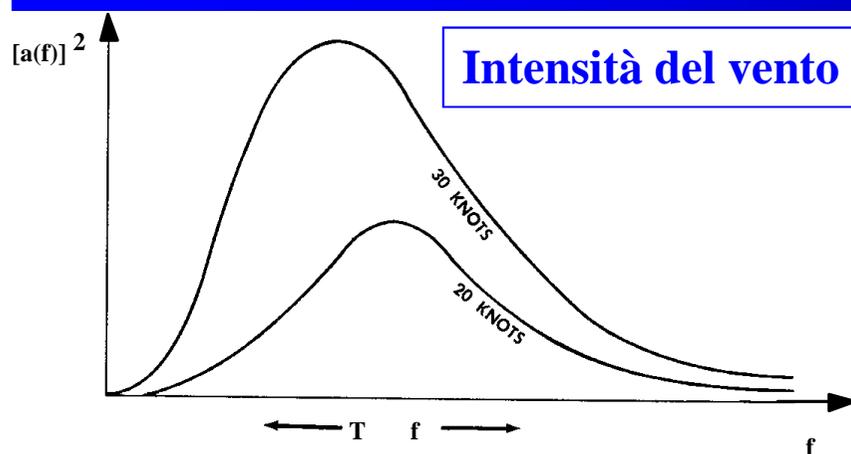
Lo *spettro d'ampiezza del moto ondoso* è costruito immaginando di scomporre in tante onde singole (ciascuna avrà un proprio periodo e **ampiezza**) una registrazione effettiva di moto ondoso **a regime** e poi mettendo su un grafico, in funzione del periodo, i quadrati delle **ampiezze** di tutte le onde.

La proprietà principale dello spettro, è che l'energia delle onde è proporzionale al quadrato dell'ampiezza delle onde.

Infatti
$$E = \frac{1}{2} g \cdot \rho \cdot a^2 \cdot \lambda$$

Spettro d'ampiezza

Lo spettro del moto ondoso si presenta come in figura, dove si nota che all'aumentare dell'intensità del vento le onde aumentano la propria energia e lo “spettro” si **sposta verso periodi più elevati** (nelle onde di periodo più lungo, è concentrata la maggior parte dell'energia).



L'aumento dell'ampiezza è limitato dalla durata e dal fetch

L'aumento dell'ampiezza è limitato da intensità e fetch

Poiché l'energia totale di un'onda sinusoidale è:

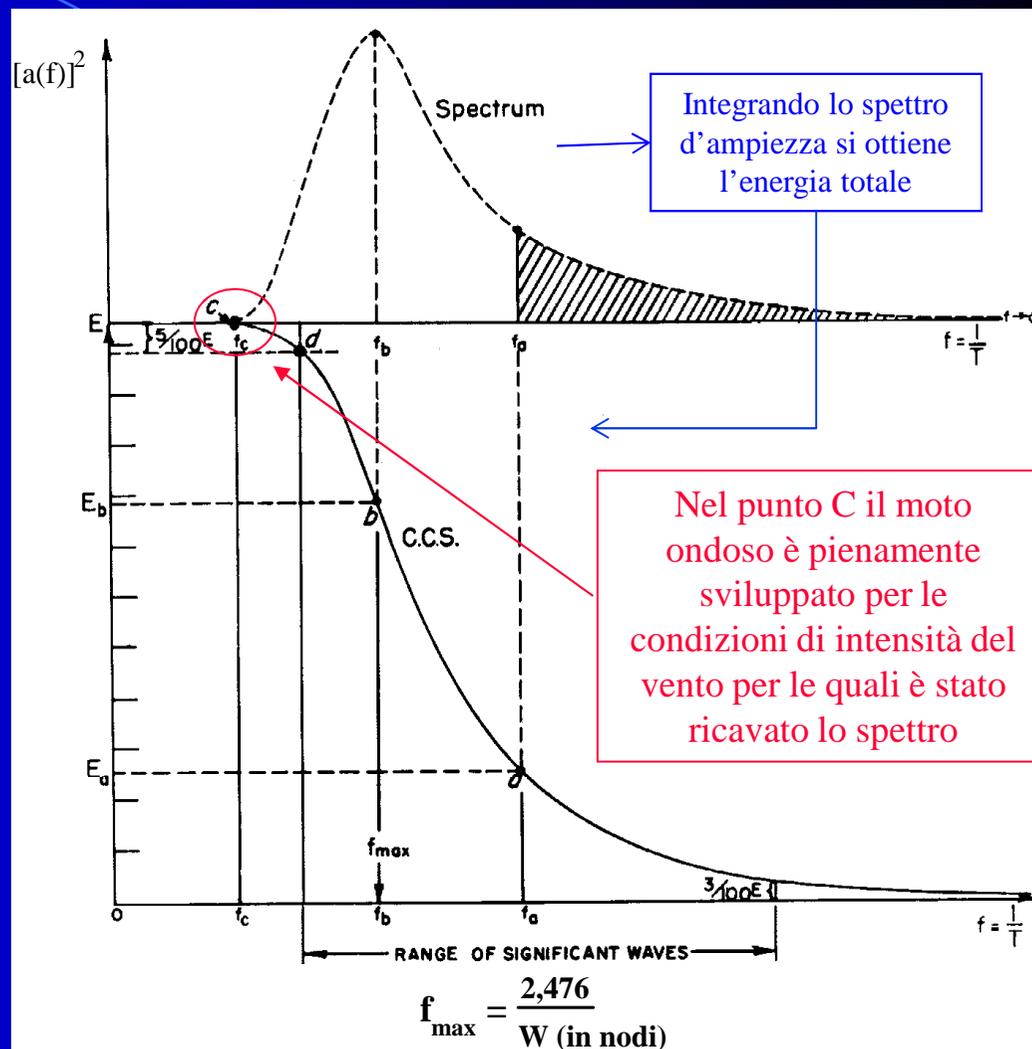
$$E = \frac{1}{2} g \cdot \rho \cdot a^2 \cdot \lambda$$

la variabile E (area sotto il grafico dello spettro d'ampiezza) è una grandezza idonea a descrivere lo stato del mare ed in particolare l'altezza delle onde.

Spettro co-cumulativo di energia

Dallo “spettro” di ampiezza del moto ondoso si ricava lo spettro co-cumulativo di energia (vedi figura):

- si prende lo spettro di ampiezza corrispondente ad una certa situazione di vento (durata, intensità, fetch) e si effettua l'integrazione di questo (grafico soprastante) partendo da destra nel grafico (cioè da frequenza $+\infty$)
- si rappresenta l'andamento della funzione integrale nel grafico sottostante (curva C.C.S.: spettro co-cumulativo).

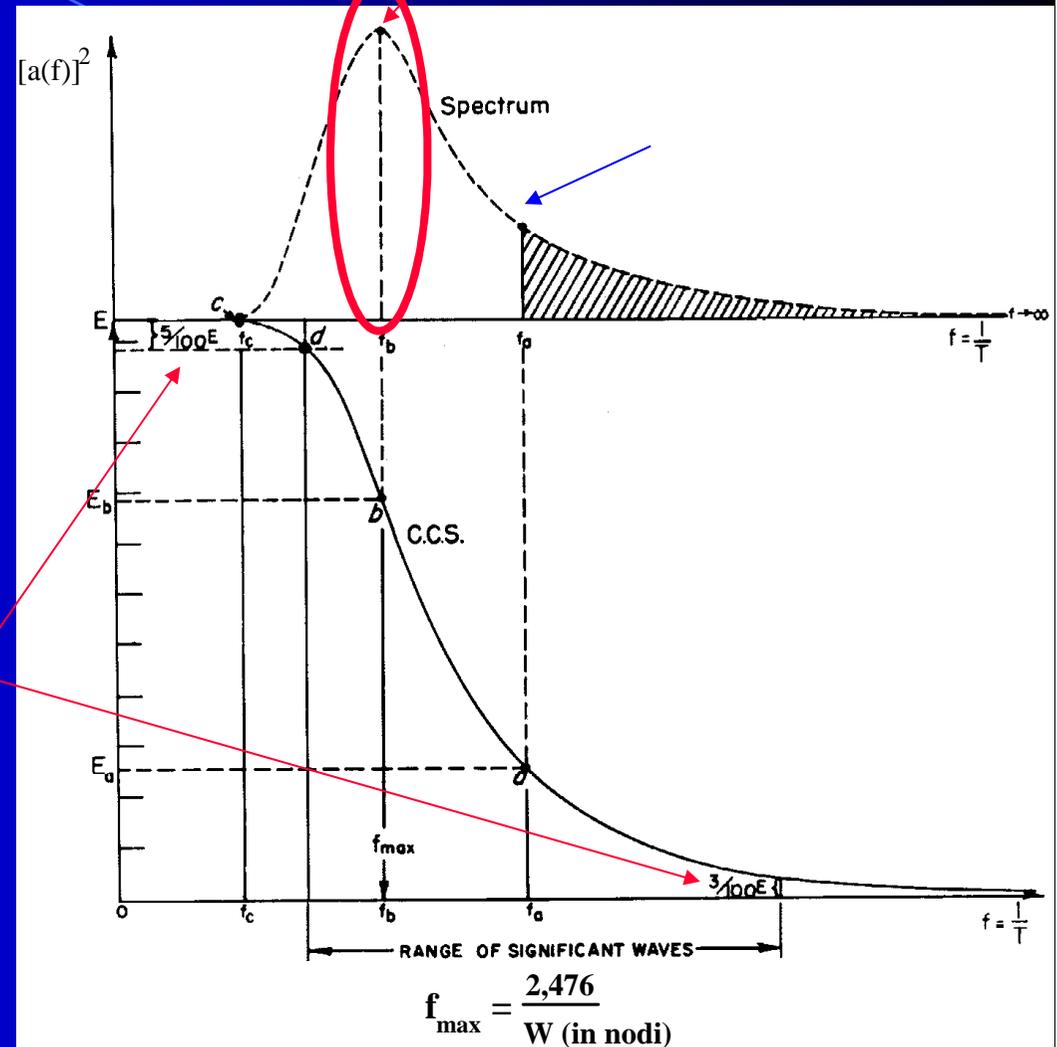


Spettro co-cumulativo di energia

Intorno a f_{max} si concentra il massimo dell'energia E

In corrispondenza della frequenza f_b (frequenza alla quale lo spettro di ampiezza assume il massimo valore) si ha il punto di flesso dello spettro co-cumulativo e quindi il punto di maggior pendenza della funzione.

Quando si usano gli spettri co-cumulativi ci si limita ad utilizzarne la cosiddetta *parte significativa* ed a tagliarne la parte meno significativa a destra (pari al 3%) e a sinistra (pari al 5%). In pratica non si considera la presenza delle frequenze (periodi) più alte e più basse.



Mare pienamente sviluppato

Fetch e durata del vento minime necessarie a generare un mare pienamente sviluppato per varie velocità del vento

Vento (nodi)	Fetch (miglia)	Durata (ore)
10	10	2.4
12	18	3.8
14	28	5.2
16	40	6.6
18	55	8.3
20	75	10
22	100	12
24	130	14
26	180	17

Vento (nodi)	Fetch (miglia)	Durata (ore)
28	230	20
30	280	23
32	340	27
34	420	30
36	500	34
38	600	38
40	710	42
42	830	47
44	960	52

Vento (nodi)	Fetch (miglia)	Durata (ore)
46	1.100	57
48	1.250	63
50	1.420	69
52	1.610	75
54	1.800	81
56	2.100	88

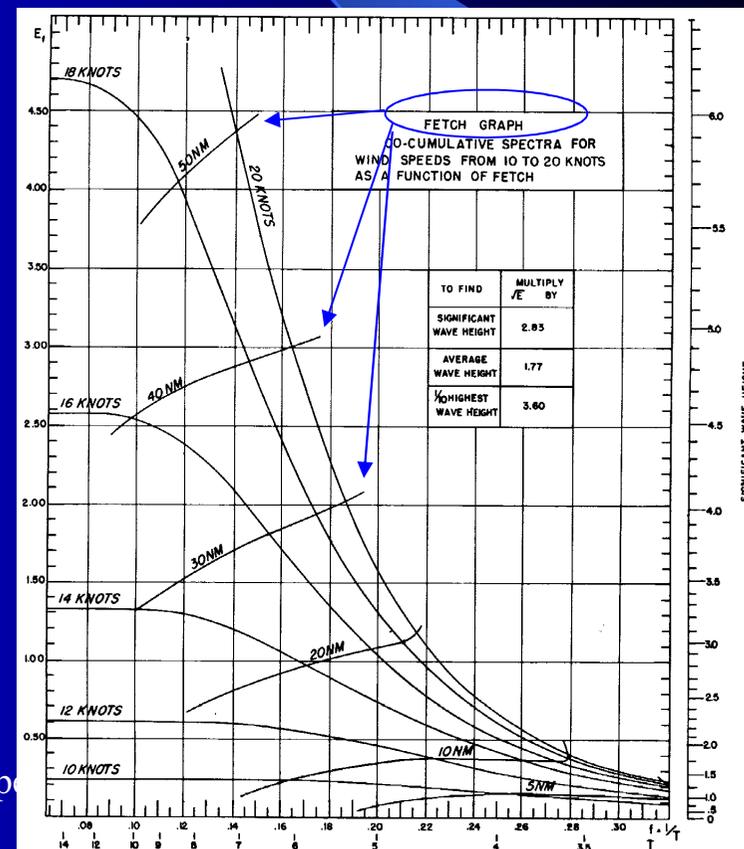
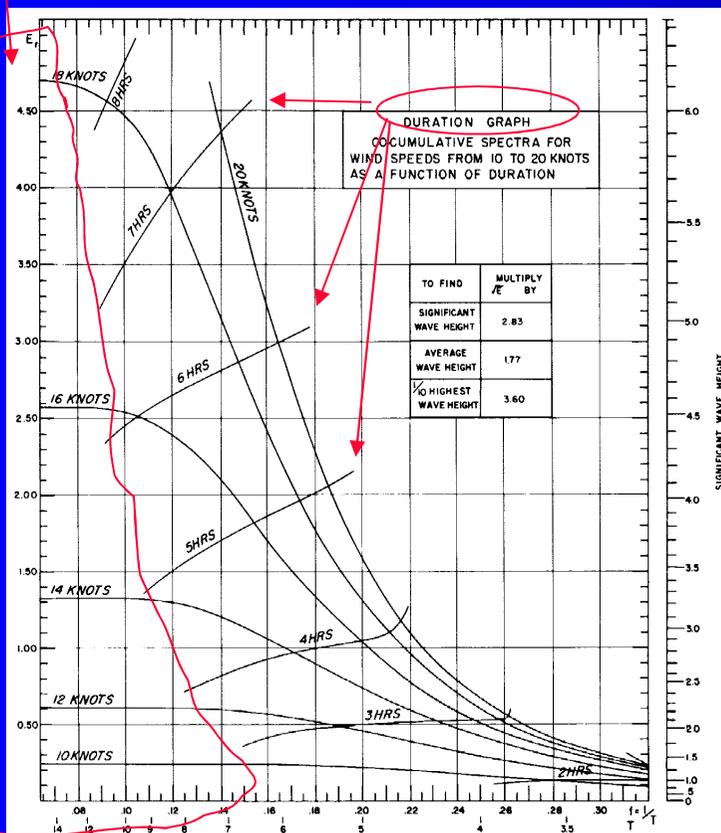
Queste condizioni si verificano effettivamente nella fascia dei *roar forties*, e *roar fifthies* (latitutine 40° e 50° sud)

Spettro co-cumulativo di energia (10-20 nodi di vento)

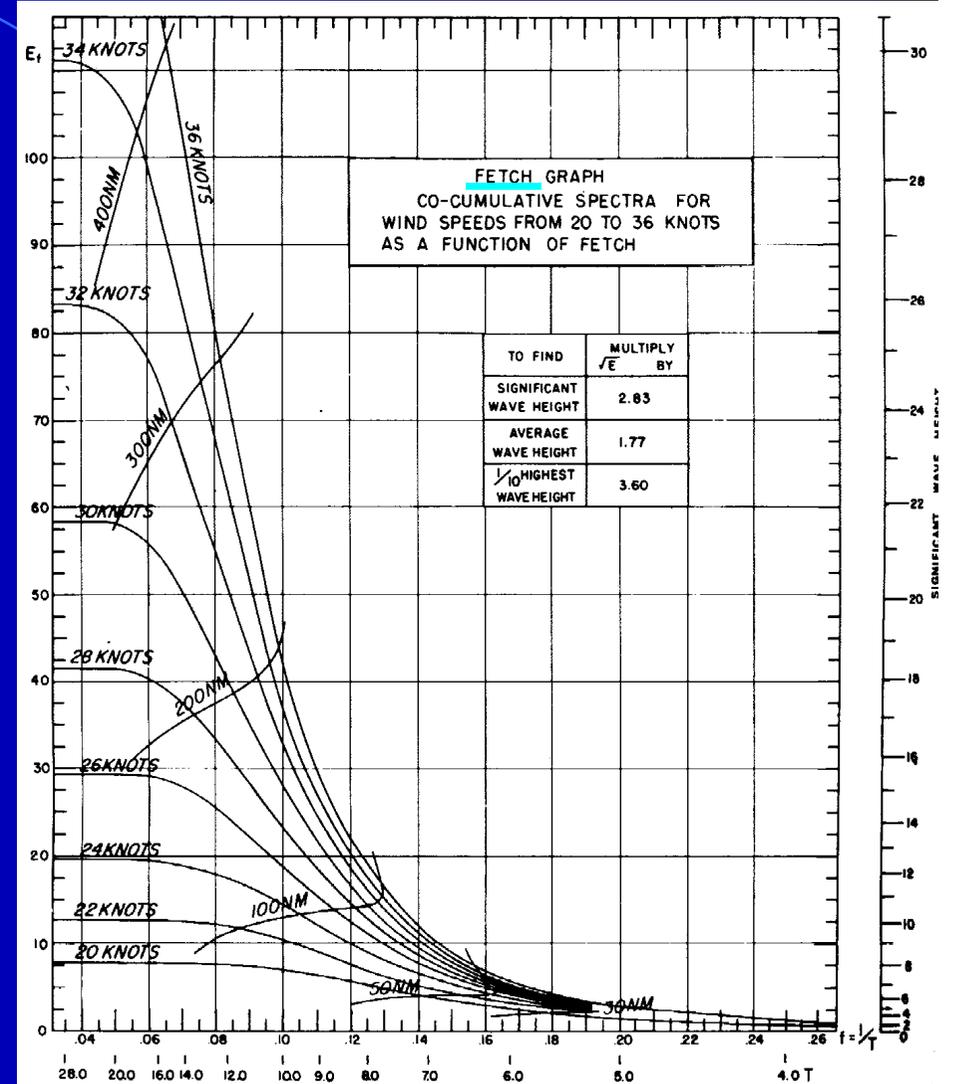
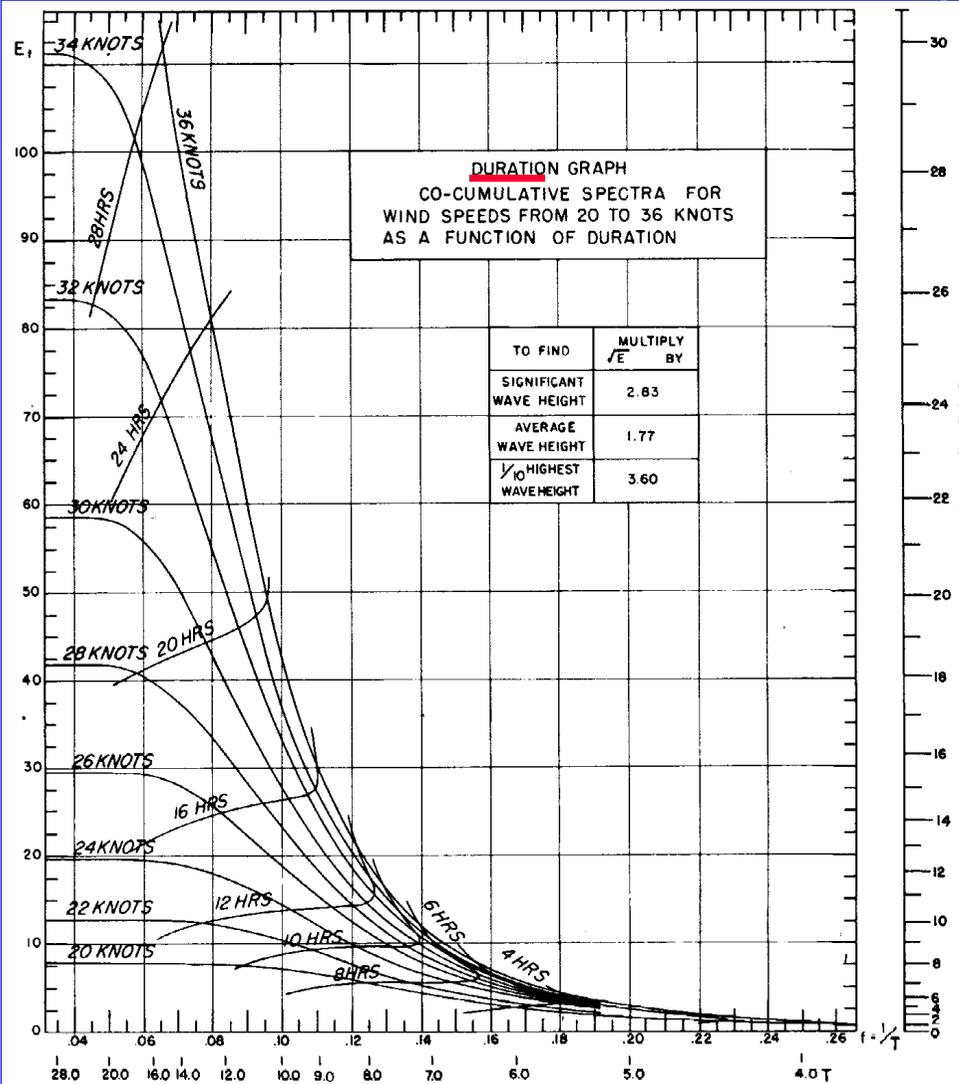
I grafici che seguono contengono gli spettri co-cumulativi in funzione delle limitazioni poste dalla durata del vento e dal fetch, per venti tra 10-20 nodi, 20-36 nodi, 36-56 nodi.

In entrambi i grafici le linee evidenziate, in prima approssimazione, forniscono una indicazione dell'energia sviluppata da un vento di una certa intensità per condizioni di mare non pienamente sviluppato (cioè quando lo sviluppo è limitato da durata e/o fetch).

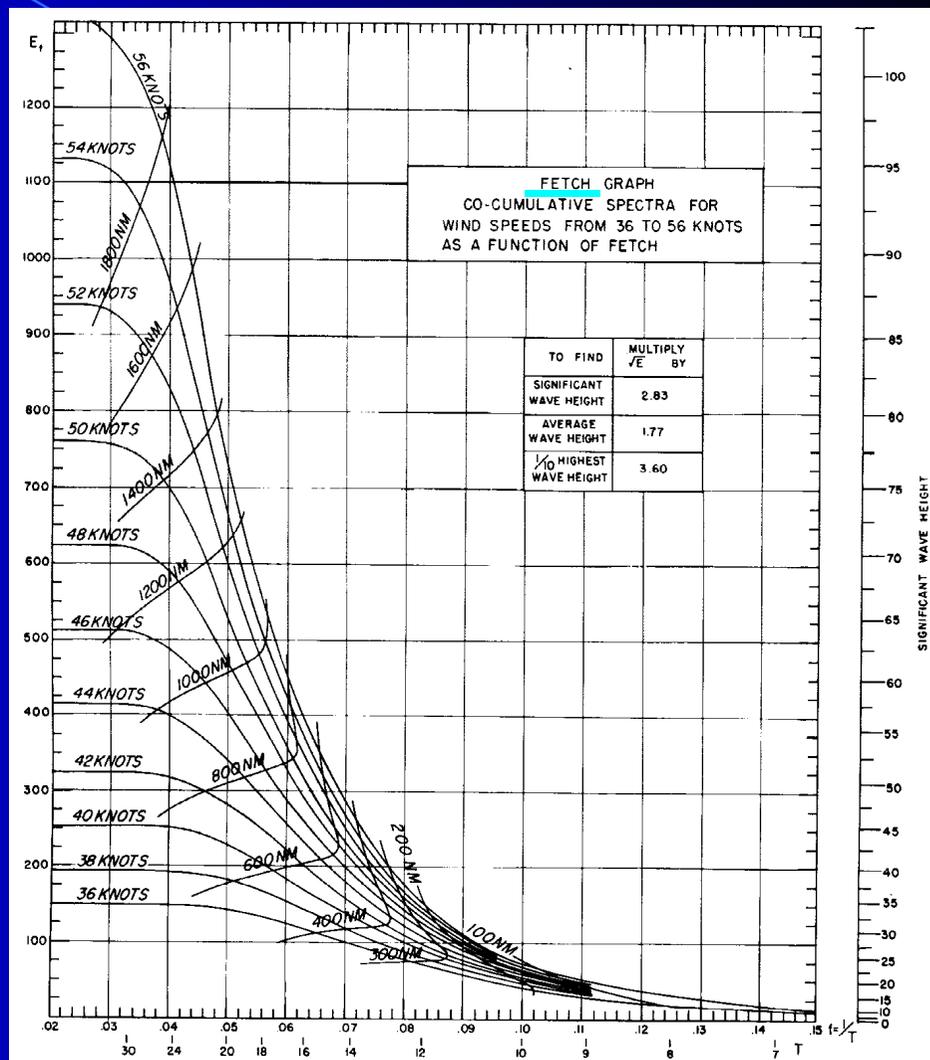
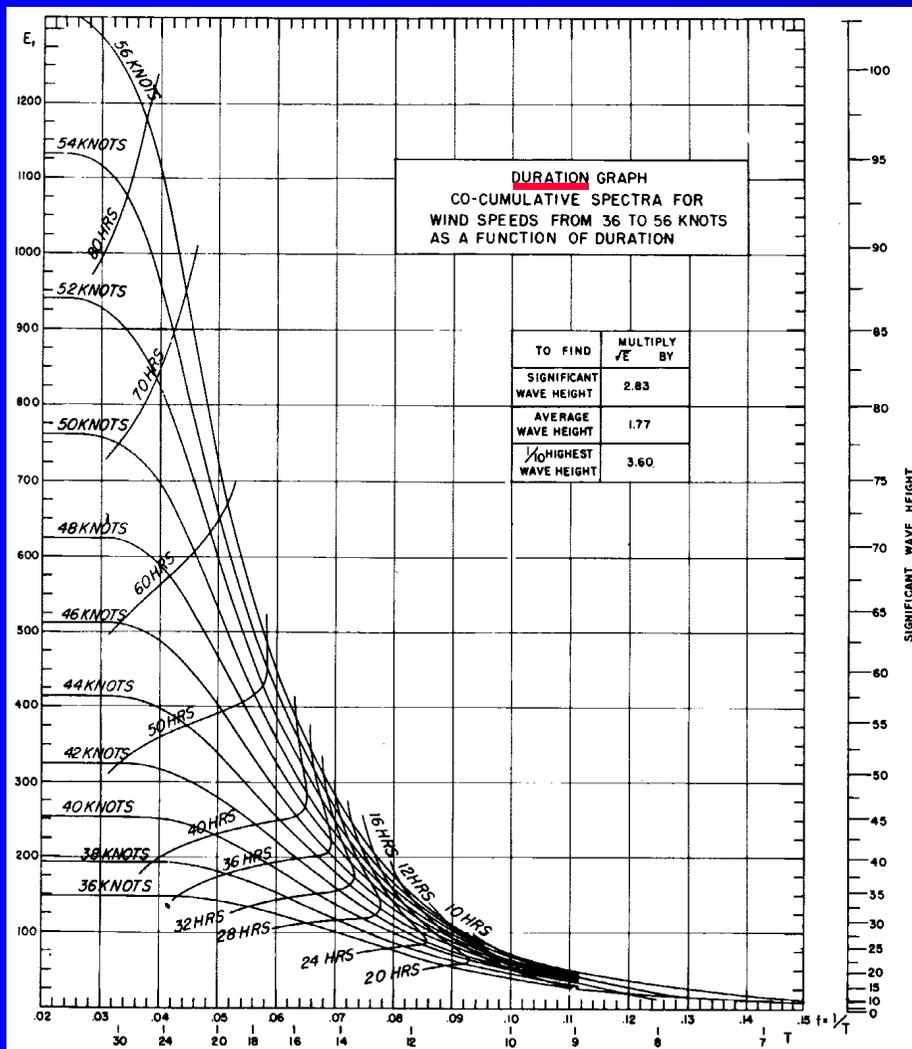
Mare pienamente sviluppato



Spettro co-cumulativo di energia (20-36 nodi di vento)



Spettro co-cumulativo di energia (36-56 nodi di vento)



Analisi spettrale per moto ondoso pienamente sviluppato (formule)

Nel caso di moto ondoso **pienamente sviluppato** (massima agitazione raggiungibile su un certo fetch di F miglia e con vento W che soffia costantemente per un tempo $t > t_D$) la variabile E raggiunge il suo valore massimo dato da:

$$E_{\max} = 0,242 \cdot \left(\frac{W}{10}\right)^5$$

dove W è in nodi ed E_{\max} in piedi quadrati.

Potendo conoscere i valori di E_{\max} si ricavano immediatamente i valori caratteristici menzionati nelle slides precedenti:

$$H_m = 1,41 \cdot \sqrt{E_{\max}}$$

$$\bar{H} = 1,77 \cdot \sqrt{E_{\max}}$$

$$H_{1/3} = 2,83 \cdot \sqrt{E_{\max}}$$

$$H_{1/10} = 3,60 \cdot \sqrt{E_{\max}}$$

(valori in piedi)

I valori di E si possono anche ottenere dai grafici co-cumulativi riportati prima. **Nel caso che il pieno sviluppo del moto ondoso sia limitato dalla durata o dal fetch si impiega il valore minore tra quelli ricavabili dai rispettivi grafici.** I grafici riportano in ordinata, a destra, anche l'altezza significativa. Per ricavare $H_{1/100}$

si può applicare la relazione: $H_{1/100} = 1,67 H_{1/3}$

Periodo nel mare completamente sviluppato (formule e grafici)

Per meglio caratterizzare lo stato di agitazione è possibile ricavare, anche mediante grafici empirici:

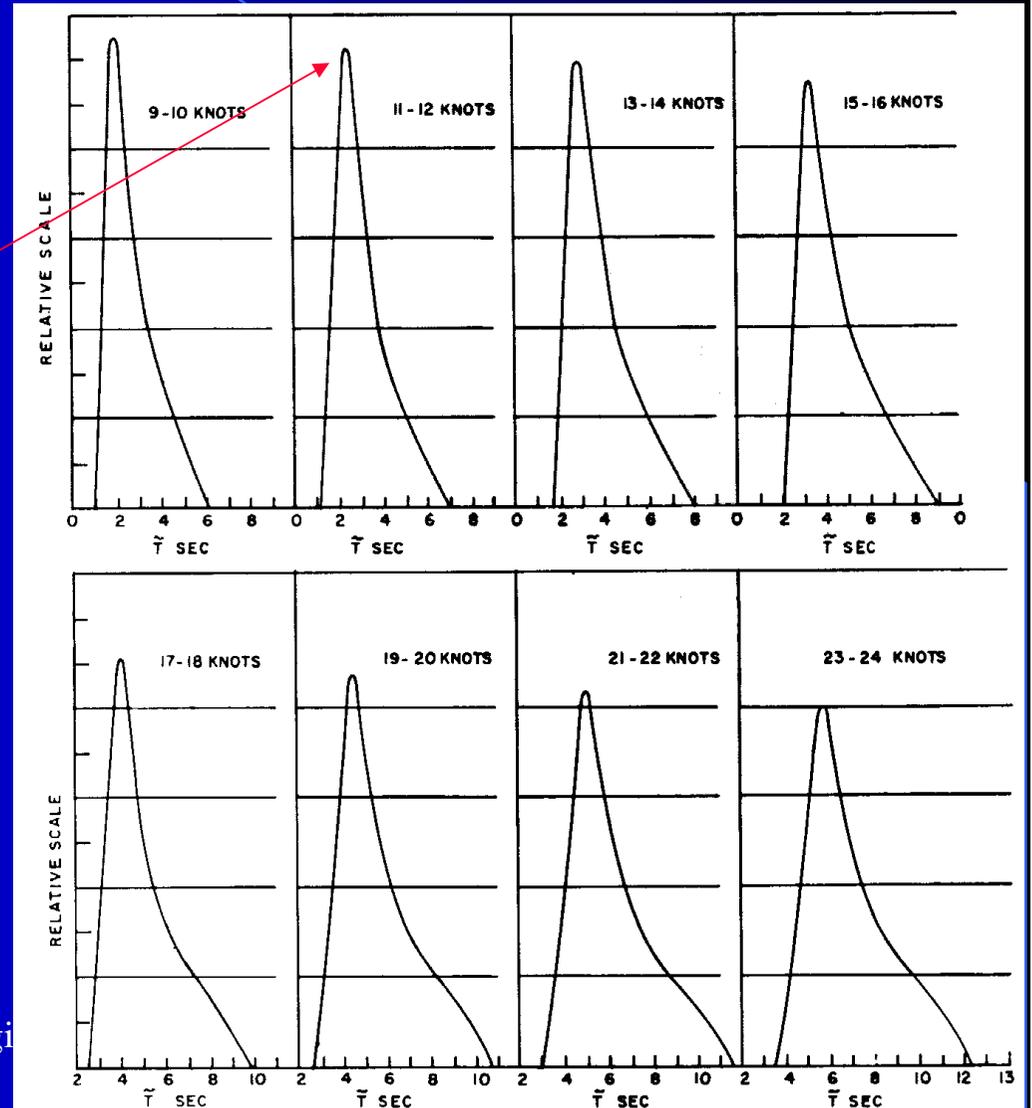
$$T_{max} = \frac{1}{f_{max}} = \frac{2,476}{W}$$

(W in nodi)

(periodo che corrisponde a E_{max})

Periodo più frequente

Periodo medio $\bar{T} \cong 0,285W$



Lunghezza d'onda nel mare completamente sviluppato

La distribuzione della lunghezza d'onda non è nota ed è molto più variabile rispetto al periodo. In prima approssimazione è:

$$\bar{\lambda} = \frac{2}{3} 1,56 \cdot \bar{T}^2 \quad (\text{T in secondi, } \lambda \text{ in metri})$$

**ESEMPIO di mare completamente sviluppato
con vento di 30 NODI (condizioni di burrasca)**

1. Il mare è pienamente sviluppato dopo circa 23 ore e con un fetch di almeno 280 miglia;
2. dal grafico (o dalle formule) si ricava $E = 58.5$ (piedi quadrati)
3. si ricavano l'altezza media, significativa e 1/10 
4. $f_{\max} = \frac{2,476}{W}$  il periodo corrispondente al max di E è $1/f_{\max}$
5. il periodo massimo e minimo si ricavano dallo spettro in corrispondenza di $W = 30$ nodi e del 95% e 3% di E (quella ricavata al punto 2)
6. il periodo medio è $T = 0,285W$
7. il periodo più frequente si ricava dai grafici della curva di densità dei periodi
8. la lunghezza d'onda "media" vale $\bar{\lambda} = \frac{2}{3} 1,56 \cdot \bar{T}^2$

$$H_m = 1,41 \cdot \sqrt{E_{\max}}$$

$$\bar{H} = 1,77 \cdot \sqrt{E_{\max}}$$

$$H_{1/3} = 2,83 \cdot \sqrt{E_{\max}}$$

$$H_{1/10} = 3,60 \cdot \sqrt{E_{\max}}$$

$$E_{\max} = 0,242 \cdot \left(\frac{W}{10}\right)^5 = 0,242 \cdot 3^5 = 58,5 \text{ piedi quadrati}$$

Esempio di mare completamente sviluppato con vento di 30 nodi

Altezza media = $\bar{H} = 1,77 \cdot \sqrt{E_{\max}} = 1,77 \cdot \sqrt{58,5} = 13,5$ piedi (4,1 metri)

Altezza significativa = $\bar{H} = 2,83 \cdot \sqrt{E_{\max}} = 2,83 \cdot \sqrt{58,5} = 21,6$ piedi (6,6 metri)

Altezza 1/10 = $\bar{H} = 3,60 \cdot \sqrt{E_{\max}} = 3,60 \cdot \sqrt{58,5} = 27,5$ piedi (8,4 metri)

Periodo di E_{\max} = $f_{\max} = \frac{2,476}{W} = \frac{2,476}{30} = 0,08253$ $1/f_{\max} = 12,1$ secondi

Periodo massimo = dal grafico in corrispondenza del 95% di E (55,6 piedi quadrati): 16,7 sec.

Periodo minimo = dal grafico in corrispondenza del 3% di E (1,76 piedi quadrati): 4,5 sec.

Periodo medio = $0,285W = 0,285 \times 30 = 8,55$ secondi

Periodo più frequente = dal grafico = 8 secondi circa

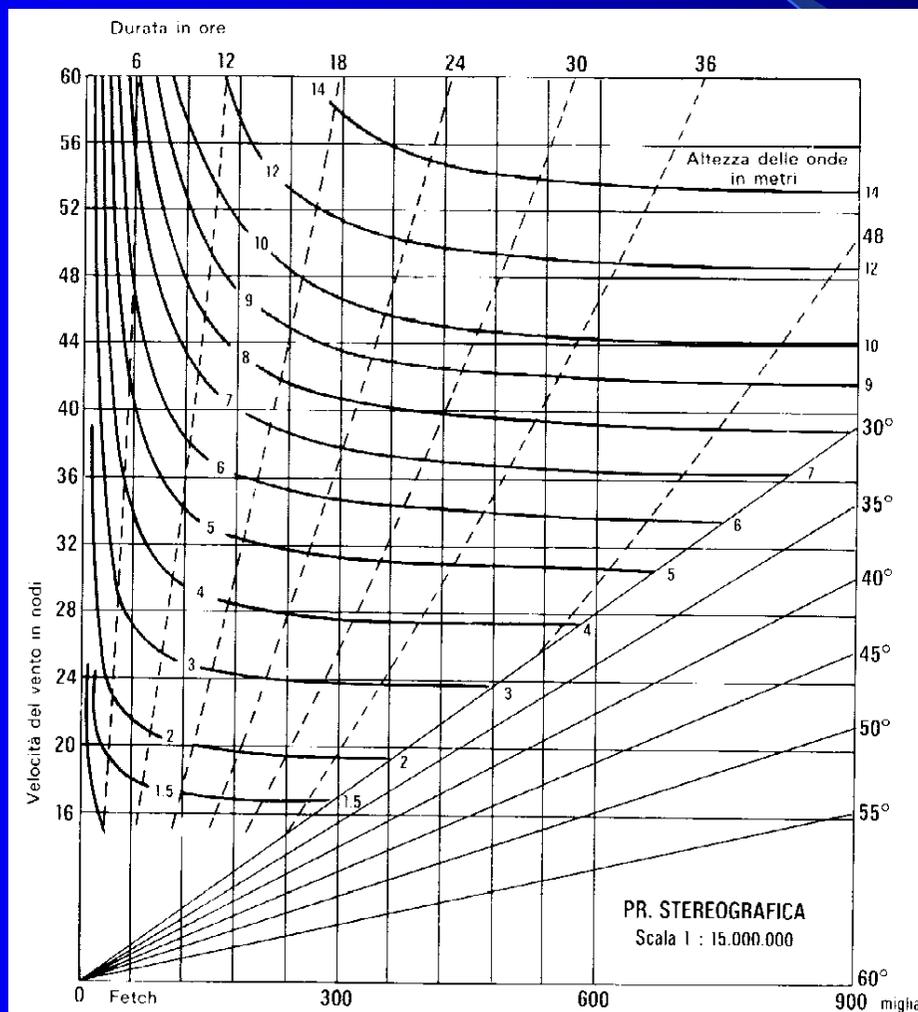
Lunghezza d'onda media = $\bar{\lambda} = \frac{2}{3} 1,56 \cdot \bar{T}^2 = 1,02 \cdot 8,55^2$ circa 75 metri.

Vento			Onde				
Scala	Velocità media		Altezza				
Beaufort	Km/h	m/sec	media	$\overline{H_{1/10}}$	T_{\max}	λ_{\max}	$\bar{\lambda}$
1	4,3	1,2	0,01	0,02	< 1	0,34	0,12
2	9,4	2,6	0,06	0,11	2,0	6	2
3	15,8	4,4	0,18	0,36	3,4	18	6
4	25,8	6,9	0,55	1,1	5,4	47	16
5	35,3	9,8	1,3	2,7	7,7	93	31
6	45,4	12,6	2,5	5,2	9,9	153	51
7	56,5	15,7	4,5	8,8	12,4	240	80
8	68,4	19,0	7,0	14,2	14,9	345	115
9	81,4	22,6	11,0	22,2	17,7	490	163
10	95,5	26,5	15,8	32,0	20,8	675	225
11	110	30,6	22,2	45,0	24,0	900	301

Tabella ricavata da G. Neumann, modificata; i massimi valori sia di altezza sia di lunghezza d'onda di questa tabella sono probabilmente esagerati per difetto.

Altri metodi di previsione

Esistono altri metodi, più semplici ma meno esaustivi, quali il grafico del Dorrenstein, che permette di ricavare la sola altezza caratteristica, con il metodo noto dal corso di meteorologia marittima e descritto nel Manuale dell'Ufficiale di Rotta.



Previsione del moto ondoso in acque basse

Quando le onde raggiungono i bassi fondali interagiscono con il fondale e:

- si formano i frangenti
- si hanno fenomeni di rifrazione
- si hanno fenomeni di riflessione

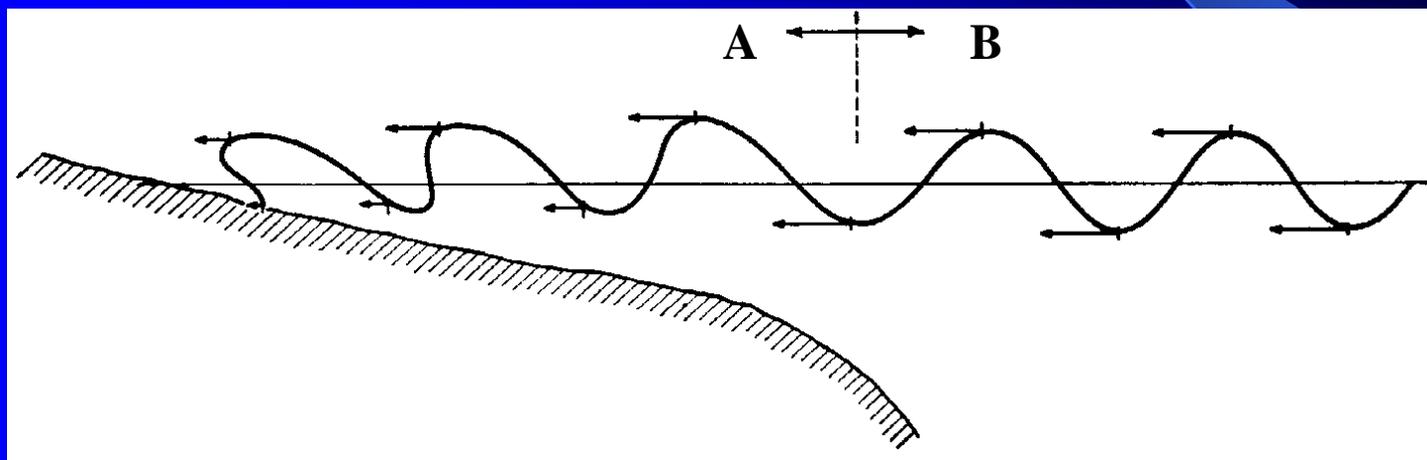
In acque molto basse, in prossimità della linea di costa, la diminuzione della profondità z implica la riduzione della velocità di propagazione e gli attriti, che precedentemente sono stati trascurati, manifestano il loro effetto.

In zone costiere ed in taluni estuari e canali l'altezza dell'onda può risultare rilevante rispetto alla sua lunghezza.

In questo caso la velocità di propagazione varia sia con la profondità dell'acqua che con l'altezza dell'onda.

I frangenti

A parità di profondità z del mare le valli avanzano allora più lentamente delle creste, l'onda si deforma fino a frangersi, man mano che z diminuisce.



Esempio di deformazione di un'onda in prossimità di una costa bassa.

A, zona costiera, ove la velocità dell'onda risulta dipendente in generale dalla profondità ed è inoltre maggiore nelle creste che non nelle valli.

B, zona di mare aperto ove la velocità dell'onda (eguale sia nelle creste che nelle valli) dipende solo da λ .

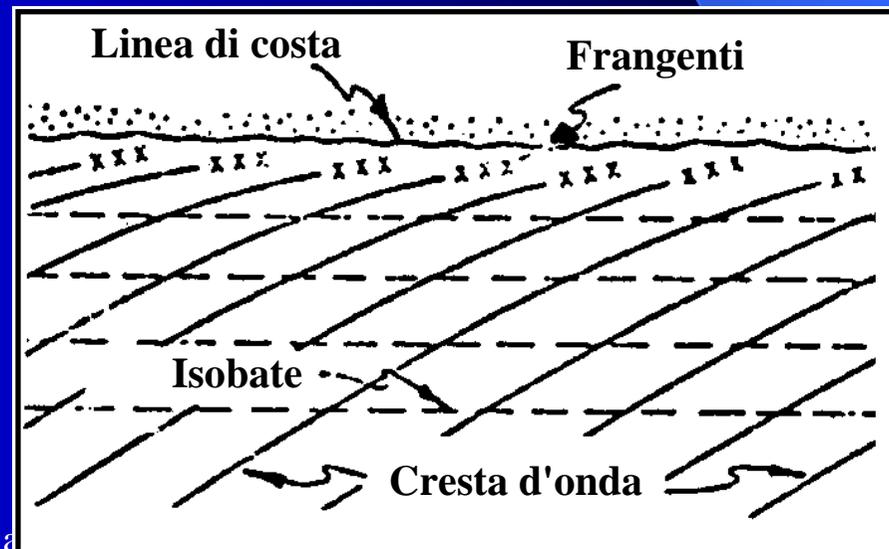
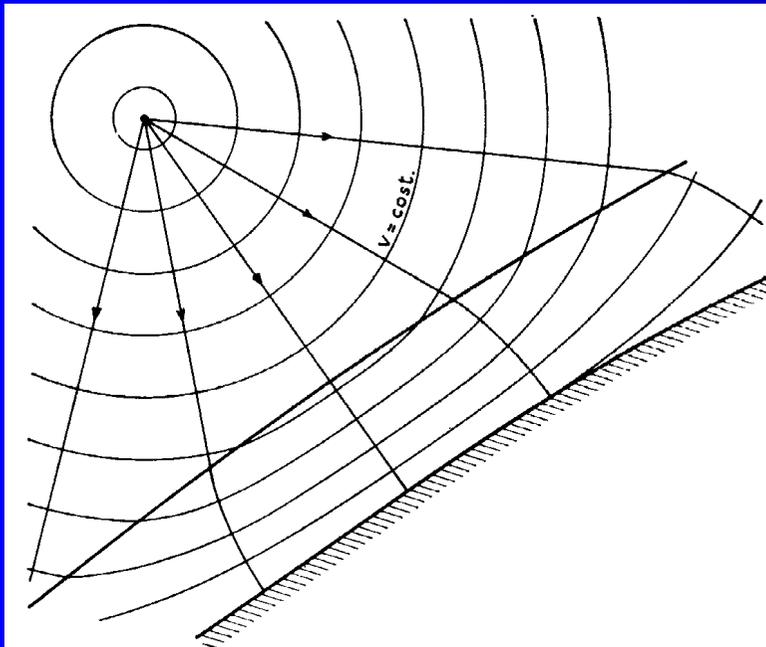
La rifrazione

In acque basse il moto ondoso subisce un **rallentamento della velocità di propagazione dovuto alla diminuzione del fondale**. Alla differente velocità di propagazione è legato il fenomeno della rifrazione dell'onda marina; a causa di questo fenomeno il percorso dell'onda viene deviato rispetto alla direzione originaria di movimento.

Il fenomeno ha “analogie” con quanto avviene nell'ottica e nella propagazione acustica.

A causa della diminuzione di c (causata dal diminuire di z) il fronte d'onda tende a disporsi **parallelamente** alle batometriche anche se al largo il fronte d'onda è disposto in direzione differente.

$$c = \sqrt{g \cdot z}$$



La rifrazione

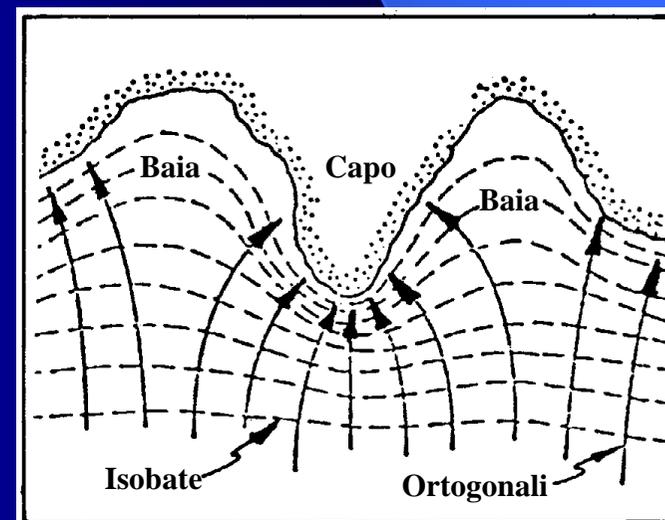
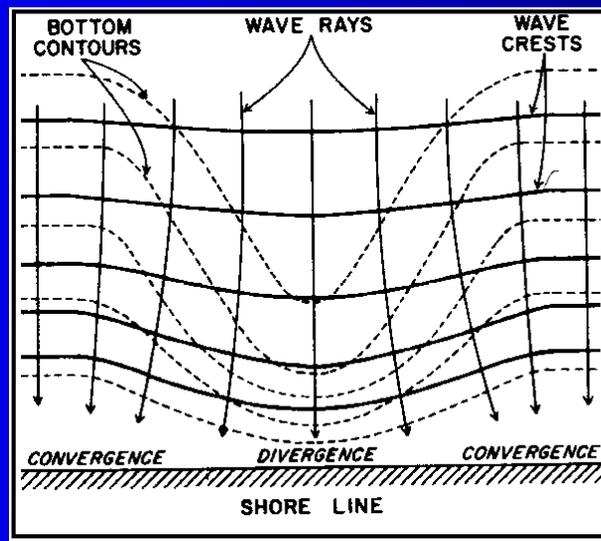
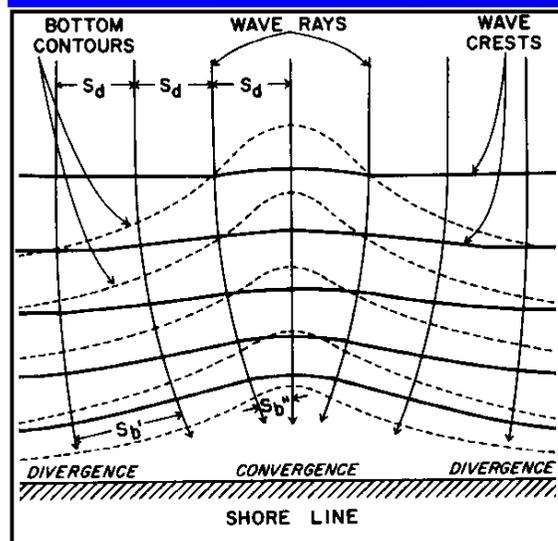
E' per questo fatto che in pratica, presso le linee di costa basse, le creste sono parallele alla spiaggia qualunque (o quasi) sia la direzione del moto ondoso al largo (il presupposto, naturalmente è che le isobate siano all'incirca parallele alla linea di costa, fatto che del resto è molto comune).

In particolari condizioni l'onda può essere assorbita per le caratteristiche del fondo o per la presenza di ingenti vegetazioni. L'energia dell'onda si dissipa allora in modificazioni dello stato del fondo (formazione di creste e dune di sabbia, etc.) o mettendo in moto i talli delle alghe.

Poiché le isobate sono in genere parallele alla linea di costa anche nel caso di coste basse non rettilinee, in conseguenza della rifrazione, si hanno i seguenti fenomeni:

- **concentrazione del moto ondoso sui promontori**
- **rarefazione in corrispondenza di baie ed insenature**

Da un punto di vista nautico l'ormeggio alla fonda, a ridosso di un promontorio, non sempre offre quella sicurezza che a prima vista potrebbe dare.



Lo stato del mare nella zona dei frangenti (surf area)

Le onde iniziano a modificarsi dal momento in cui la profondità z della zona di mare in cui si propagano diventa minore di $\lambda/2$ (cioè dal momento in cui le onde cominciano a **sentire** l'effetto del fondo) fino al momento in cui esse perdono, rompendosi, il loro carattere di moto oscillatorio.

L'attrito del fondo modifica la geometria del moto delle particelle verso una traiettoria ellittica, diminuendone la componente verticale man mano che diminuisce il fondale; in acque basse, cioè con $z < \lambda/20$, le particelle seguono delle traiettorie praticamente rettilinee e quasi orizzontali.

I parametri significativi dell'onda si modificano nel modo seguente:

- **Il periodo T rimane invariato;**
- la velocità c si riduce;
- la lunghezza diminuisce;
- l'altezza H aumenta.

Come immediata considerazione si può osservare che aumenta la ripidità $= H / \lambda$ e quindi anche la probabilità di raggiungere il valore limite di $1/7$, oltre il quale l'onda frange.

Lo stato del mare nella zona dei frangenti (surf area)

E' interessante rilevare che:

- al diminuire del fondale la lunghezza dell'onda $\lambda = cT$ subisce una progressiva diminuzione dovuta alla diminuzione della velocità c e alla costanza del periodo;
- al progredire delle onde verso profondità minori muta l'orientamento delle creste, che tendono a disporsi parallele alle isobate (effetto della rifrazione);
- questi effetti incominciano a farsi sentire sul bordo esterno dello zoccolo continentale dove la profondità z cala rapidamente.

Una seconda conseguenza importante della dipendenza della velocità c dalla profondità, riguarda l'altezza H delle onde, anch'essa funzione della profondità relativa z/λ .

Lo stato del mare nella zona dei frangenti (surf area)

Durante la propagazione in acqua bassa di profondità compresa tra $\lambda/2$ e $\lambda/20$ l'altezza delle onde varia in quanto al diminuire del fondale la lunghezza d'onda diminuisce. L'energia per lunghezza d'onda risulta distribuita su una lunghezza minore, e quindi l'energia specifica media $E_0 = \frac{1}{8} \rho g H^2$ aumenta. Al crescere di E_0 allora H aumenta.

Le ortogonali alle creste, che sono equidistanti sulle grandi profondità dove si conservano all'incirca parallele, sulle profondità minori, per effetto della rifrazione, possono incurvarsi e divergere o convergere, allontanandosi o avvicinandosi tra loro; varia così la lunghezza del tratto di cresta compreso tra due ortogonali.

Poiché in generale l'energia contenuta nel tratto di un'onda compresa tra due determinate ortogonali può considerarsi costante durante la propagazione, un aumento delle distanze tra le ortogonali corrisponderà a una diminuzione dell'energia specifica media e quindi a una diminuzione dell'altezza H dell'onda. Inversamente una diminuzione di distanza tra le ortogonali corrisponderà ad un aumento dell'energia specifica e quindi un aumento dell'altezza H dell'onda.

I frangenti

Il frangente può essere parecchie volte più alto delle onde al largo. L'incremento dell'altezza è particolarmente pronunciato per le onde di mare lungo/morto di lungo periodo, mentre è molto meno pronunciato per le onde di mare vivo, di periodo più corto associate a burrasche locali.

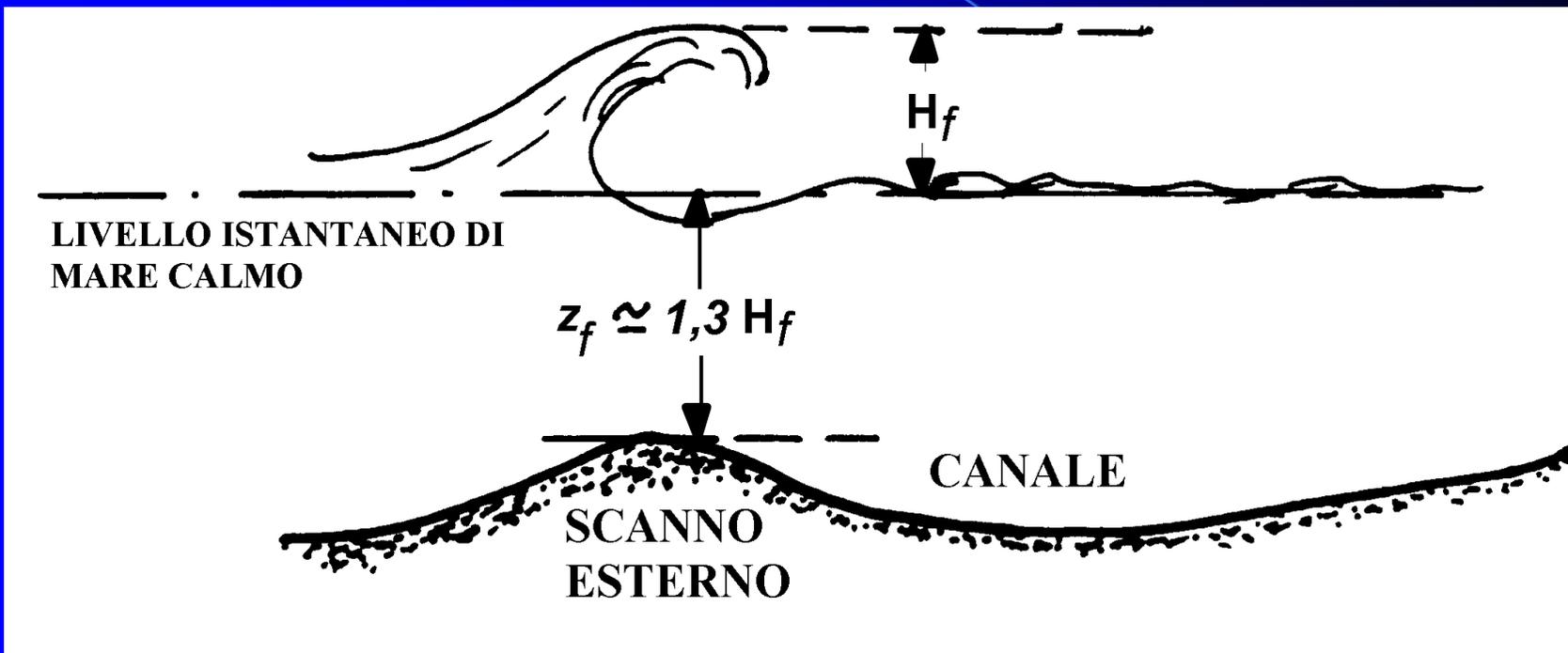
Su fondali poco ripidi, per le onde di mare lungo, la relazione che lega l'altezza del frangente alla profondità è:

$$H_f = 0,78z_f \quad \text{oppure} \quad z_f = 1,3H_f$$

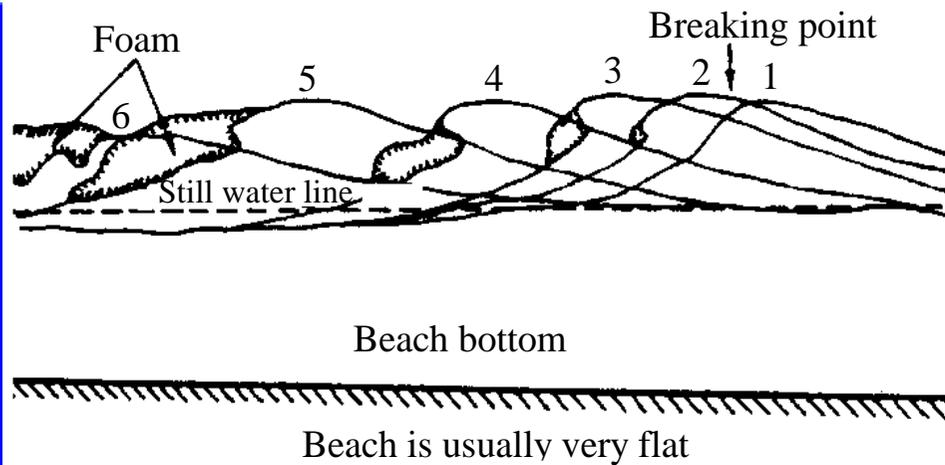
mentre per le onde ripide di breve periodo si ha:

$$H_f = 0,6z_f \quad \text{oppure} \quad z_f = 1,7H_f$$

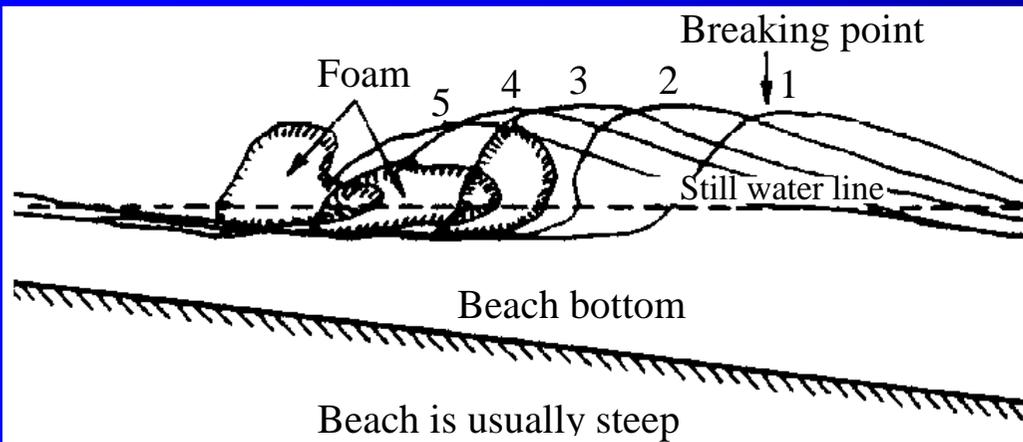
La sommità di una barra si trova ad una profondità approssimativamente uguale a 1,3 volte l'altezza media dei frangenti che vi rompono sopra.



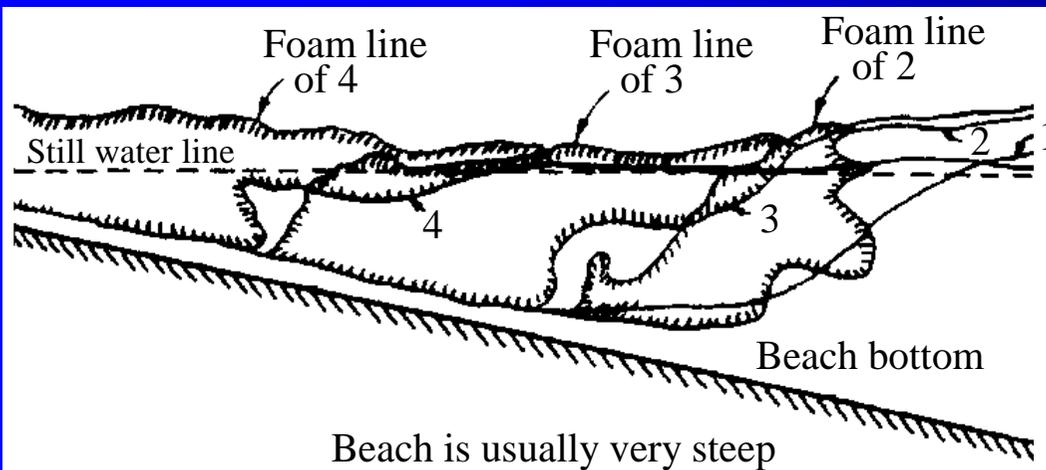
Per onde di mare lungo



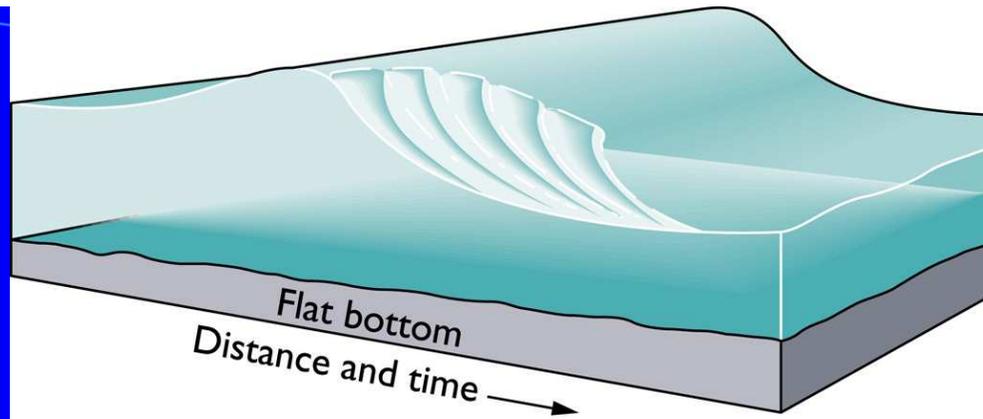
- *Frangenti a versamento "spilling (rolling) breakers"*: presentano un fronte ripido ma non incavato e sono tipici di onde di corto periodo.



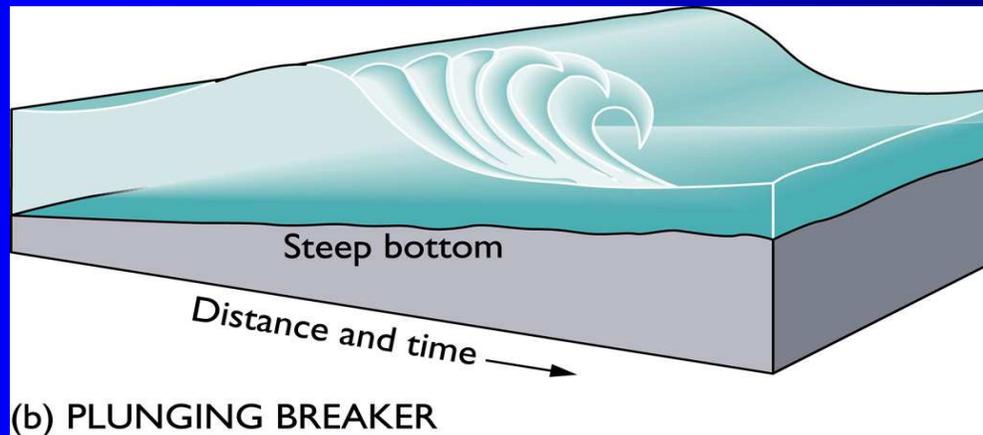
- *Frangenti a cascata "plunging (dumping) breakers"*: presentano un fronte molto incavato (concavità in alto) e sono caratteristici del mare lungo e morto in prossimità di fondali poco ripidi. Sono i frangenti più pericolosi in quanto l'acqua ricade verticalmente con violenza.



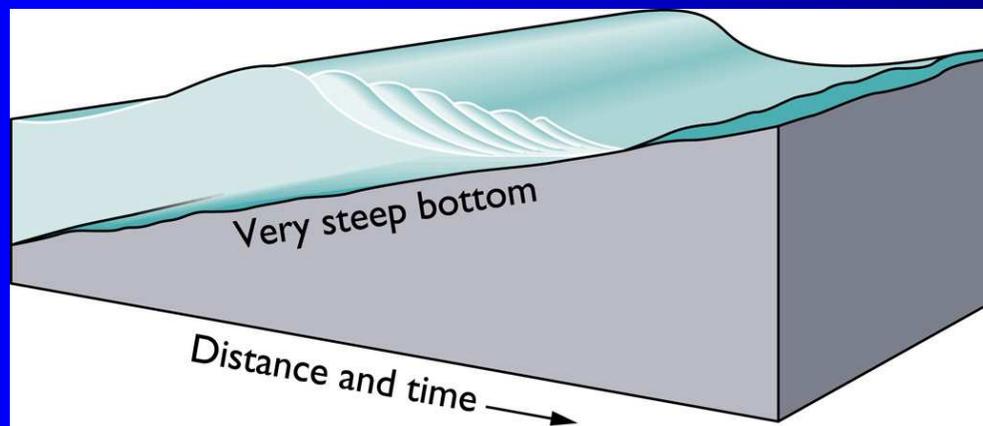
- *Frangenti a traslazione ("surging breakers")*: tendono a risalire il fronte della spiaggia senza rompersi.



(a) SPILLING BREAKER



(b) PLUNGING BREAKER

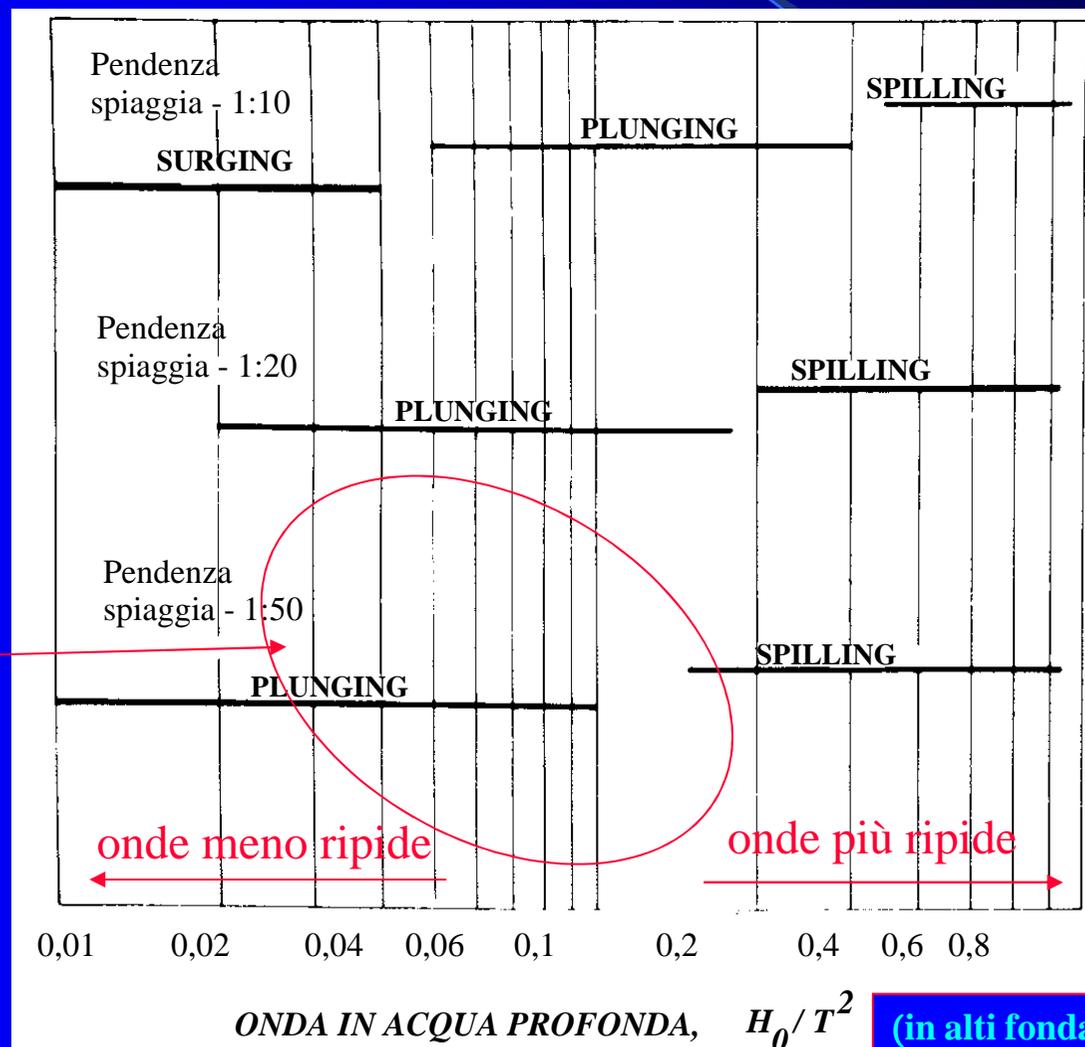


(c) SURGING BREAKER



Per avere frangenti a versamento (*spilling*) su un fondale molto inclinato (pendenza 1:10 ad esempio) è necessario che le onde in mare aperto siano più ripide (H/T^2) e, viceversa, per avere frangenti a cascata (*plunging*) su fondali meno inclinati, la ripidità delle onde al largo deve essere inferiore.

Su fondali poco inclinati non si hanno frangenti a traslazione (*surging*).



boogie boarding
e surf



**Spiaggia di Ehukai,
costa nord Hawaii, Big Island**



Onde d'inverno

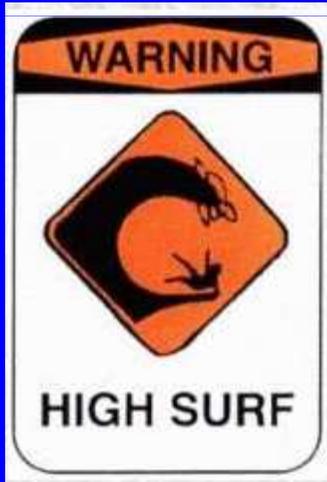


© 2000 GCH www.holant.com

Surfing in 15-20 Foot Waves on the North Shore of Oahu, Hawaii at Ehukai Beach



**Spiaggia di Ehukai,
costa nord Hawaii,
Big Island**



Misura e stima del moto ondoso

A bordo di una Unità non sono normalmente imbarcati degli "ondametri", definendo con questo nome gli strumenti per la misura del moto ondoso. E' necessario definire i parametri caratteristici del moto ondoso (H , λ , T) mediante degli apprezzamenti, che, essendo una valutazione soggettiva, variano da osservatore a osservatore.

In primo luogo la stima del moto ondoso è direttamente influenzata dal moto ondoso stesso, a causa dell'influenza che può avere sul rendimento dell'osservatore; secondariamente (ciò si riscontra comunemente nei rapporti fatti da differenti Unità impegnate in operazioni nella stessa zona) le valutazioni sono fortemente influenzate dalle dimensioni della piattaforma su cui è imbarcato l'osservatore, e come essa reagisce al moto ondoso.

Vediamo brevemente alcuni sistemi pratici per misurare le caratteristiche dell'onda:

- *altezza H* : si tratta dell'apprezzamento più difficile perché reso difficoltoso dal rollio e beccheggio della nave.

Se l'onda è relativamente corta rispetto alla lunghezza dello scafo, l'osservatore si porterà in una posizione la più bassa possibile, sopravvento (o meglio sopramare, dalla parte cioè dalla quale provengono le onde), al centro nave dove il beccheggio è minimo e apprezzerà l'altezza delle onde sulla fiancata stessa della nave.

Se l'onda è più lunga della nave bisogna agire in altro modo: ci si porterà in una posizione sopraelevata, salendo lungo le sovrastrutture del castello di prora, fino a trovare una tuga, o un'aletta di plancia da cui, quando la nave è verticale collimare la cresta dell'onda, traguardandola sull'orizzonte; se la nave fosse sbandata si apprezzerrebbe un'onda maggiore.

Modelli Matematici per la Meteorologia



I modelli sono numerosi, ce ne sono di europei, americani, giapponesi, etc. La loro caratteristica peculiare, purtroppo, è la loro aleatorietà.

I modelli non sono altro che la risoluzione di complesse equazioni che descrivono il movimento delle particelle gassose che formano l'atmosfera; infatti le basse e le alte pressioni, le perturbazioni, non sono altro che la conseguenza di grandi spostamenti di masse d'aria formate da singole particelle.

I modelli non possono altro che esprimersi nel contesto della probabilità, in quanto hanno a che fare non con una particella ma con milioni, le quali possiedono velocità e posizione che non possiamo sapere con estrema precisione.

La previsione meteorologica con metodi numerici (numerical weather prediction, NWP) significa dover integrare numericamente le equazioni fondamentali dell'idrodinamica su un insieme discreto e finito di punti.

Il problema consiste nella **soluzione matematica** di un problema ai valori iniziali ed al contorno.

Le equazioni differenziali originarie vengono approssimate da equazioni alle differenze finite.

L'accuratezza della previsione numerica dipende drasticamente dall'accuratezza:

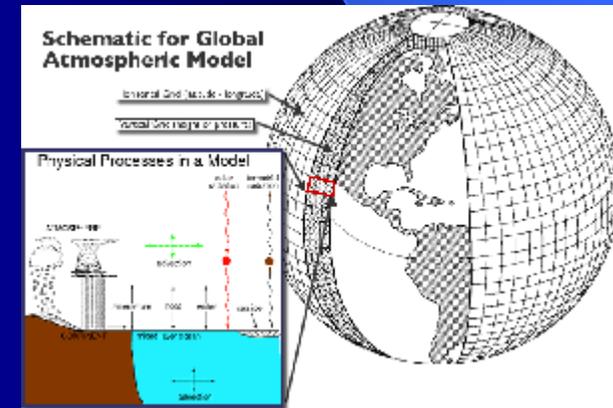
- delle condizioni iniziali e al contorno,
- della **discretizzazione** (schemi numerici alle differenze finite, ai volumi finiti, agli elementi finiti).
- delle **parametrizzazioni** fisiche (relative a: processi di strato limite, microfisica delle nubi, trasferimento radiativo, interazione suolo-atmosfera, convezione, modello matematico del terreno, etc).

Il grid

Come noto, le condizioni meteorologiche e fisiche non sono le stesse su tutto il pianeta.

Ai tropici l'insolazione e la temperatura sono molto più elevate rispetto al Polo Nord. L'evaporazione e le precipitazioni possono essere più intense poiché l'aria più calda trattiene maggiori quantità di acqua rispetto all'aria fredda. Inoltre, persino alle stesse latitudini il clima può variare in modo significativo a seconda delle proprietà della superficie terrestre.

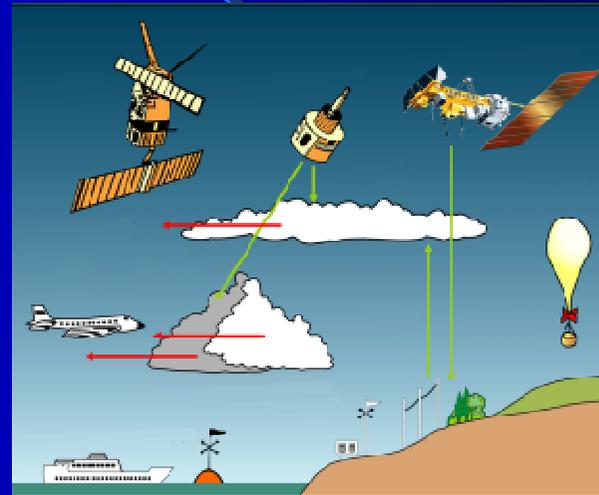
Sappiamo inoltre che sulle aree densamente popolate dell'Europa, del Nord America e dell'Asia vengono rilasciate maggiori quantità di gas e particelle antropogeniche rispetto alle aree oceaniche. Non possiamo mettere la terra in un modello come si mette una torta nel forno. Dobbiamo dunque suddividere atmosfera e oceani sia orizzontalmente che verticalmente e calcolare lo stato dell'atmosfera (vento, temperatura, ecc.) e dell'oceano in piccole celle di una griglia, dette anche "box".



Griglia e parametri di un modello atmosferico globale

Lo stato iniziale atmosferico viene determinato su tutto il globo terrestre con l'aiuto di 3 principali sistemi di misura:

- stazioni meteorologiche
- palloni sonda
- satelliti.



GLI ERRORI

La determinazione dello stato iniziale può essere fonte di piccole incertezze che possono successivamente propagarsi all'interno del modello numerico ed essere causa di successivi errori nella previsione meteorologica.

I modelli meteorologici si dividono in due grandi categorie:

GCM (Global Circulation Model)

Sono modelli a circolazione generale nel senso che riescono a simulare la termo-dinamica atmosferica su tutto il globo terrestre e fino alla stratosfera.

I modelli a circolazione generale più affidabili sono quello europeo ECMWF e quello americano GFS.

LAM (Limited Area Model)

Sono modelli ad area limitata nel senso che simulano la termo-dinamica atmosferica di regioni più o meno grandi del nostro pianeta.

I LAM sono direttamente dipendenti e “comunicano” con i modelli GCM.

I LAM possono essere utilizzati anche in successione in modo da aumentare la risoluzione e quindi restringere il campo di interesse di una determinata zona.

In Italia il CNMCA utilizza il modello atmosferico denominato COSMO. COSMO è un consorzio costituito da alcuni servizi meteorologici europei (Germania, Svizzera, Italia, Grecia, Polonia, Russia, Romania), al quale il CNMCA partecipa attivamente, per lo sviluppo di un modello numerico di previsione ad altissima risoluzione.

Attualmente le applicazioni operative di tale modello sono: COSMO-ME (7km) e COSMO-IT (2.8km).

GFS

- The **Global Forecast System (GFS)** is a global numerical weather prediction system containing a global computer model and variational analysis run by the US National Weather Service (NWS).
- The mathematical model is run four times a day, and produces forecasts for up to 16 days in advance, but with decreased spatial resolution after 8 days. The forecast skill generally decreases with time (as with any numerical weather prediction model) and for longer term forecasts, only the larger scales retain significant accuracy. It is one of the predominant synoptic scale medium-range models in general use.
- The GFS model is a spectral model with an approximate horizontal resolution of 27km for the first 8 days and 35km from 192 to 384 hours (16 days). In the vertical, the model is divided into 64 layers and temporally, it produces forecast output every hour for the first 24 hours, every 3rd hour out to 8 days, after that they are produced for every 12th hour. In 2014 an upgrade to the system is planned to increase the resolution to about 13km out to 10 days. The output from the GFS is also used to produce model output statistics, in three ranges: every hour for 24 hours, every three hours out to three days, and every 12 hours out to eight days.

ECMWF

- ECMWF was established in 1975, in recognition of the need to pool the scientific and technical resources of Europe's meteorological services and institutions for the production of medium-range weather forecasts and of the economic and social benefits expected from it. The Centre employs about 160 staff members and 70 consultants coming from Member and Co-operating States.
- The primary purposes of the Centre are the development of a capability for medium-range weather forecasting and provision of medium-range weather forecasts to the Member States. The objectives of the Centre shall be to develop, and operate on a regular basis, global models and data-assimilation systems for the dynamics, thermodynamics and composition of the Earth's fluid envelope and interacting parts of the Earth-system, with a view to preparing forecasts by means of numerical methods, providing initial conditions for the forecasts, and contributing to monitoring the relevant parts of the Earth-system.
- The ECMWF model runs every 12 hours and forecasts out to 10 days. The ECMWF model is primarily used as comparison against the Global Forecast System, which is based in the United States and is run by the National Centers for Environmental Prediction. However, unlike the GFS, which is in the public domain under provisions of United States law, the ECMWF model is proprietary and copyrighted. Nonetheless, a limited amount of output from the model has been publicly released through both the ECMWF and various sites.

Le Informazioni Meteo-marittime

In Italia, le informazioni meteorologiche necessarie per l'assistenza alla navigazione marittima sono curate dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare.

Tali informazioni vengono messe a disposizione degli utenti a mezzo di una organizzazione che provvede non solo a detta funzione con adeguate trasmissioni, ma comprende altresì un sistema di comunicazioni bordo/terra mediante il quale possono essere resi rapidamente disponibili, agli Enti Meteorologici, i dati d'osservazioni meteo rilevati in mare dalle navi durante i loro viaggi.

Nella citata organizzazione, realizzata in conformità di quanto previsto dalla «Convenzione internazionale per la sicurezza della vita umana in mare», dal «Regolamento Tecnico» dell'Organizzazione Meteorologica Mondiale (OMM/WMO) e dal «Regolamento delle Radiocomunicazioni» dell'Unione Internazionale delle Telecomunicazioni (UIT), sono impegnati:

- **l'Ufficio Generale Spazio Aereo e Meteorologia (USAM)** dello Stato Maggiore dell'Aeronautica Militare, da cui dipende l'organo operativo “**Centro Nazionale di Meteorologia e Climatologia Aeronautica**” - CNMCA che ha sede a Pratica di Mare;
- lo **Stato Maggiore della Marina Militare**;
- **l'Istituto Idrografico della Marina di Genova**;
- la Direzione Generale Navigazione e Traffico Marittimo del **Ministero dei Trasporti e della Navigazione**;
- l'Ispettorato Generale delle Telecomunicazioni - Direzione Centrale Servizi Radioelettrici del **Ministero delle Comunicazioni**;

Per le radiotrasmissioni terra/bordo, il CNMCA dell'Aeronautica Militare, produce le seguenti informazioni destinate all'*assistenza meteorologica* di tutte le navi, sia italiane che estere, in navigazione nel Mediterraneo.

- a. - *Avvisi di burrasca o di tempesta*, compilati a cura del Centro Nazionale di Meteorologia e Climatologia Aeronautica (CNMCA). Tali messaggi di sicurezza, relativi ai mari ed ai litorali italiani, pervengono a tutte le Stazioni costiere della TELECOM le quali provvedono alla loro immediata radiodiffusione sia in italiano che in inglese. Essi, inoltre, vengono diffusi in continuo sul canale VHF 68, dopo il Meteomar.
- b. - «*METEOMAR*», *Bollettino del tempo sul Mediterraneo*, compilato a cura del Centro Nazionale Meteorologia e Climatologia Aeronautica (CNMCA). Si compone di 3 parti:

1 - AVVISI

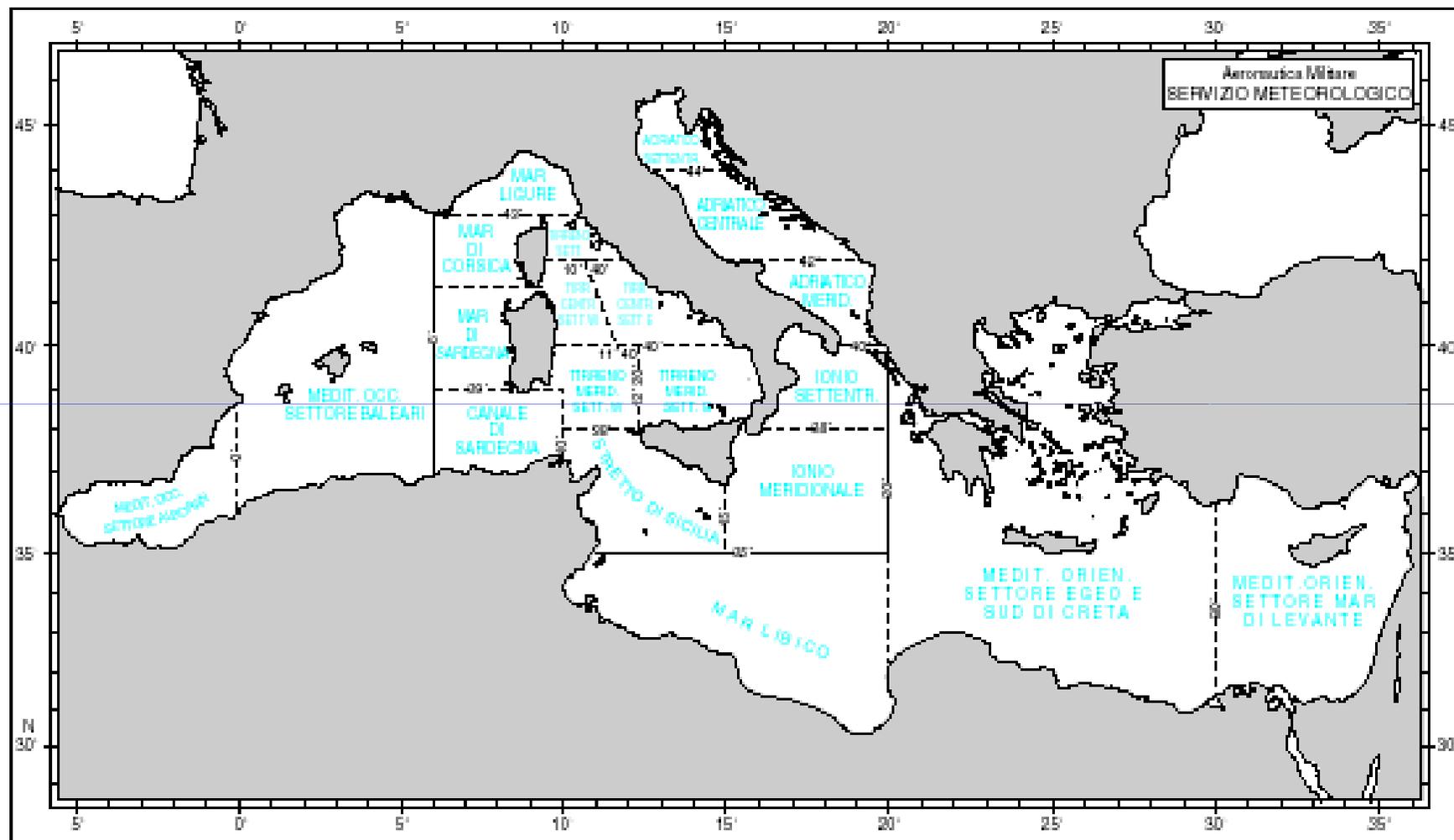
2 - SITUAZIONE

3 - PREVISIONE VALIDA 18 ORE e TENDENZA PER LE 12 ORE SUCCESSIVE all'ultima ora di validità della PREVISIONE

Sul sito www.meteoam.it sono inoltre disponibili:

- Carte del vento e dello stato del mare
- Analisi delle onde (Nettuno)
- Temperatura del mare
- Immagini da satellite

ZONE DI PREVISIONE DEL METEOMAR E DEL BOLLETTINO DEL MARE
 LIMITI E DENOMINAZIONI CONVENZIONALI



Publicazioni di riferimento:

Istituto Idrografico della Marina:

- Manuale dell'ufficiale di Rotta
- Radioservizi per la navigazione , parte II
- CD-ROM di meteorologia marina, I.I. 4002

The United Kingdom Hydrographic Office:

- The Mariner's Handbook
- Admiralty list of radio signal, vol. II

Internet

L'informazione meteorologica è disponibile anche sul World Wide Web in numerosi siti di Enti e Agenzie nazionali ed internazionali attive in campo meteorologico. Il sito istituzionale italiano è quello del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare: www.meteoam.it, dal quale è possibile ottenere il Meteomar e altre previsioni in chiaro, carte meteorologiche ed immagini da satellite aggiornate.

Altri Link utili:

www.weatheronline.co.uk (sito commerciale, andare sulla sezione expert)

<http://gnoo.bo.ingv.it/mfs/myocean/bulletin.html?mode=forecast> (previsioni oceanografiche nel Mediterraneo)