

### 3. L'IDROSFERA

- 3.1. Caratterizzazione dell'idrosfera
- 3.2. Il livello medio del mare
  - 3.2.1 *Determinazione del livello del mare*
- 3.3. Le maree e le correnti
- 3.4. Generazione e misura del moto ondoso
  - 3.4.1 *Sensori Acustici*
  - 3.4.2 *Sensori di pressione*
  - 3.4.3 *Rilievi da satellite*
  - 3.4.4 *Osservazioni da navi*
  - 3.4.5 *Boe accelerometriche*

#### 3.1. Caratterizzazione dell'Idrosfera

Le acque della superficie del globo costituiscono nel loro insieme l'Idrosfera. Dette acque occupano una superficie di  $365 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  (70.8 %) contro i  $144 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  occupati dalle terre emerse.

Le acque marine sono usualmente suddivise in tre "Oceani": l'Oceano Atlantico, l'Oceano Pacifico e l'Oceano Indiano. Essi comprendono i cosiddetti "mari" collegati agli Oceani stessi in modo più o meno imperfetto.

Il nome di Oceani viene quindi riservato alle grandi masse d'acqua caratterizzate da notevoli profondità. Si riporta in Figura 3.1 la curva ipsografica dell'area terrestre in funzione della quota al di sopra e al di sotto del livello medio marino, dalla quale si evince, in particolare, come la profondità media del mare sia molto più elevata della quota media delle terre emerse. Dalla stessa figura si ricava la presenza di diverse zone aventi profondità superiori ai 4000 m, cui usualmente viene dato il nome di fosse (ad esempio, la Fossa delle Marianne ha una profondità media di 10863m).

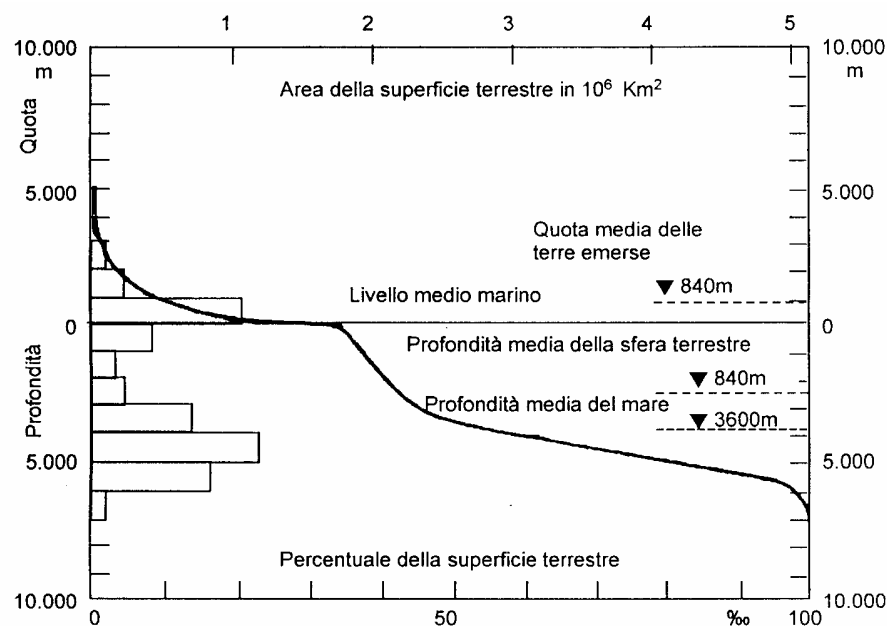


Figura 3.1. Curva ipsografica della superficie terrestre (da Tomasicchio, 1998). Nella parte sinistra della figura è riportato l'istogramma delle aree comprese tra determinate profondità (o quote) rispetto al livello del mare, per intervalli di 1000m.

Tra la crosta terrestre emersa e le profondità abissali si rileva la presenza di un profilo caratteristico del fondo marino che inizialmente degrada più o meno dolcemente, seguito da un tratto ad elevata pendenza. Il primo tratto, che viene detto *piattaforma continentale* e contorna quasi tutti i continenti, è caratterizzato da una profondità compresa tra 0 e 200 m circa. Il secondo tratto, che procede fino alle profondità abissali, è detto *scarpata continentale*.

Per tentare di fornire un quadro appena esauriente circa le caratteristiche del mare, bisogna ricordare le proprietà chimico-fisiche dell'acqua marina.

L'acqua viene detta "salata" per la presenza predominante di cloruro di sodio (NaCl). Sono tuttavia presenti altri 32 elementi semplici che, tutti insieme, costituiscono il grado di salsedine dell'acqua marina, che varia da 13 a 46 ‰. Il valore medio usualmente assunto a fini ingegneristici è del 34-35 ‰ di cloruro di sodio.

Temperatura e salinità sono fattori essenziali per i movimenti delle masse oceaniche, alla stessa stregua di quanto lo sono la temperatura e l'umidità dell'aria per i movimenti atmosferici.

Le variazioni temporali della temperatura hanno periodo giornaliero, mensile, stagionale ed annuale e le loro massime escursioni si verificano alle medie latitudini, mentre ai poli si smorzano. I valori medi sono prossimi al punto di congelamento ai poli (-2°C) e attorno ai 27°C all'equatore.

In profondità, alle medie e basse latitudini, la temperatura decresce rapidamente tanto che verso i 100-150 m si raggiunge in pratica l'omotermia (-12°C).

La salinità varia più irregolarmente sia nello spazio che nel tempo. La sua variazione temporale è quasi insignificante in oceano aperto alle medie e basse latitudini, mentre a latitudini maggiori si hanno scarti più sensibili perché il congelamento fa aumentare la quantità di sale nell'acqua che si mantiene liquida, mentre il disgelo libera acqua abbassando la salinità (l'escursione può raggiungere il 15 ‰).

In generale il grado di salsedine è più basso in prossimità delle coste.

La densità dell'acqua marina varia col grado di salsedine (e, ovviamente, con la temperatura). A 15°C si assume che il peso specifico vari in media tra 1005 e 1035 kg/m<sup>3</sup>. Per il Mediterraneo si assume il valore di 1029 kg/m<sup>3</sup> alla temperatura di 12 °C. Detto valore, infatti, si riscontra quasi costante alla profondità di 10-12 m.

### 3.2. Il livello medio del mare

Il livello del mare muta continuamente sotto l'azione di varie cause (maree, onde, sesse, venti, pressione barometrica e correnti). Tuttavia, le variazioni indotte da dette cause si bilanciano entro intervalli temporali abbastanza lunghi, pertanto il livello oscilla intorno a quella stessa posizione media che esso occuperebbe se quelle cause non esistessero, ossia se le acque fossero soggette solamente alla gravità e alla forza centrifuga proveniente dalla rotazione terrestre. Tale posizione media viene definita *livello medio del mare*.

Così definito, tale livello è unico per tutto il globo terrestre ed è praticamente invariabile. E' da sottolineare come oltre alle cause assolute anzi citate, variazioni del livello possono essere dovute anche ai bradisismi, cioè a spostamenti verticali localizzati della terra ferma (sia di emersione che di immersione). Detti movimenti, in generale lenti, possono assumere, in taluni casi (come, ad esempio, nel caso di Venezia), notevole importanza per una corretta progettazione di opere marittime.

Per l'idraulica marittima e, più in generale, per l'ingegneria marittima, le cause più importanti di variazione del livello del mare dipendono dalla pressione barometrica e dai venti. Lungo le coste del Mediterraneo, quando d'inverno dominano sull'Europa forti pressioni, in certi punti a bassa escursione di marea, il mare sembra quasi si ritiri. Spesso all'azione delle variazioni barometriche si associa anche quella dei venti, i quali, d'altronde, dipendono dalle

prime. Il fenomeno si produce in maniera evidente laddove spirano venti di grande intensità dal continente verso il mare (Tramontana a Genova, Bora a Trieste, ecc.).

In altri casi il vento, soffiando dal mare verso la costa, accumula l'acqua contro la riva e, quindi, ne alza il livello. Quest'ultimo fenomeno si verifica dappertutto, anche se risulta più rilevante se la costa assume forme ad insenatura.

Nel Mediterraneo si possono avere escursioni di 1-1.5 m; nel Mar Baltico, dove il fenomeno è più frequente, si possono avere variazioni di 1.2-1.5 m (massimi rilevati di +3.4m e -3.2m).

### 3.2.1. Determinazione del livello medio del mare

Nei porti italiani il livello medio del mare è indicato dallo zero di scalette idrometriche applicate sui moli. Ove non esista, né sia possibile farne il trasporto da punti vicini mediante livellazione, può ricorrersi a una scaletta provvisoria o ad un mareografo. Nel primo caso, è richiesta una lettura frequente (ogni ora) per un periodo sufficientemente lungo in maniera tale da poter trascurare variazioni locali meteorologiche. Nel secondo caso, il segnale viene registrato in continuo. In entrambi i casi, comunque, per la determinazione del livello medio del mare  $M$  sui dati di tre maree osservate (ossia dei rispettivi livelli di bassa e alta marea) si può utilizzare la formula empirica:

$$M = \left\{ \frac{1}{16} [h_1 + 4(H_2 + h_2) + 3(H_1 + h_3) + H_3] \right\} \quad (3.1)$$

dove  $h_i$  e  $H_i$  indicano rispettivamente i valori dei livelli di bassa e alta marea per ciascuna delle tre maree osservate. Di seguito (Figura 3.2.) è riportato lo schema tipico di funzionamento di un mareografo meccanico largamente utilizzato.

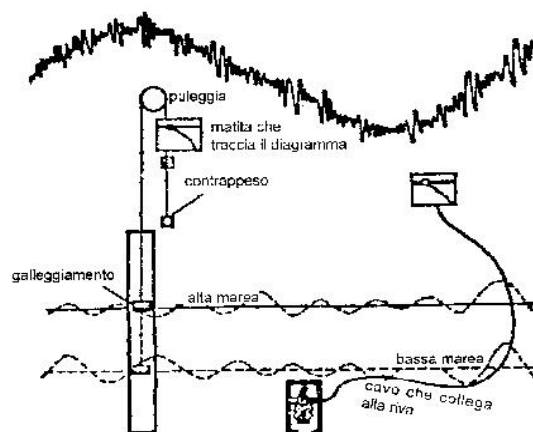


Figura 3.2. Schema di funzionamento di un mareografo a tubo aperto.



Figura 3.3. Sistema di registrazione su tamburo del mareografo SIAP ID5793.

Il principio di funzionamento si basa sul movimento verticale di un galleggiante sospeso tramite cavo di acciaio avvolto su di una puleggia. Il movimento rotatorio della puleggia viene poi trasformato nel movimento traslatorio di una penna che registra la misura su un foglio di carta, tipicamente di durata settimanale, avvolto su di un tamburo avente un'altezza utile di registrazione di 250mm (vedere Figura 3.3 in cui è riportata l'immagine del tamburo del mareografo adottato dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale oggi confluito nell'Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e del Territorio).

Grazie ad una scanalatura elicoidale, lo strumento consente la registrazione di variazioni di livello eccezionali, poiché la penna risale automaticamente il diagramma una volta raggiuntane l'estremità. Un indicatore numerico a quattro cifre consente la lettura diretta del livello. Le caratteristiche tecniche del citato strumento SIAP ID5793, largamente utilizzato in Italia, sono riassunte nella seguente Tabella 3.I.

Tabella 3.I. Caratteristiche tecniche dell'idrometro SIAP ID5793 adottato dal SIMN.

Tipo	Idrometro a galleggiante
Campo di misura	Max 112.5m con rapporto 1:10
Precisione	+0.5 cm
Sensibilità altezze	Migliore di 0.5cm
Tempi	Migliore di 15'
Larghezza utile del diagramma	250mm
Diametro tamburo	122mm
Movimento d'orologeria	Meccanico con carica ogni 8 giorni
Periodo di rotazione	settimanale
Passo	2mm/h
Diametro galleggiante	110mm
Dimensioni	550x185x310mm
Peso	14.5kg

### 3.3. Le maree e le correnti

Le *maree* sono generate dall'attrazione gravitazionale della luna (e in misura di gran lunga minore da quella del sole). Queste forze di attrazione, unitamente al fatto che il sole, la luna e la terra sono in moto relativo l'una all'altra, provocano dei movimenti delle masse

oceaniche di tipo periodico. L'effetto delle maree varia notevolmente con la posizione geografica, potendo passare dagli 8 m a pochi centimetri.

Le *correnti* sono generate da gradienti di pressione che si instaurano tra aree di mare a diverse quote (ad esempio, per effetto delle maree in prossimità di lagune), oppure tra aree soggette a condizioni meteorologiche diverse. Altre cause di generazione delle correnti possono essere dovute a gradienti di temperatura oppure a gradienti di salinità (il Mar Jonio e il Mar Tirreno, ad esempio, essendo caratterizzati da concentrazioni di salinità diverse e, quindi da densità diverse, generano correnti lungo lo Stretto di Messina che, sovrapposte a quelle di marea, contribuiscono a generare velocità anche di 5m/s).

Anche il vento può generare correnti superficiali. Infine, altra causa di generazione delle correnti osservabili in prossimità della costa e per questo dette correnti litoranee ("*longshore current*" nella letteratura anglosassone), è dovuta a una propagazione delle onde verso la riva con un angolo di incidenza non nullo.

Tali correnti litoranee rappresentano un argomento centrale per la comprensione dell'idrodinamica costiera e, pertanto, su di esse ci si concentrerà particolarmente in diversi capitoli che seguono.

### 3.4. Generazione e misura del moto ondoso

La superficie del mare assorbe gran parte dell'energia radiata dal sole generando gradienti di temperatura che producono i venti superficiali. Questi venti così generati, soffiando sull'acqua, restituiscono parte dell'energia attraverso la generazione del moto ondoso.

Le onde viaggiano quindi sugli oceani (attenzione: non viaggia l'acqua ma solo la perturbazione!) e, una volta raggiunte le terre emerse, spendono la restante energia sulla spiaggia. Si noti come la potenza delle onde può variare da 1.4 MW/km in un giorno di calma (onde non più alte di 0.5 m) a 25-30 volte questo valore in un giorno di mareggiata.

E' chiaro come i movimenti del mare che contribuiscono alla modellazione dei litorali comprendono anche le maree, le correnti e gli tsunami. Tuttavia il maggior contributo energetico al sistema mare-spiaggia è fornito dalle onde generate dal vento ("*wind waves*" nella letteratura anglosassone).

Nel seguito entreremo un po' più nel dettaglio circa la generazione e, soprattutto, circa la propagazione del moto ondoso. Il motivo di ciò, spesso non immediatamente percepibile, è semplice. Come si osserverà nel prosieguo, la disponibilità dei dati, ovvero la ricostruzione del clima marino, avviene, sempre, al largo o, come si usa dire, su profondità infinita, mentre la richiesta di informazioni per le pratiche applicazioni (si pensi, ad esempio, alla realizzazione di un'opera di difesa costiera) deve essere disponibile sotto costa. A causa di questa diversa collocazione spaziale tra dati disponibili e dati richiesti, risulta necessario studiare approfonditamente la trasformazione delle caratteristiche del moto ondoso durante la loro propagazione dal largo alla costa. Ed è per questo che grande spazio sarà dato proprio allo studio dei citati processi di trasformazione.

Per quanto concerne la misura del moto ondoso, gli strumenti maggiormente utilizzati si suddividono in strumenti posizionati sul fondo (sensori acustici e sensori di pressione), strumenti di rilevazione remota, strumenti ubicati a bordo di navi (ovvero osservazione diretta da navi) e strumenti che galleggiano sulla superficie libera (boe ondametriche).

Di seguito, insieme ad alcune informazioni utili a reperire i dati ondametrici disponibili, si riportano brevemente i principi di funzionamento base dei citati strumenti.

#### 3.4.1. Sensori Acustici

I sensori acustici sono strumenti montati sul fondo del mare o posizionati su piattaforme o pontili al di sopra della superficie marina. Il sistema di funzionamento è molto semplice:

infatti, un segnale acustico viene inviato da un emettitore usualmente posizionato sul fondo (vedere Figura 3.3.). Nel momento in cui il segnale giunge in superficie, viene riflesso dal pelo libero e, quindi, rilevato dopo un certo tempo da un ricevitore anch'esso posto in corrispondenza del fondo. Pertanto, conoscendo la velocità di propagazione del segnale nel mezzo, previa opportuna calibrazione per tener conto delle appropriate caratteristiche di temperatura e di salinità, e misurato il tempo impiegato dal segnale per giungere in superficie e ritornare al luogo di emissione, si risale alla profondità d'acqua.

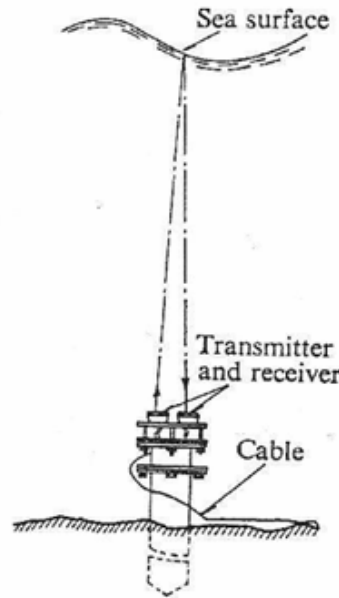


Figura 3.3. Schema di posizionamento e di funzionamento di un sensore acustico per le misure di profondità.

#### 3.4.2. Sensori di pressione

Il campo di pressione sotto un'onda di gravità è dato dalla seguente espressione (vedere capitolo 5 per comprenderne la derivazione):

$$p = -\rho g z + \rho g \eta k_p(z) \quad (3.2)$$

in cui  $\rho$  è la densità dell'acqua marina,  $z$  è la quota a cui è posizionato il rilevatore (si tenga presente che  $z$  è assunta positiva verso l'alto con l'origine in corrispondenza del livello di quiete),  $\eta$  è l'elevazione superficiale riferita al livello di quiete,  $g$  è l'accelerazione di gravità e  $k_p(z)$  è il fattore di risposta della pressione pari a:

$$k_p(z) = \frac{\cosh[k(h+z)]}{\cosh(kh)} \leq 1 \quad (3.3)$$

essendo  $h$  la profondità su cui l'onda si propaga e  $k$  il numero d'onda ( $k=2\pi/L$  con  $L$  lunghezza d'onda). Si noti che il primo termine della (3.2) rappresenta la pressione idrostatica che si rileverebbe anche in assenza di moto ondoso, mentre il secondo termine rappresenta la pressione dinamica  $p_d$ . Pertanto, posizionando sul fondo lo strumento (ossia a  $z=-h$ ) e tarando lo strumento stesso in maniera tale da rilevare solamente la pressione dinamica, si ricava lo spostamento verticale attraverso la relazione inversa:

$$\eta = \frac{P_d}{\rho g \eta k_p(-h)} \quad (3.4)$$

essendo:

$$k_p(-h) = \frac{1}{\cosh(kh)} \quad (3.5)$$

Poiché, come si comprenderà meglio nel seguito (cfr. capitolo 5), la (3.5) è funzione, attraverso il numero d'onda  $k$ , della frequenza angolare dell'onda (ossia del periodo dell'onda), ed essendo, in particolare,  $k_p(-h)$  molto piccolo nel caso di onde di breve periodo, mentre prossimo all'unità nel caso di onde di lungo periodo, si ricava che onde molto corte risultano “filtrate” (ossia non rilevate) dal sensore di pressione. Pertanto, il campo di impiego dei sensori di pressione va da 10 ai 20 m di profondità. Infatti, profondità minori possono provocare il frangimento delle onde più alte, che pertanto non vengono correttamente misurate, profondità più alte, per quanto detto, comportano un'attenuazione della risposta per le onde corte che diventa inaccettabile.

Sia i sensori acustici che quelli di pressione vengono spesso utilizzati in accoppiamento a correntometri elettromagnetici (vedere Figura 3.4) per ottenere misure direzionali del moto ondoso.

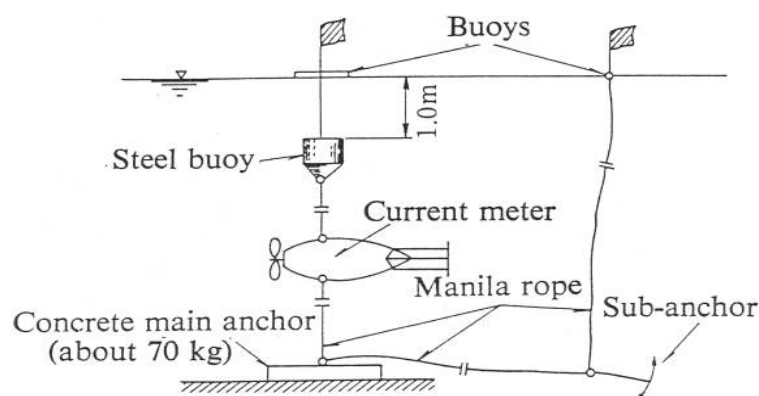


Figura 3.4. Schema di ancoraggio di un correntometro.

### 3.4.3. Rilievi da satellite

Questa fonte di dati strumentali viene qui menzionata più per i promettenti sviluppi in corso che per le reali possibilità di utilizzo per scopi applicativi. Le tecniche di misura radar consentono già ora la misura delle caratteristiche del moto ondoso da satellite con precisione più che sufficiente ai fini ingegneristici (sebbene ancora il periodo e la direzione non vengano descritti con la stessa precisione della misura dell'altezza d'onda).

Esistono numerose organizzazioni sia di ricerca sia commerciali, che forniscono i dati elaborati statisticamente e il software per la loro gestione. Nella Tabella 3.II vengono riportati alcuni siti internet (Fontana, 1996) nei quali sono disponibili dati acquisiti per via remota.

Attualmente sono disponibili alcune decine di migliaia di dati rilevati nel Mediterraneo ed esistono programmi per utilizzare i dati dei satelliti ERS-1 e TOPEX-POSEIDON, entrambi attrezzati per scopi oceanografici.

Va osservato che i rilievi altimetrici di ogni satellite sono eseguiti ogni 7km lungo le tracce coperte dalle proprie orbite secondo prestabiliti cicli periodici (10 giorni per TOPEX, 35 giorni per ERS-1). Si rileva, infine, come dette misure siano meno precise sotto costa e per onde corte, quali quelle che tipicamente si formano in bacini di estensione limitata come quelli mediterranei.

Tabella 3.II. Alcuni indirizzi internet utili per esplorare la disponibilità di dati meteo-oceanografici e rilievi satellitari (*Fontana, 1996*).

<i>ORGANIZZAZIONE</i>	<i>INDIRIZZO INTERNET</i>	<i>Note</i>
KNMI	<a href="http://www.knmi.nl/home">http://www.knmi.nl/home</a>	Reale Istituto Meteorologico Olandese
MET Office	<a href="http://www.meto.govt.uk/">http://www.meto.govt.uk/</a>	Servizio Nazionale Meteo UK
OCEANOR	<a href="http://www.oceanor.no">http://www.oceanor.no</a>	Dati GEOSAT e ERS-1
DELFT	<a href="http://sv10wlv.wldelft.nl:1240/">http://sv10wlv.wldelft.nl:1240/</a>	Global wave climate database

#### 3.4.4. Osservazioni da navi

I dati di questo tipo, più utili per l'uso pratico, sono quelli osservati dalle navi che partecipano volontariamente (VOF) ai programmi internazionali. Tali dati sono gestiti e forniti sia sotto forma di elementi base che di elaborazioni statistiche da organizzazioni meteorologiche quali il KNMI olandese e il MET-Office di Bracknell (GB) (UKMO).

Per i mari che circondano la penisola italiana il database KNMI contiene circa 560.000 osservazioni, effettuate nel ventennio 1961-1980, mentre il UKMO ha raccolto poco più di un milione di rilevamenti visuali in tutto il Mediterraneo a partire dal 1949, chiaramente concentrati lungo le principali rotte di navigazione.

Per ogni osservazione (di mare vivo o di mare lungo) vengono riportati: la posizione geografica, la data e l'ora, l'altezza d'onda significativa  $H_s$ , il periodo  $T_s$ , e la direzione media, con risoluzione rispettivamente di 0,5 m, 1 s e 10°. I valori osservati di altezza visuale  $H_v$  vengono trasformati in altezza significativa  $H_s$  mediante la formulazione di Nordenstrom, ossia  $H_s = 1.68H_v^{0.75}$ .

Nonostante la tecnica di rilievo sia apparentemente rudimentale e soggettiva, i dati osservati dalle navi, che coprono un lungo periodo di osservazione, si sono rivelati un'informazione preziosa in molti studi di moto ondoso eseguiti in passato per le nostre aree costiere, data la carenza di misure direzionali. Peraltro, la mancata verifica dell'effettiva rappresentatività di questi dati ha portato in alcuni casi ad errori di valutazione, ad esempio circa la stima della direttrice risultante media del clima ondoso sottocosta.

Per una corretta interpretazione di questi dati è quindi sempre necessaria un'analisi di rappresentatività i cui passi principali sono:

- i) esame della distribuzione areale; è infatti importante individuare la posizione del "baricentro" delle osservazioni rispetto al sito in esame (omogeneità spaziale);
- ii) esame della distribuzione delle osservazioni nel tempo, su base annuale e stagionale (omogeneità temporale);
- iii) esame della duplicazione delle osservazioni; questo problema è importante per l'analisi degli estremi. Analizzando i dati base è possibile individuare le osservazioni duplicate dello stesso evento (per esempio, da navi diverse e/o in giorni consecutivi) ed eliminarle.

Una studio recente (*Burlando et al., 1994*) ha evidenziato come negli ultimi 20 anni sia aumentata la frequenza delle osservazioni di onde molto alte site nel Mediterraneo (come anche nell'Oceano Atlantico), anche se questo risultato statistico è presumibilmente legato più alla maggior permanenza delle navi in mare con tempo cattivo che ad un ventilato "inasprimento climatico".

#### 3.4.5. Boe accelerometriche

In acque profonde, dove non possono essere utilizzati né i sensori acustici, né quelli di pressione, vengono adottate le boe accelerometriche. Tali boe, in genere di forma sferica,



presentano un diametro che va da 0.5 m ad alcuni metri e un peso variabile da un centinaio di chilogrammi ad alcune tonnellate.

Un involucro galleggiante, che contiene la strumentazione, segue gli spostamenti verticali del pelo libero essendo collegato con un cavo elastico ad una fune ancorata al fondo con una zavorra del peso di alcune centinaia di chilogrammi.

Le boe accelerometriche effettuano una misura di accelerazione verticale che, integrata due volte rispetto al tempo, fornisce lo spostamento verticale. Poiché la misura non deve essere “sporcata” dall’accelerazione orizzontale, le boe sono dotate di sospensione cardanica o giroscopio, al fine di mantenere un riferimento verticale.

Una volta effettuata la misura, la boa trasmette il segnale a una stazione remota o via radio o via satellite. Nel primo caso, la trasmissione risulta poco costosa ma, per una buona ricezione, la stazione ricevente non deve essere distante più di 50 miglia dalla boa. Nel secondo caso, a causa delle limitazioni dei collegamenti, è necessario installare a bordo della boa dei microprocessori per l’elaborazione e per la registrazione di alcuni parametri selezionati, ovvero in modo tale che il volume dei dati registrati in attesa di essere trasmessi via satellite sia minore dell’intera registrazione. Pertanto con la trasmissione via satellite si ha lo svantaggio che il segnale originario non risulta più disponibile.

Per il rilevamento dei dati con boe ondometriche e, di conseguenza, per poter interpretare in maniera appropriata il segnale originario, risulta importante definire e conoscere le seguenti grandezze:

- i) *intervallo di registrazione*: periodo che intercorre tra due registrazioni consecutive. In genere tale intervallo è pari a 3 ore (1 ora nel caso di mareggiate, ossia quando l’altezza dell’onda supera un valore di soglia prefissato);
- ii) *periodo di registrazione*: durata di una singola registrazione continua che in genere va da 15 a 30 minuti;
- iii) *intervallo di campionamento*  $\Delta t$ : tempo intercorso tra due rilievi digitalizzati. Esso è in genere pari a 0.5s. Si noti che (cfr. capitolo 9), una volta fissato  $\Delta t$ , la frequenza più alta alla quale può essere stimato lo spettro è pari a  $f_c = 1/(2\Delta t)$ .

Di seguito si riportano in maggior dettaglio le caratteristiche tecniche di tre diversi tipi di boe, tutte attualmente in uso al Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN oggi APAT).

#### 3.4.5.1. La boa Datawell Wavec

La boa Datawell-Wavec segue il movimento della superficie del mare e mediante il sensore Hippy 120 ne misura l’elevazione e le inclinazioni riferite ad una piattaforma inerziale, contenuta all’interno del sensore, che individua il piano di riferimento orizzontale. Per le boe Wavec, l’elevazione è ottenuta dalla doppia integrazione dell’accelerazione verticale misurata da un accelerometro montato sulla piattaforma. Le inclinazioni sono ottenute dalla misura del seno degli angoli formati dagli assi  $x$  e  $y$  del sistema di riferimento solidale con la boa e il piano di riferimento orizzontale. Un sistema di bussole misura le componenti del campo magnetico lungo gli assi del sistema di riferimento solidale con la boa:  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ . Da tali componenti del campo magnetico e dalle suddette inclinazioni si ricavano: a) il valore assoluto e l’inclinazione del campo magnetico terrestre, b) l’orientamento della boa, c) le due pendenze locali della superficie dell’acqua nelle due direzioni nord-sud ed est-ovest, che consentono di definire la direzione di propagazione delle onde.

Dalle tre serie temporali di elevazione, pendenza nord-sud e pendenza est-ovest, vengono quindi ottenuti, tra gli altri, i seguenti parametri sintetici (il significato di alcuni sarà più chiaro nel seguito):

- $H_s$  (metri), altezza d'onda significativa<sup>1</sup>;
- $T_p$  (secondi), periodo di picco;
- $T_m$  (secondi), periodo medio;
- $D_m$  (gradi N), direzione media di propagazione.

Tale boa non è più in produzione.

#### 3.4.5.2. La boa Datawell Waverider

La boa Datawell-Waverider (Figura 3.5) misura il moto ondoso mediante il sensore Hippy 40. Una bussola misura le componenti del campo magnetico  $H_x$  e  $H_y$  lungo gli assi  $x$  e  $y$  del sistema di riferimento solidale con la boa, e la direzione dell'asse  $z$ , perpendicolare a  $x$  e  $y$ . In tal modo la posizione della boa rispetto al sistema fisso di coordinate nord, ovest e verticale è completamente determinato. L'elevazione è ottenuta dalla doppia integrazione dell'accelerazione verticale misurata da un accelerometro montato su una piattaforma stabilizzata. Dalle accelerazioni misurate per mezzo di altri due accelerometri lungo le direzioni  $x$  e  $y$  solidali con il riferimento mobile della boa vengono calcolate le accelerazioni lungo gli assi fissi orizzontali nord e ovest. Le tre accelerazioni sono poi sottoposte a doppia integrazione fino ad ottenere i corrispondenti spostamenti e opportunamente filtrate. I valori misurati: elevazione, inclinazione,  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$  per le boe di tipo *pitch-roll* ed elevazione e spostamenti in direzione nord e ovest per le boe a traslazione, sono trasmessi via radio in continuo dalla boa e vengono ricevuti nella stazione a terra.

La funzione di trasferimento della boa del tipo Datawell Waverider risulta costante per  $0.07\text{Hz} < f < 0.5\text{Hz}$ , cioè per  $2\text{s} < T < 14\text{s}$ , campo sufficientemente esteso per le pratiche applicazioni.

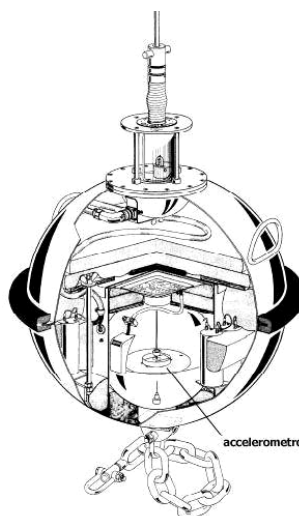


Figura 3.5. Schema di funzionamento interno di boa accelerometrica del tipo Datawell Waverider.

Tale boa direzionale, di forma sferica ( $D = 0.9$  m), è radarabile e pesa circa 190 kg. Il materiale esterno in acciaio (di spessore pari a 3 mm) mantiene l'impermeabilità dell'involucro anche in presenza di notevoli sollecitazioni.

Per ridurre il rischio di collisione, la boa viene dotata di lampeggiante che emette una luce gialla intermittente (5 lampi ogni 20 s) visibile fino a 1km. La boa ha un'autonomia energetica di 12 mesi.

Le caratteristiche principali di tale boa sono:

- spostamenti verticali range  $\pm 20$  m (risoluzione 1 cm con un'accuratezza del 3%);

<sup>1</sup> L'altezza significativa può essere al momento intesa come una "misura" delle altezze d'onda.

- direzione di provenienza range  $0^{\circ} \div 360^{\circ}$  (risoluzione 1.5 con un'accuratezza  $0.5^{\circ} \div 2^{\circ}$ ).

Dalle tre serie temporali di elevazione, spostamento nord e spostamento ovest, vengono ottenuti i seguenti parametri sintetici:

- $H_s$  (metri), altezza d'onda significativa;
- $T_p$  (secondi), periodo di picco;
- $T_m$  (secondi), periodo medio;
- $D_m$  (gradi N), direzione media di propagazione.

#### 3.4.5.3. La boa Triaxys

Recentemente è stato elaborato un nuovo sistema di misurazione ondametria che si basa su ondometri direzionali prodotti dalla canadese *Axys Technologies Inc* - Divisione Sistemi Ambientali.

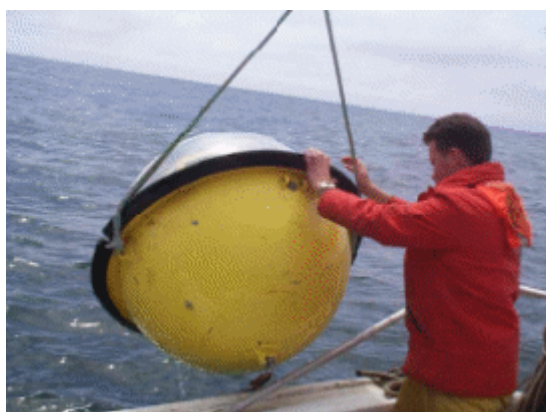
Si tratta di ondometri tecnologicamente avanzati, capaci di prestazioni considerevolmente superiori ai precedenti strumenti usualmente impiegati anche in Italia.

Ciascun ondometro è costituito da due parti accoppiate tramite un flangia, fissata con bulloni ed una chiusura a vite stagna. La parte superiore, trasparente, è realizzata con un rivoluzionario materiale, il Cyrolon ZX antisfondamento, antiproiettile, capace di superare i gravosi test ISO 6603-3 (vedere Figura 3.6). L'impiego di un'architettura senza appendici esterne diminuisce enormemente la probabilità di rotture accidentali o dolose degli elementi radianti, aumentando di conseguenza la disponibilità complessiva del sistema. E' possibile programmare un intervallo tra due acquisizioni sino ad un massimo di 1440 minuti (24 ore).



Figura 3.6. Immagine esterna della boa accelerometrica del tipo Triaxys.

Le caratteristiche di tale boa sono sinteticamente riportate nella Figura 3.7, insieme ad alcune immagini relative al suo varo.



### Caratteristiche delle Boe Triaxys

<b>Diametro</b>	metri	0.90
<b>Peso (con batterie)</b>	Kg	197
<b>Sensori</b>		3 Accelerometri; 3 giroscopi per misure angolari; 1 bussola Flux-Gate
<b>Heave</b>		
Range	metri	$\pm 20$
Precisione	%	$\leq 2$
Risoluzione	cm	1
Periodo	secondi	$1.6 \div 33$
<b>Direzione</b>		
Range	$^{\circ}$	$0 \div 360$
Precisione	$^{\circ}$	$\pm 1$
Periodo	secondi	$1.6 \div 33$
Frequenza Campionamento	Hz	4
<b>Misure di Temperatura</b>		
Range	$^{\circ}\text{C}$	$-5 \div +50$
Precisione	$^{\circ}\text{C}$	0.1
<b>Lampeggiatore</b>		
Colore		Ambra
Portata	nm	3
Sequenza Lampi		Programmabile
<b>Temperatura Operativa</b>	$^{\circ}\text{C}$	$-30 \div +60$

Figura 3.7. Varo della boa accelerometrica del tipo Triaxys e sue principali caratteristiche (da <http://www.dstn.it/simn>).