

**Maggio-Giugno 2014**

**PAS - A056/C180**

# **Oceanografia 3**

**Le correnti;  
Le masse d'acqua e la variabilità oceanografica.**

## **NOTA**

Materiale didattico ad  
uso esclusivo dei  
frequentatori.

**A cura del C.te Giorgio TROSSARELLI**

# Lo studio delle correnti

La **corrente oceanica** (o **corrente marina**) è una massa di acqua marina in movimento rispetto all'acqua che la circonda e dalla quale si può differenziare per densità, salinità, temperatura o colore (wikipedia).

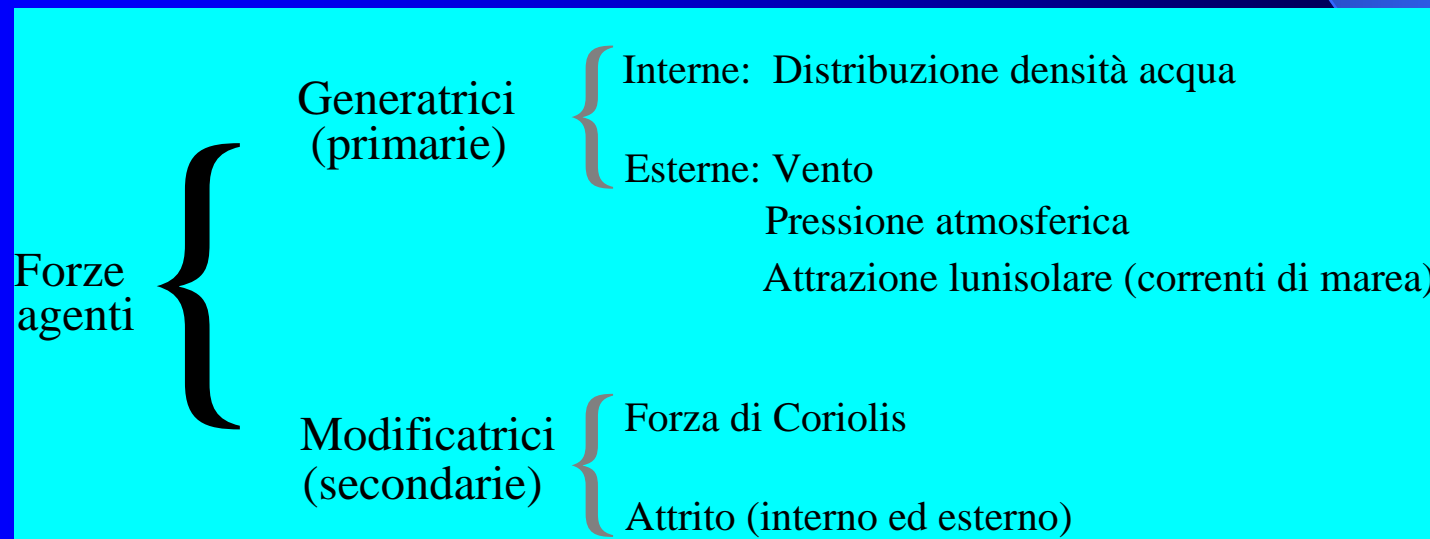
Con il termine **correnti** ci si riferisce peraltro al movimento di massa d'acqua **non** collegato alla marea o al moto ondoso.

La corrente generata dalla marea viene chiamata **corrente di marea**.

Le correnti, di cui il navigante nota solo l'effetto superficiale, esistono lungo tutta la massa d'acqua, e talvolta solo in determinati strati senza causare effetti visibili in superficie. Esse si verificano prevalentemente in acque profonde ed in mari aperti. Inoltre, mentre le correnti di marea hanno un ciclo temporale ben definito, **le correnti marine possono avere carattere permanente** (o stazionario) **oppure stagionale** (o semipermanenti).

Nel passato gli studiosi del problema assumevano, spesso solo intuitivamente, che la causa delle correnti fossero il **vento** o la **densità dell'acqua** o, per le correnti di marea, le **maree**. In effetti è stato riconosciuto che queste tre sono le cause principali delle correnti oceaniche e che spesso addirittura agiscono simultaneamente, rendendo più complesso lo studio del fenomeno.

Il trasporto è variamente regolato da cause interne o esterne che possono venire così schematizzate:



# Lo studio delle correnti

Nell'oceano, ogni volta che la superficie libera non è orizzontale (e cioè parallela alle superfici equipotenziali di gravità), si determinano scorrimenti superficiali dell'acqua. Tale condizione può svilupparsi per varie cause: **la differente distribuzione della densità dell'acqua, l'accumulo dell'acqua contro una costa per il vento che soffia dal largo o, all'opposto, l'abbassamento costiero del livello provocato dal vento che spira da terra verso il largo, l'effetto della pressione atmosferica** che può tendere a spostare l'acqua sollevandola ove la pressione è bassa e viceversa.

**La distribuzione della densità all'interno della massa d'acqua genera correnti soprattutto alle alte latitudini ed in profondità.**

**L'azione del vento e della pressione atmosferica generano le correnti prevalentemente alle basse/medie latitudini ed in superficie.**

Le forze modificatrici insorgono solo quando il moto è già avviato influenzandolo in maniera più o meno forte. Tra i fattori che modificano lo scorrimento di una qualsiasi corrente oceanica occorre considerare anche la presenza di ostacoli, sollevamenti del fondo, restringimenti di canali etc. La morfologia dei bacini ha infatti un ruolo essenziale nel flusso e per questo quando si studiano i movimenti in mari limitati, è essenziale conoscere bene la forma del bacino.

# Lo studio delle correnti

Esistono differenti tipi di corrente ciascuno dei quali è caratterizzato da un particolare comportamento e da una particolare forma delle **equazioni dell'idrodinamica** (vds slide “nascoste”).

Risultano di particolare importanza i seguenti tipi di correnti:

- **di gradiente**
- **di deriva**
- **ascensionali/discensionali**
- Inerziali

Esistono poi :

- Correnti nelle foci fluviali
- Correnti legate al moto ondoso;
- Correnti di torbida

Spesso il movimento d'acqua risultante è dovuto **alla sovrapposizione di più tipi di corrente**. Ad esempio a Gibilterra si sovrappongono gli effetti della corrente di marea a quelli della corrente permanente dovuta agli scambi di acqua tra Mediterraneo e Atlantico. Inoltre se c'è il vento vi può essere il sovrapporsi di un terzo tipo di corrente. Allo stesso modo in alcuni grandi fiumi navigabili del Nord Europa (Schelda, Elba, Senna, etc.) si sovrappongono gli effetti della corrente di marea e della corrente fluviale.

## Correnti di gradiente (densità)

Dipendono dalla temperatura e dalla salinità e pertanto dalla differente densità di masse d'acqua; queste variazioni di densità possono svilupparsi non soltanto in superficie, ma anche all'interno della massa di acqua, per cui possono verificarsi scorrimenti più profondi. Generalmente però le più forti variazioni di densità si hanno in superficie.

Sono anche chiamate "correnti di pendio" (*slope currents*), riconoscendo nel gradiente orizzontale della pressione idrostatica la causa prima del movimento.

Le variazioni di livello legate a queste correnti sono dell'entità di centimetri o di decimetri, eccezionalmente raggiungono il metro, inoltre esse si manifestano su distanze di centinaia o migliaia di chilometri e implicano perciò pendenze infime.

**La forza che ne deriva è trascurabile rispetto al peso**, tuttavia le componenti orizzontali di questa forza sono tali che, sulle grandi distanze entro cui esse agiscono, si determinano velocità di scorrimento di una certa entità (da qualche centimetro a qualche decina di centimetri al secondo). Le minime pendenze che si verificano sono rilevabili solo con metodi di geodesia da satellite; un tempo venivano computate indirettamente in base alla distribuzione della densità.

## Correnti di gradiente

Mediante determinazioni di densità lungo colonne d'acqua di data profondità (e cioè in base a misure verticali di temperatura e di salinità) è possibile conoscere l'andamento orizzontale delle isobare, cioè la proiezione di una superficie isobarica, quale è ad esempio la superficie libera del mare. Si è pertanto in grado di calcolare facilmente, anche per via grafica, il gradiente di pressione corrispondente.

Risolvendo le equazioni dell'idrodinamica e trascurando l'attrito si ha:

$$v_c = \frac{1}{2 \cdot \Omega \cdot \sin \varphi \cdot \rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n}$$

dove :

- $v_c$  = velocità della corrente
- $p$  = pressione
- $n$  = normale alle isobare
- $\rho$  = densità
- $\Omega$  = velocità angolare della rotazione terrestre =  $7,29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
- $\varphi$  = latitudine.



# Correnti di gradiente

Nelle correnti di gradiente *la direzione è tale che, nell'emisfero nord, l'acqua di densità minore si trova a destra e quella di densità superiore a sinistra.*

Pertanto se la corrente ha direzione sud allora l'acqua meno densa si trova a ovest (ed il livello marino è più elevato) e quella più densa a est (ed il livello marino è meno elevato).

La figura illustra il fenomeno:

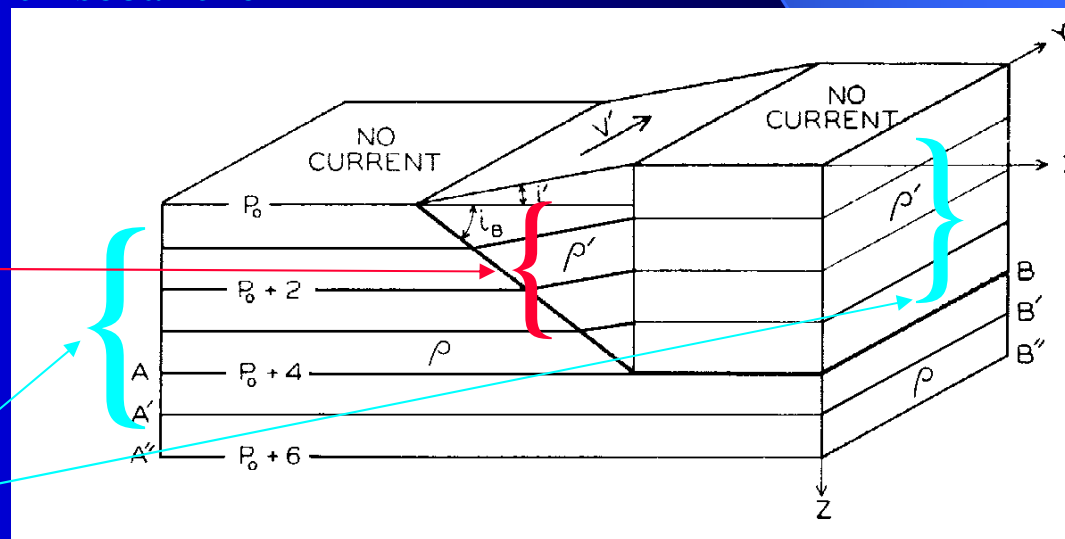
$P_0, P_0+2, P_0+4, P_0+6, \text{ etc.} =$  superfici isobariche

$\rho =$  massa d'acqua più densa

$\rho' =$  massa d'acqua meno densa

**Le superfici isobariche NON coincidono con le superfici di livello**

**Le superfici isobariche coincidono con le superfici di livello**

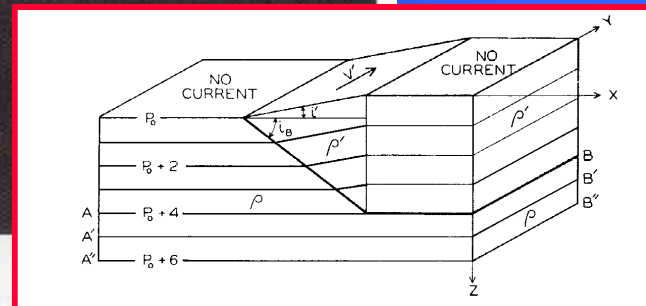
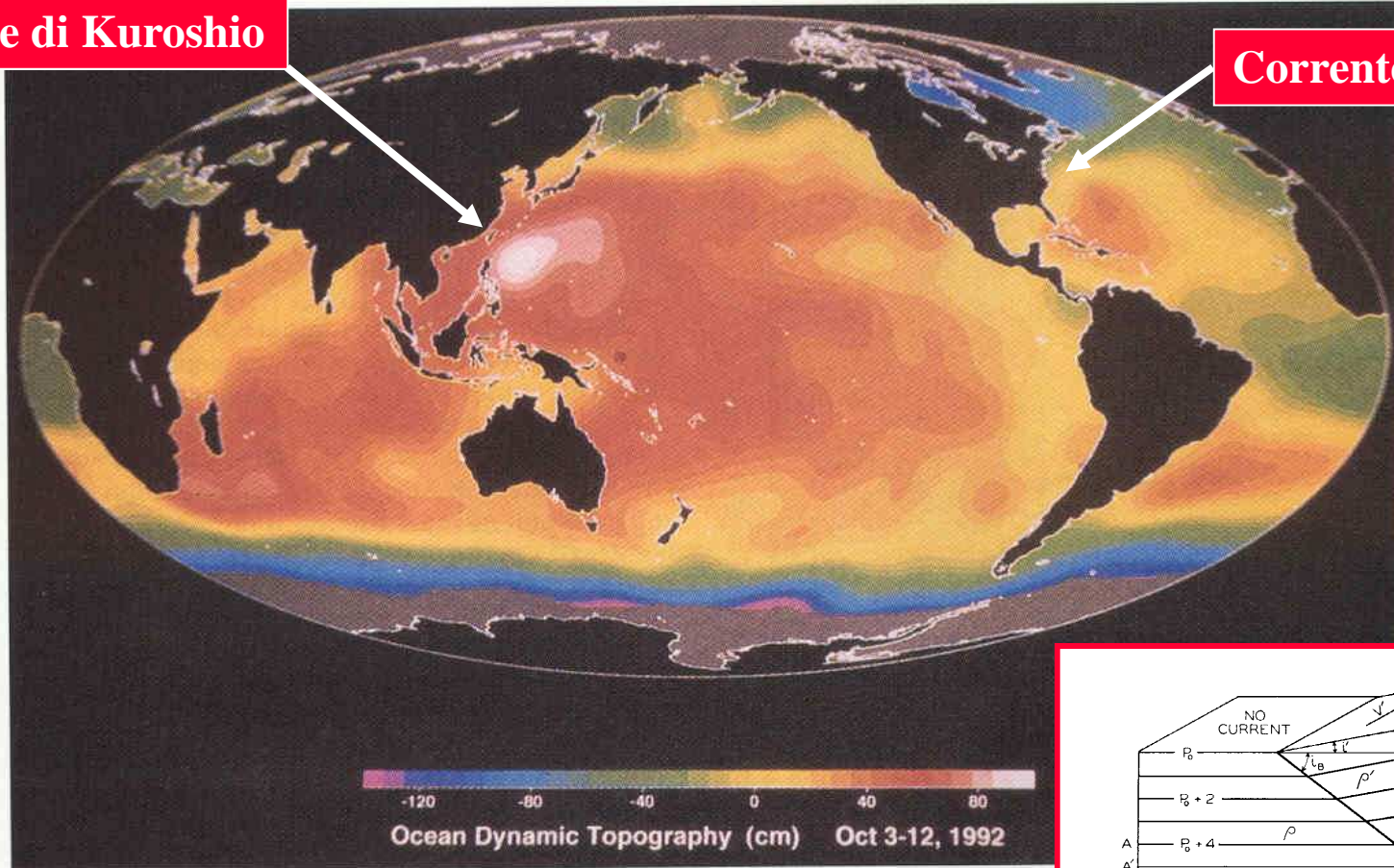




# Correnti di gradiente – Topografia dinamica degli oceani (livello delle acque)

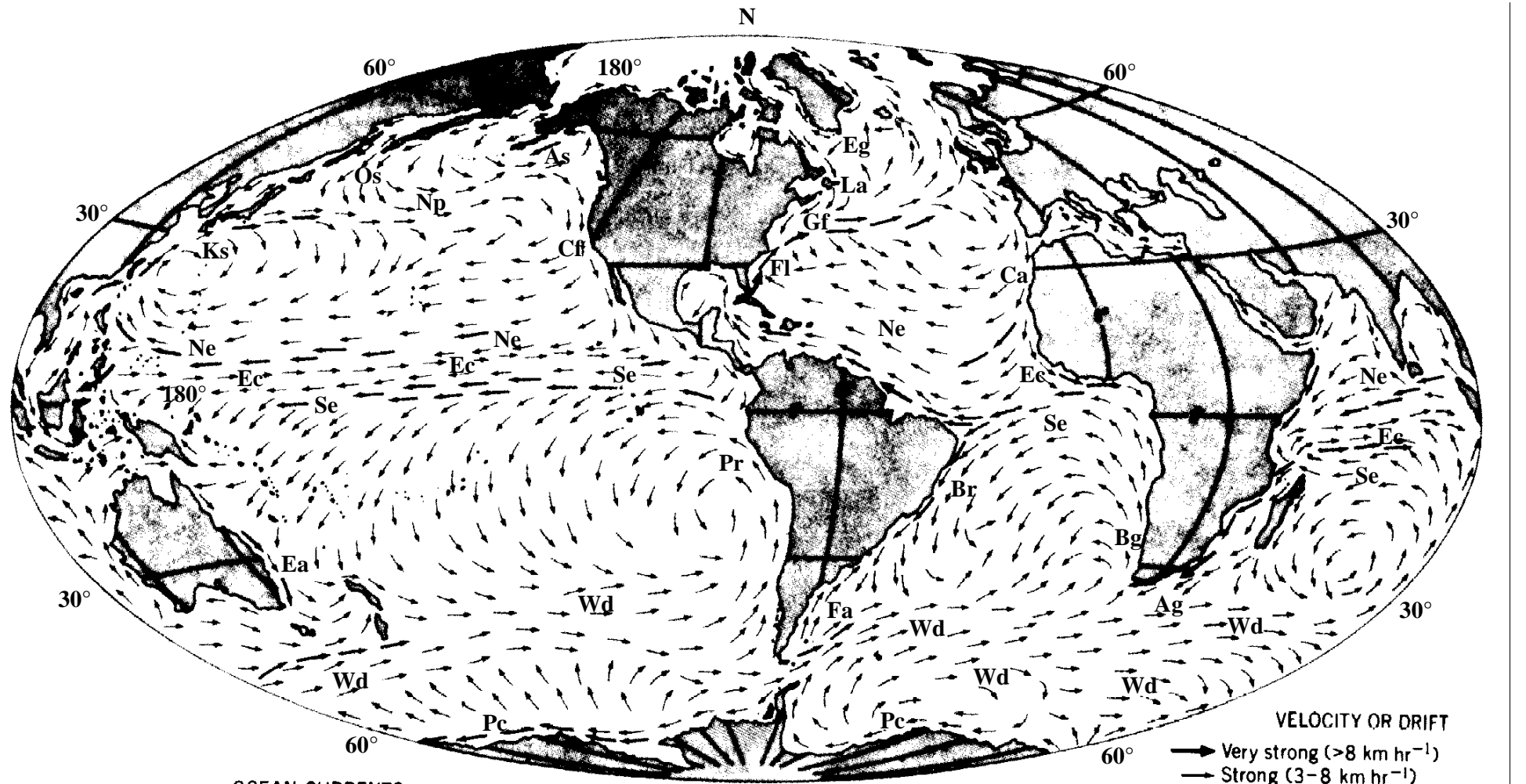
Corrente di Kuroshio

Corrente del Golfo



**Figure 7-5**

**Dynamic Topography—A Satellite View.** Dynamic topography of the ocean from data gathered by a satellite-borne radar altimeter during October 3–22, 1992. The elevations are measured in centimeters relative to an arbitrary datum. Westward intensification shows up well in all of the subtropical gyres. The total relief of the ocean surface due to current flow is about 2 meters (6.5 feet). The data are accurate to an astonishing degree of precision: to the nearest 2 centimeters (0.78 inches). (Courtesy of NASA.)



OCEAN CURRENTS

Fl	Florida Current	Ec	Equatorial Counter Current	Bg	Benguela Current	As	Alaska Current
Gf	Gulf Stream	Gu	Guinea Current	Pc	Polar Current	Cf	California Current
La	Labrador Current	Se	South Equatorial Current	Ag	Agulhas Current	Ea	East Australia Current
Eg	East Greenland Current	Br	Brazil Current	Ks	Kuroshio	Pr	Peru Current
Ca	Canary Current	Fa	Falkland Current	Os	Oyashio		
Ne	North Equatorial Current	Wd	Westwind Drift	Np	North Pacific Current		

# Correnti di gradiente

La corrente del Golfo, quella del Labrador, la Kuroshio e varie altre importanti correnti sono essenzialmente di gradiente, anche se vi concorrono altri fattori.

## Un esempio per chiarire il concetto:

Nell'Adriatico si ha una circolazione con acqua salata **diretta verso nord lungo le rive orientali** e acqua meno salata (dati gli apporti fluviali in superficie) diretta verso sud lungo le coste occidentali.


## **Il senso di questo movimento è mantenuto per effetto del gradiente.**

A occidente infatti, per la minor densità dell'acqua, si ha un livello assoluto maggiore che a oriente; il gradiente di pressione va quindi pressappoco da ovest verso est, e ciò comporta, poiché siamo nell'emisfero settentrionale, una corrente verso sud. Per l'equilibrio di compensazione, l'acqua che esce richiama altra acqua, che entra dallo Ionio e rimonta l'Adriatico sul lato destro rispetto al movimento, costrettavi dall'azione geostrofica.

Naturalmente nel corso delle stagioni le condizioni cambiano (acque più fredde, minor apporto di acque dolci continentali etc.) e quindi l'entità di tale circolazione è diversa nel tempo.



# Esempio riferito al mare Adriatico in data 23.10.2008 tratto dal MFS bulletin

italiano 

## MFS BULLETIN

### Mediterranean ocean Forecasting System Bulletin

**Contents**

Assimilated Data

- XBT
- SST
- SLA
- ARGO

Forecast

Analysis

Evaluation

Data Access

Monthly Bulletin

Monthly Animation

Analysis Archive

Analysis History

Indicators

Marine Ecosystem Forecast

Ongoing Projects

- ADRICOSM
- BOSS4GMES
- ECOOP
- MERSEA IP

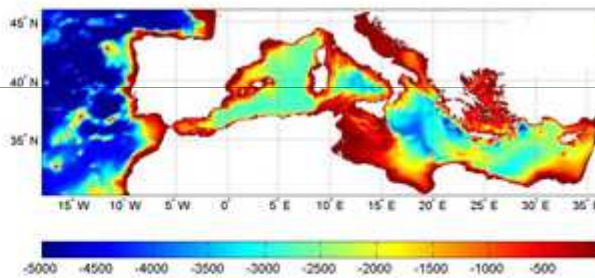
**What is it?**

**This is the electronic report of the MFS state of progress in predictions/simulations/analysis.** Every day a new 10 days forecast is released. The analysis are computed once a week and the last seven days of analysis are released. For detailed informations on the daily Mediterranean system ocean forecasting production please click here.

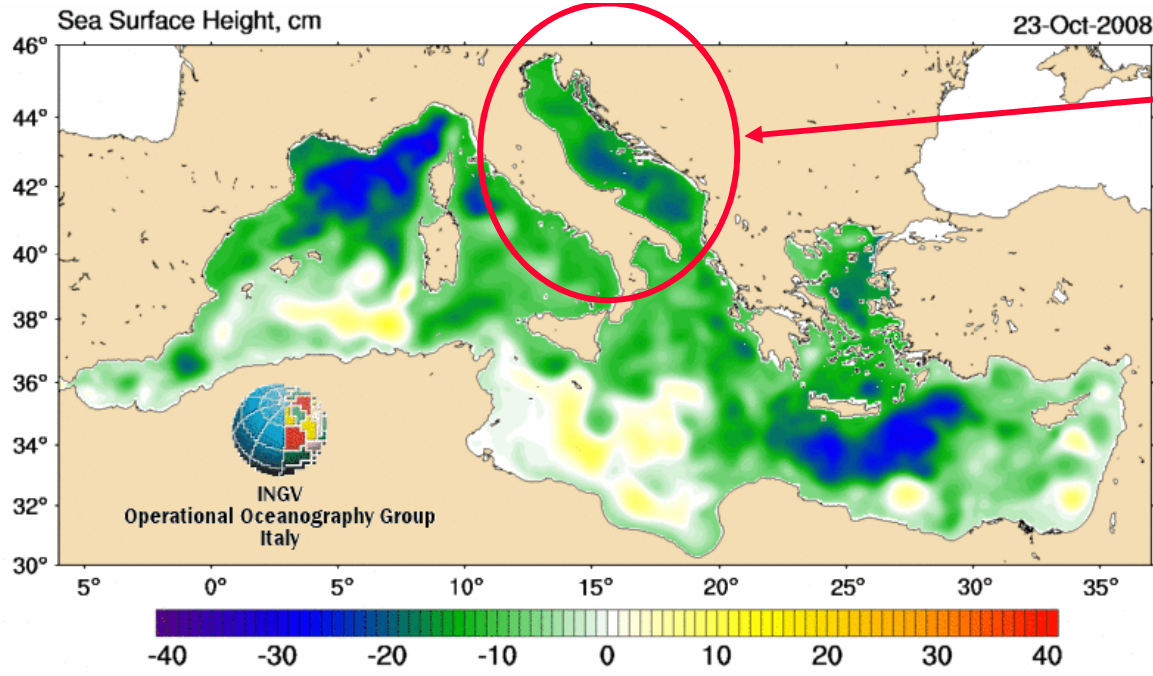
**What is available now?**

>> **Forecast**  
available from 19\_oct\_2008 to 29\_oct\_2008

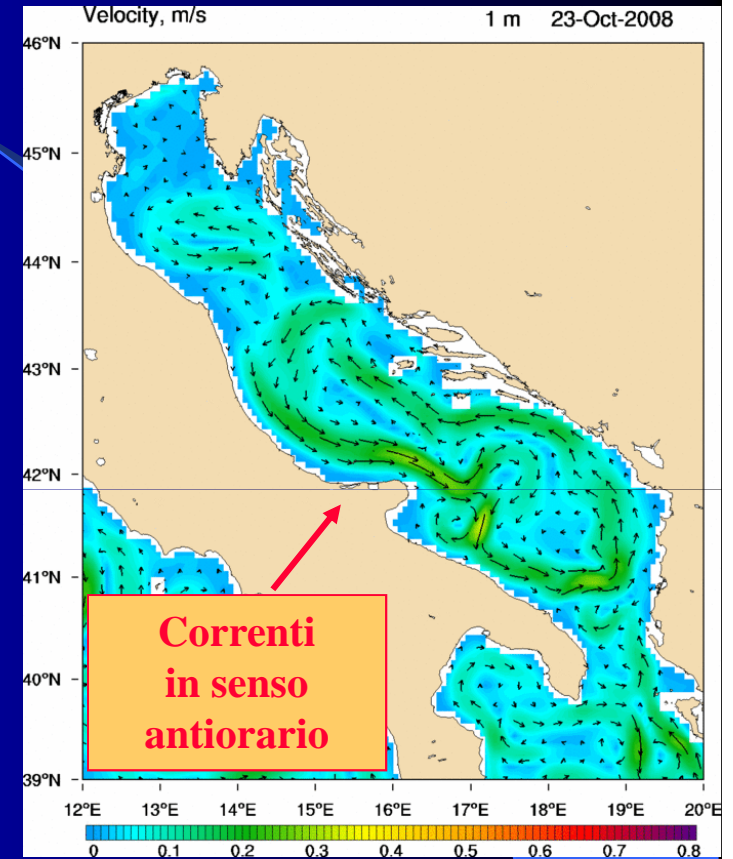
>> **Analysis**  
available from 07\_oct\_2008 to 14\_oct\_2008



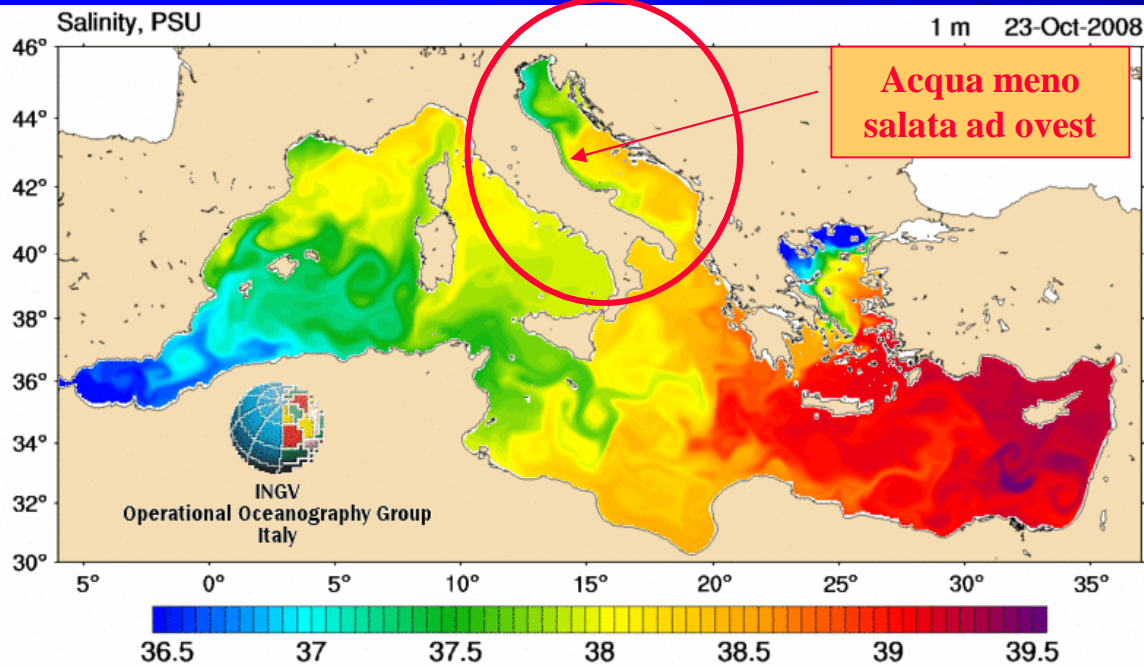
(<http://gnoo.bo.ingv.it/mfs/myocean/>)



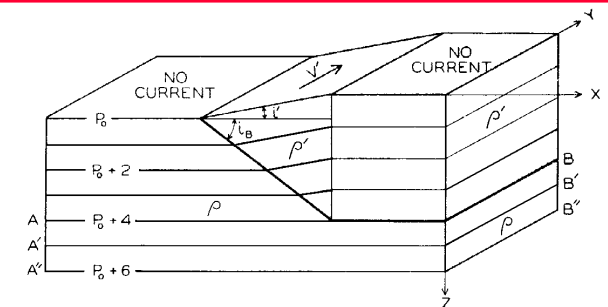
**Topografia dinamica dell'Adriatico,  
ad occidente livello maggiore che ad oriente**



**Correnti  
in senso  
antiorario**



**Acqua meno  
salata ad ovest**

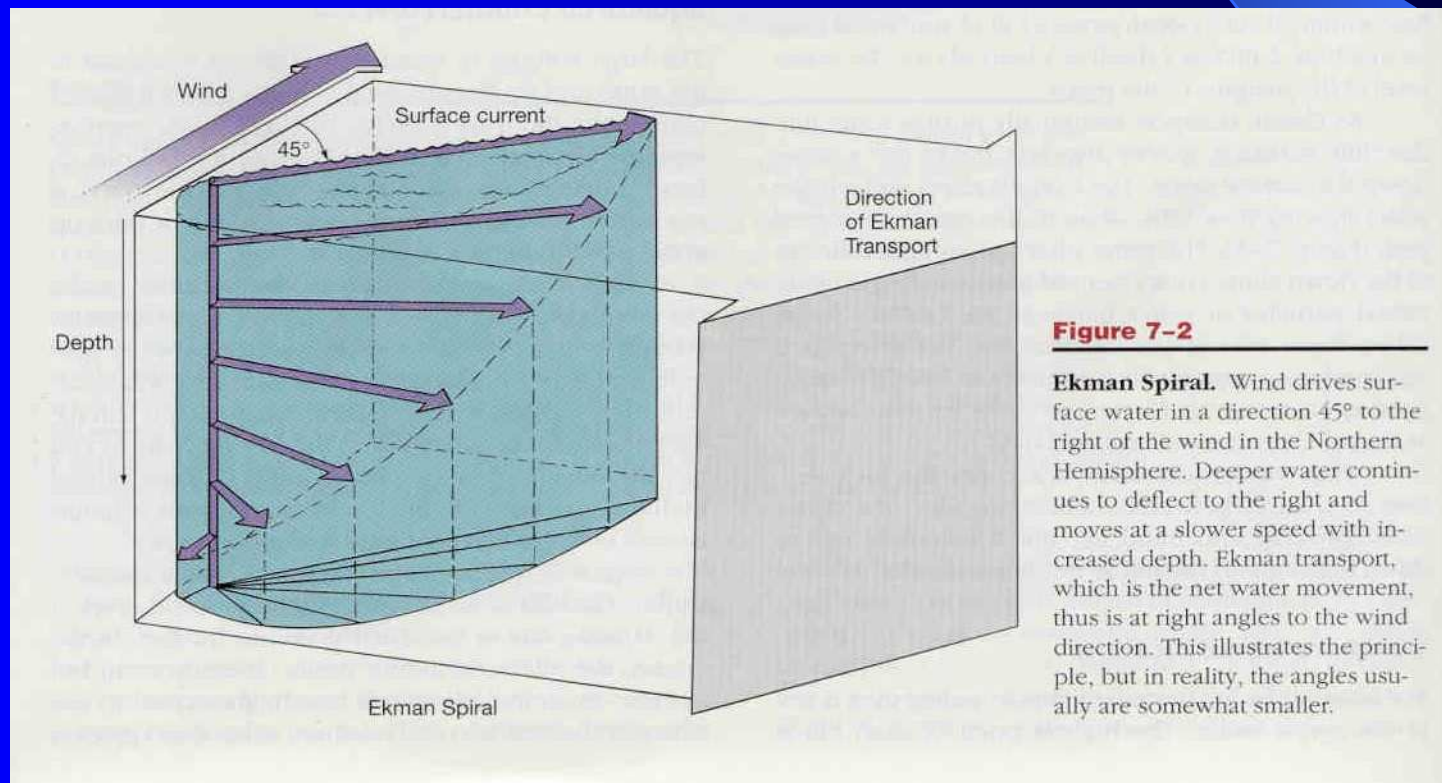


## Sono le correnti provocate dal vento

# Correnti di deriva

Durante la spedizione polare del Fram nell'anno 1893-96, **Nansen** constatò che la direzione della deriva della nave, imprigionata dai ghiacci, differiva di un angolo compreso tra  $20^\circ$  e  $40^\circ$  rispetto alla direzione del vento dominante e che lo spostamento era sulla dritta di tale direzione.

A seguito di ciò **Ekman** sviluppò la teoria in base alla quale il vento che spira sulla superficie esercita un trascinamento, per il tramite dell'attrito, sulla superficie stessa dell'oceano; l'acqua superficiale trasmette il movimento a quella più profonda, secondo un meccanismo che viene precisato analiticamente con lo studio delle equazioni idrodinamiche del moto.



# Correnti di deriva

Facendo le seguenti ipotesi semplificatrici:

- massa d'acqua omogenea (forze di gradiente nulle),
- mare infinitamente profondo e specchio d'acqua illimitato (no attrito fondo/costa),
- forza costante (vento) e agente tangenzialmente sulla superficie,



# Correnti di deriva

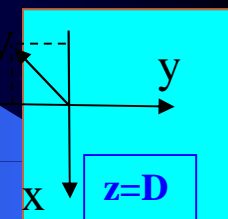
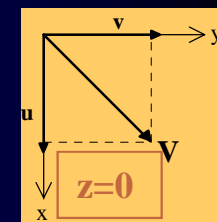
Se il vento spira nella direzione dell'asse  $y$  e  $V_0$  è la velocità superficiale della corrente, integrando le equazioni differenziali del moto si ottiene:

$$v = V_0 \cdot e^{-\frac{\pi}{D}z} \cdot \cos\left(45^\circ - \frac{\pi}{D}z\right)$$

$$u = V_0 \cdot e^{-\frac{\pi}{D}z} \cdot \sin\left(45^\circ - \frac{\pi}{D}z\right)$$

Per  $z=0$   $\left\{ \begin{array}{l} v = V_0 \cos(45^\circ) \\ u = V_0 \sin(45^\circ) \end{array} \right.$

Per  $z=D$   $\left\{ \begin{array}{l} v = V_0 e^{-\pi} \cos(45^\circ - 180^\circ) \\ u = V_0 e^{-\pi} \sin(45^\circ - 180^\circ) \end{array} \right.$



Il termine  $D$  rappresenta la *profondità di attrito superiore*; a questa profondità (nelle equazioni basta porre  $z=D$ ) la direzione della corrente si è invertita di  $180^\circ$  e la velocità si è ridotta a  $1/23$  circa.

## La teoria di Ekman si enuncia pertanto nel seguente modo:

Per effetto del trasferimento della quantità di moto dall'aria all'acqua, avrà origine una corrente di superficie la cui direzione sarà ruotata di  $45^\circ$  sulla dritta della direzione del vento nell'emisfero boreale e sulla sinistra nell'emisfero australe.

Nella propagazione del moto dalla superficie agli strati sottostanti la direzione della corrente (in tali strati) non si manterrà costante ma continuerà a ruotare sulla dritta nell'emisfero boreale (a sinistra in quello australe). Il modulo della velocità inoltre diminuirà in progressione geometrica con la profondità.

## Correnti di deriva – Effetti pratici

Quota:	0	0,2D	0,4D	0,6D	0,8D	D
Velocità:	$V_0$	$0,53V_0$	$0,28V_0$	$0,15V_0$	$0,08V_0$	$0,04V_0$
$(\alpha^*)$ :	$45^\circ$	$81^\circ$	$117^\circ$	$153^\circ$	$189^\circ$	$225^\circ$
$(\Delta\alpha^{**})$ :	$0^\circ$	$36^\circ$	$72^\circ$	$108^\circ$	$144^\circ$	$180^\circ$

(\*)Angolo compreso tra la direzione del vento e corrente di quota

(\*\*)Angolo tra corrente superficiale e corrente di quota

**La velocità  $V_0$  può essere ricavata con formule pratiche (empiriche) oppure può essere misurata sperimentalmente.**

$$V_c = \frac{2,59 \cdot \sqrt{W}}{\sqrt{\sin \varphi}} \quad \text{per } W < 6 \text{ m / sec}$$

$$V_c = \frac{1,26 \cdot W}{\sqrt{\sin \varphi}} \quad \text{per } W > 6 \text{ m / sec}$$

$V_c$  viene espressa in cm/sec.

Secondo il *Mariner's Handbook* l'intensità della corrente è 1/40 dell'intensità del vento, ma bisogna anche considerare il *fetch* e la durata del vento. Ad esempio un vento leggero impiega solo 6 ore a portare a regime la corrente di deriva, mentre un vento di 25 nodi impiega anche 48 ore. Per venti molto intensi tale regola sembra non valere più; sembra infatti restrittivo che un vento di 40 nodi origini una corrente di solo 1 nodo, e, probabilmente, gli uragani (50-60 nodi) provocano correnti di almeno 2 nodi. Secondo il "Manuale dell'Ufficiale di Rotta" edizione '92 l'intensità della corrente è l'1,5% dell'intensità del vento.

## Correnti di deriva – Effetti pratici

La profondità di attrito superiore è espressa da:

$$D = \pi \cdot \sqrt{\frac{\mu}{\rho} \cdot \frac{1}{\Omega \cdot \sin \varphi}}$$

oppure

$$D = k \frac{W}{\sqrt{\sin \varphi}}$$

Di queste due espressioni la prima rappresenta l'espressione esatta che si ricava dalla risoluzione delle equazioni idrodinamiche; la seconda rappresenta un'espressione di uso pratico in cui:

**W = intensità del vento in metri al secondo**

**k = costante dimensionale che assume il valore di 7,6 per densità  $\rho = 1,025$**

La profondità di attrito superiore aumenta con l'aumentare del vento; lo spessore dello strato in moto è massimo alle basse latitudini e minimo alle alte latitudini; il fattore  $k$  è inversamente proporzionale alla densità dell'acqua; in acque più dense  $D$  sarà minore.

## Correnti di deriva – Effetti pratici

È importante notare che i dati teorici sono effettivamente in accordo con quelli misurati, purché in presenza di omotermia interessante uno strato di 200-300 metri (condizioni invernali alle medie e alte latitudini). Con questa condizione ci si avvicina infatti alla condizione teorica di "massa d'acqua omogenea" postulata da Ekman.

	Latitudine							
Vento	5°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°
5 m/sec	129	91	65	54	47	43	41	39
10	257	182	130	107	95	87	82	78
15	386	274	195	161	142	130	123	118
20	515	367	260	215	190	174	163	157

**Valori teorici di  $D$  in metri a varie latitudini**

Se l'acqua è fortemente stratificata come avviene quando è presente una termoclina estiva o in particolari zone dove è presente un grande effetto fluviale, o di disgelo, lo strato di discontinuità funziona da fondo virtuale; in tal caso la deviazione della corrente superficiale è inferiore a  $45^\circ$  ed in casi limite può avere quasi la stessa direzione del vento. Inoltre lo spessore delle acque in movimento è inferiore a quello teorico.

**Anche la profondità dei fondali ha la sua importanza a causa dell'attrito del fondo; se diviene minore di  $D$  la corrente devia meno di  $45^\circ$  e, al limite, la deviazione è nulla in acque molto basse (10-20 metri).**

## La circolazione superficiale: *storm surge*

Quando una corrente provocata dal vento scorre in un mare di limitate dimensioni o semichiuso, si formano anche effetti costieri tutt'altro che trascurabili.

In primo luogo si provoca un innalzamento del livello o un abbassamento, di cui si può calcolare la pendenza, che risulta evidentemente legata allo sforzo tangenziale del vento e quindi alla velocità stessa del vento.

In taluni casi, venti molto intensi e relativamente improvvisi, possono provocare catastrofiche inondazioni costiere, in relazione anche alle caratteristiche climatiche e alla morfologia costiera.

Di questi fenomeni sono particolarmente investite le coste dell'Adriatico settentrionale, le coste continentali del Mare del Nord, del golfo del Messico, del golfo del Bengala. In definitiva può accadere il noto fenomeno dello *storm surge*, nel quale si ha una sovrapposizione degli effetti di innalzamento del livello del mare dovuto a corrente, marea e moto ondoso. In nord Europa il fenomeno può portare a una sopraelevazione del livello normale di anche 3 metri; nel golfo del Bengala, nel 1970, si ebbe un innalzamento di ben 8 metri con perdita di centinaia di vite umane.

# La circolazione oceanica: deriva+gradiente

Le correnti di deriva agiscono superficialmente e si smorzano rapidamente con la profondità: essenzialmente sono correnti superficiali. **Negli oceani e nei mari questo tipo di corrente ha grande importanza per il ricambio delle acque.**

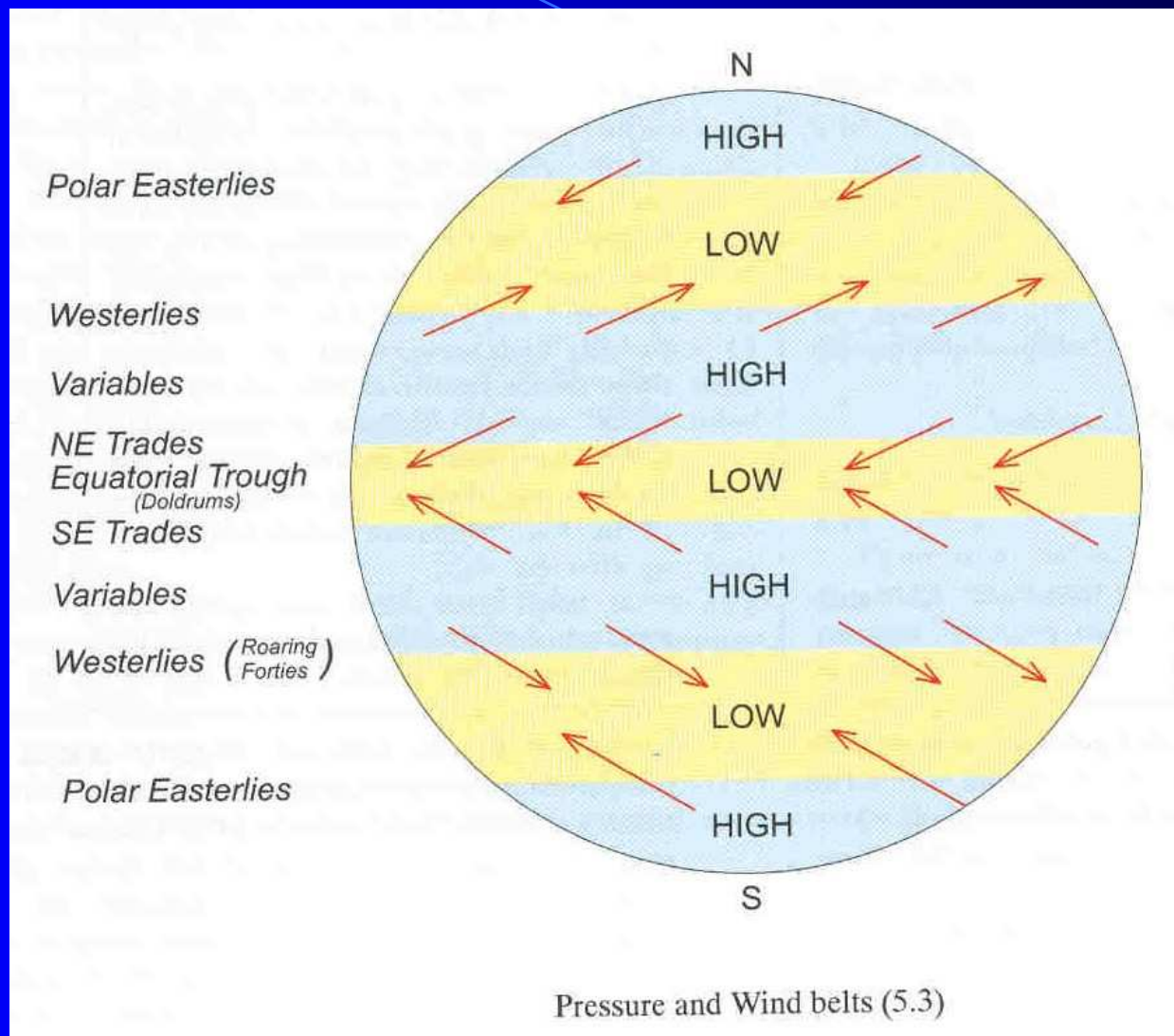
La corrente di deriva si può sviluppare anche dove non vi sono differenze di densità.

Il mescolamento che deriva da queste correnti può addirittura livellare eventuali differenze di densità annullando la possibilità di esistenza di preesistenti correnti di gradiente. Ciò avviene se l'effetto del vento è sporadico; infatti al cessare del vento oltre a manifestarsi la corrente inerziale, può ricostruirsi la differenza di densità. In questo caso la corrente di deriva è un episodio perturbante, che agisce su condizioni preesistenti che potrebbero essere definite di circolazione 'normale' dovuta al solo effetto della densità: è quanto avviene ad esempio in mari semichiusi (Mediterraneo in genere o sue parti, quali ad esempio Tirreno o Adriatico) sottoposti, nel corso del tempo, a venti di direzione e intensità variabili, a seconda delle condizioni.

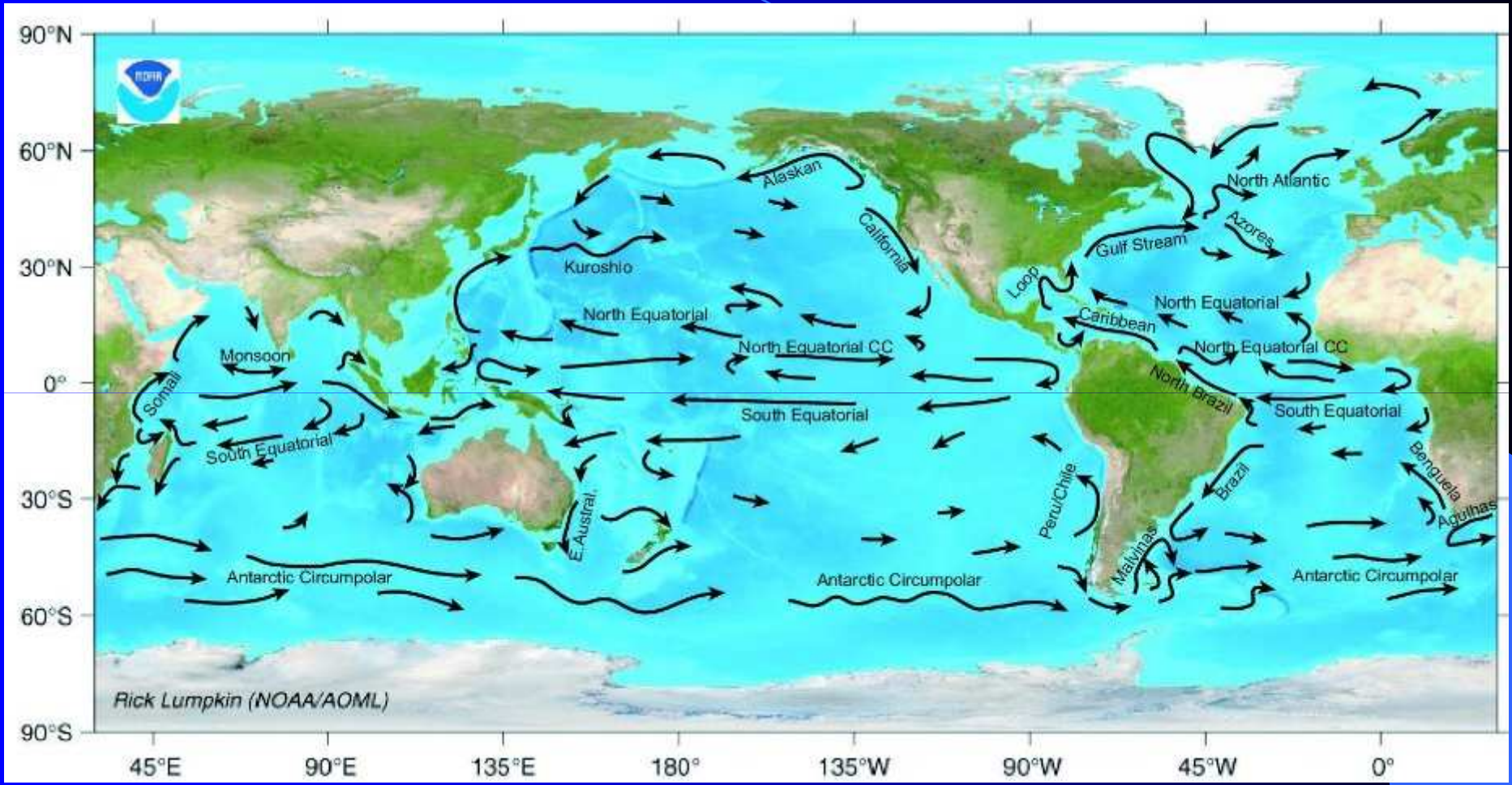
Nell'oceano invece le correnti di deriva possono agire stabilmente in talune regioni, in relazione alla stabilità del regime di taluni venti (*alisei* nella fascia equatoriale, venti occidentali nelle medie latitudini). Si determinano così imponenti sistemi di circolazione, che esistono sempre, sia pure con fluttuazioni di intensità o di direzione. Tali sistemi si integrano e hanno rapporti di interconnessione con le correnti generate da differenze di densità e, nel loro insieme, costituiscono la circolazione superficiale degli oceani: sono grandi circuitazioni, che al loro centro lasciano zone di relativa calma (per esempio il mare dei Sargassi) e che girano in senso orario nell'emisfero nord e in senso antiorario nell'emisfero sud.



# ..... RICHIAMI DI METEOROLOGIA







## Le correnti di upwelling e downwelling

Un importante fenomeno dovuto al vento e alla compensazione con effetto sul livello è costituito dal cosiddetto *upwelling* che consiste nella risalita di acqua relativamente profonda (ordine delle centinaia di metri), presso talune coste oceaniche, sotto l'effetto di venti che spirano con regolarità (ma anche con fluttuazioni di intensità) dalla costa verso il largo e che provocano alterazioni del livello.

Una corrente costiera si sviluppa più o meno deviata rispetto alla direzione del vento; spesso la corrente ha addirittura andamento parallelo o quasi alla costa. Tale corrente comunque allontana acqua superficiale tanto che viene richiamata acqua dalle profondità per compensazione. La velocità di risalita è spesso bassa (in un caso al largo della California, ad esempio, è stata valutata una velocità di appena 80 m al mese) ciò nonostante il fenomeno è di fondamentale importanza per il ricambio delle acque e in particolare per il trasporto verso la superficie, cioè nella zona di utilizzo, dei fosfati disciolti; le regioni oceaniche ove si verifica questo fenomeno, coste dell'Africa occidentale, del Perù, della California, di Terranova e molte altre, sono perciò ricche di produttività e rappresentano quindi ambienti molto favorevoli alla pesca.

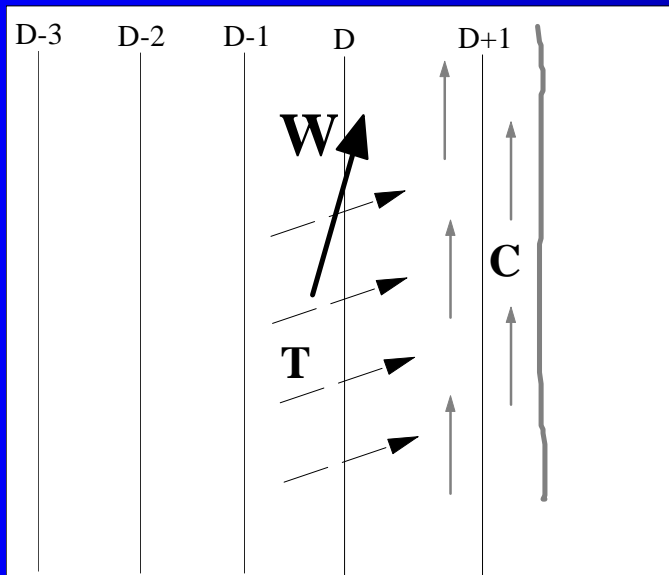
# Le correnti di upwelling e downwelling

Un fenomeno del tutto simile avviene con vento che spira invece contro costa, con correnti discensionali di compensazione (*downwelling*).

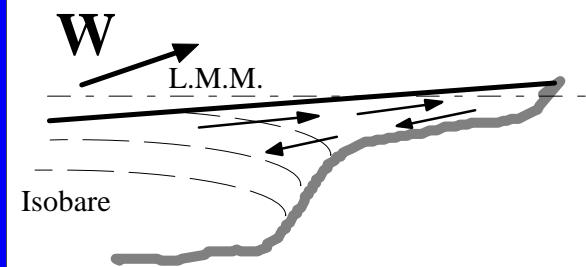
Ekman ha dimostrato che, nell'emisfero boreale, il massimo effetto del vento per queste correnti si manifesta quando la linea di costa ha un orientamento di  $13^\circ$  a dritta rispetto alla direzione del vento.

Queste correnti spesso hanno molta importanza non solo dal punto di vista biologico ma anche di quello nautico per la navigazione subacquea; è infatti necessario ricordare che l'*upwelling* determina condizioni favorevoli alla formazione di nebbia sul mare (Banchi di Terranova nella stagione estiva, Pacifico di NW nella zona della corrente della Kamchatka, coste occidentali dell'Africa).

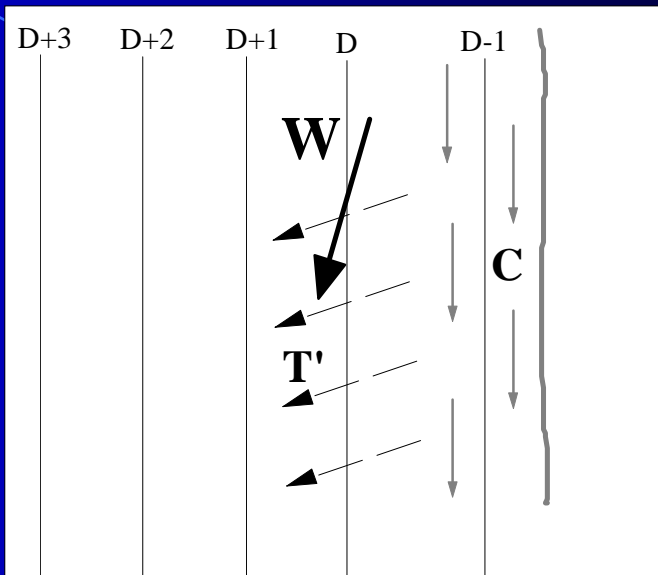
# Le correnti di upwelling e downwelling (emisfero nord)



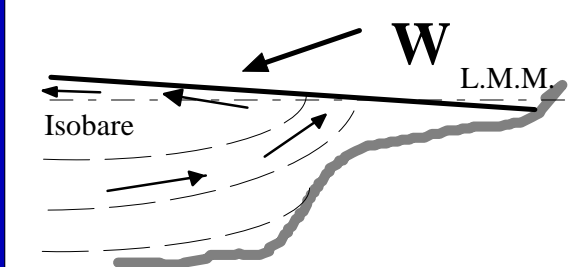
Vista dall'alto



Sezione sul piano verticale



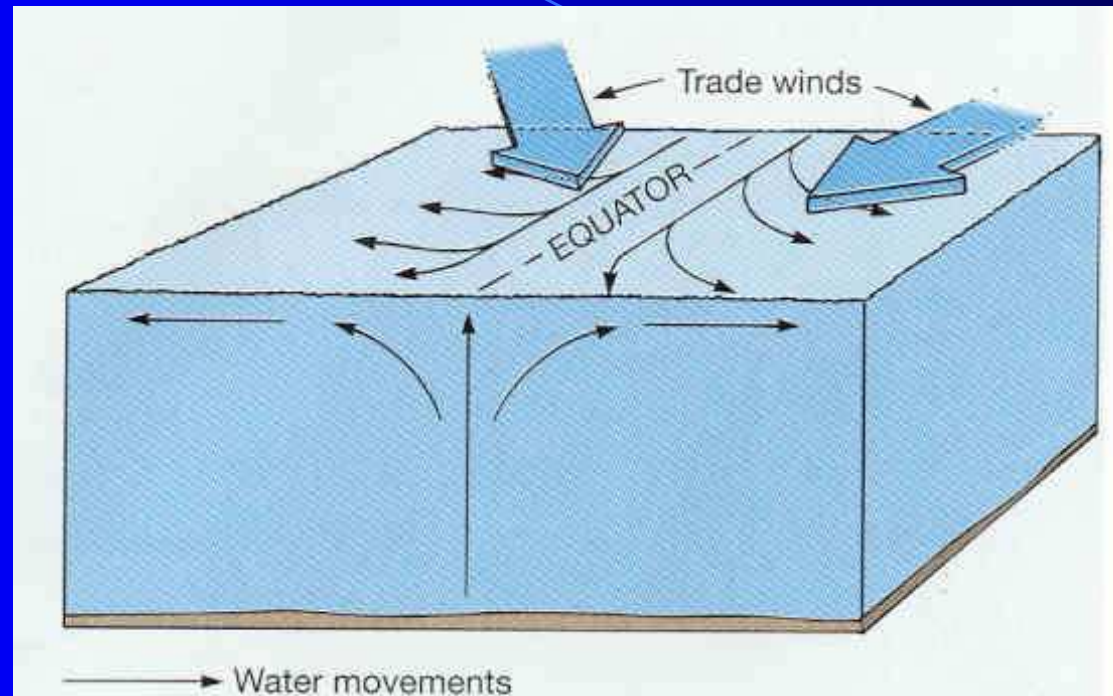
Vista dall'alto



Sezione sul piano verticale



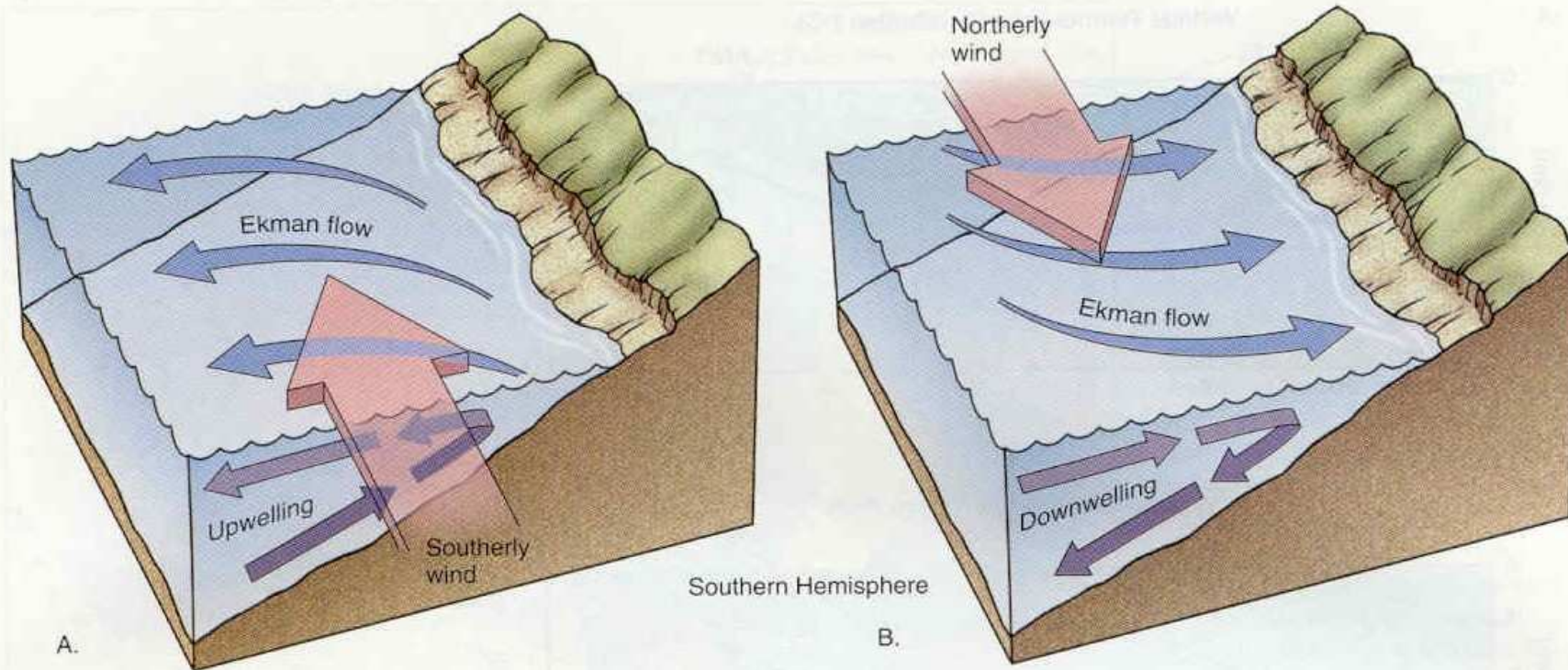
## Le correnti di upwelling all'equatore



**Figure 7-14**

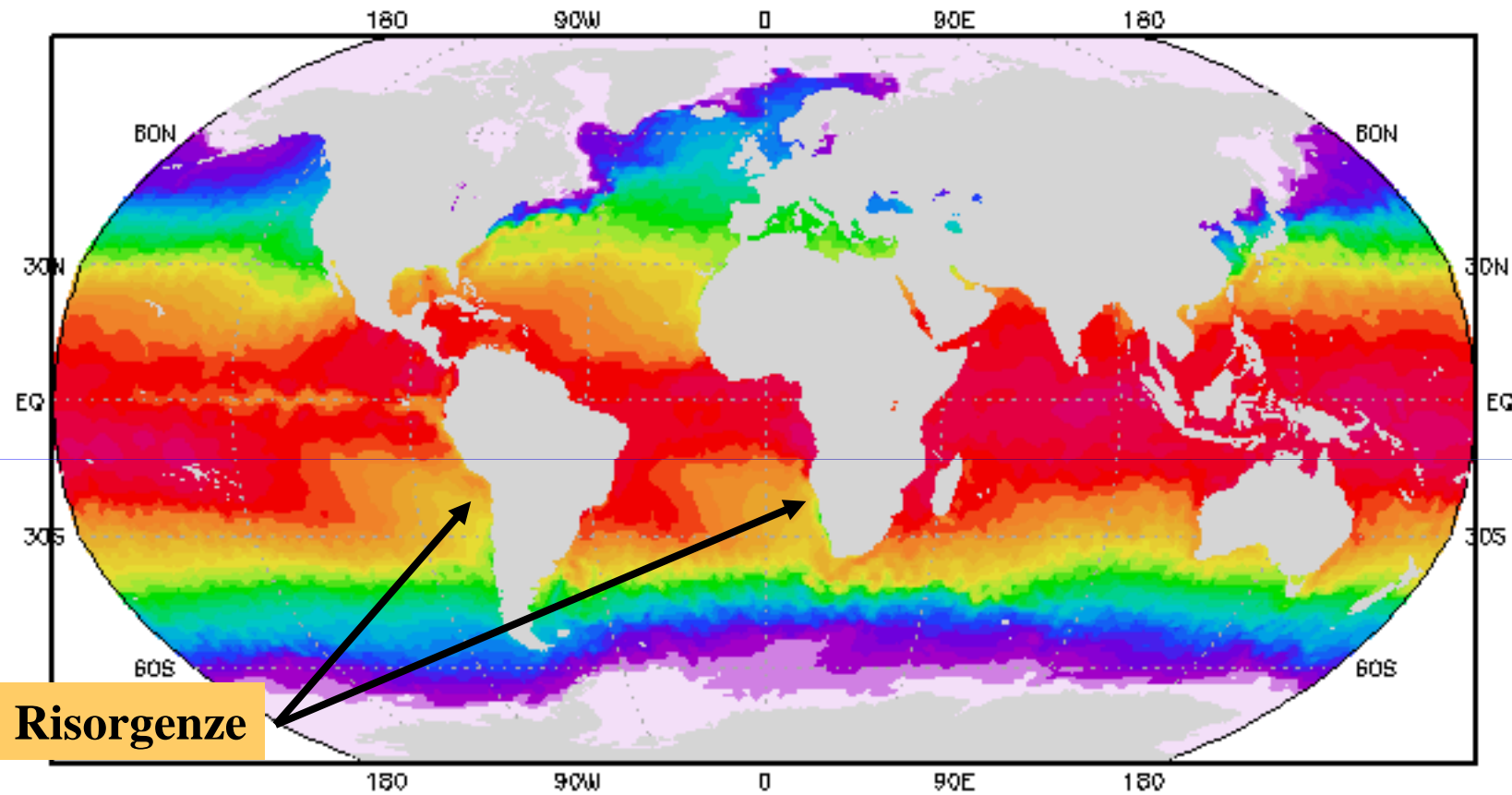
**Equatorial Upwelling.** Westward-flowing equatorial currents are driven by trade winds, and partly steered by the Coriolis effect, which pulls surface water away from the equatorial region. This water is replaced by upwelling sub-surface water.

## Le correnti di upwelling e downwelling (emisfero sud)



**Figure 7-15**

**Coastal Upwelling and Downwelling.** *A:* Where wind-driven coastal currents flow along the western margins of continents and toward the equator, Ekman transport carries surface water away from the continent. An upwelling of deeper water replaces the surface water that has moved away from the coast. *B:* A reversal of the direction of the winds that cause upwelling causes water to pile up against the shore and forces downwelling.

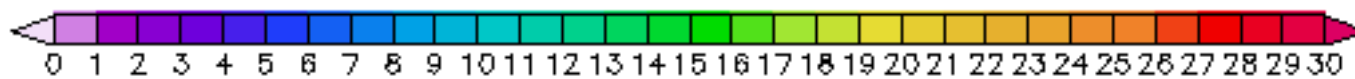


**Risorgenze**

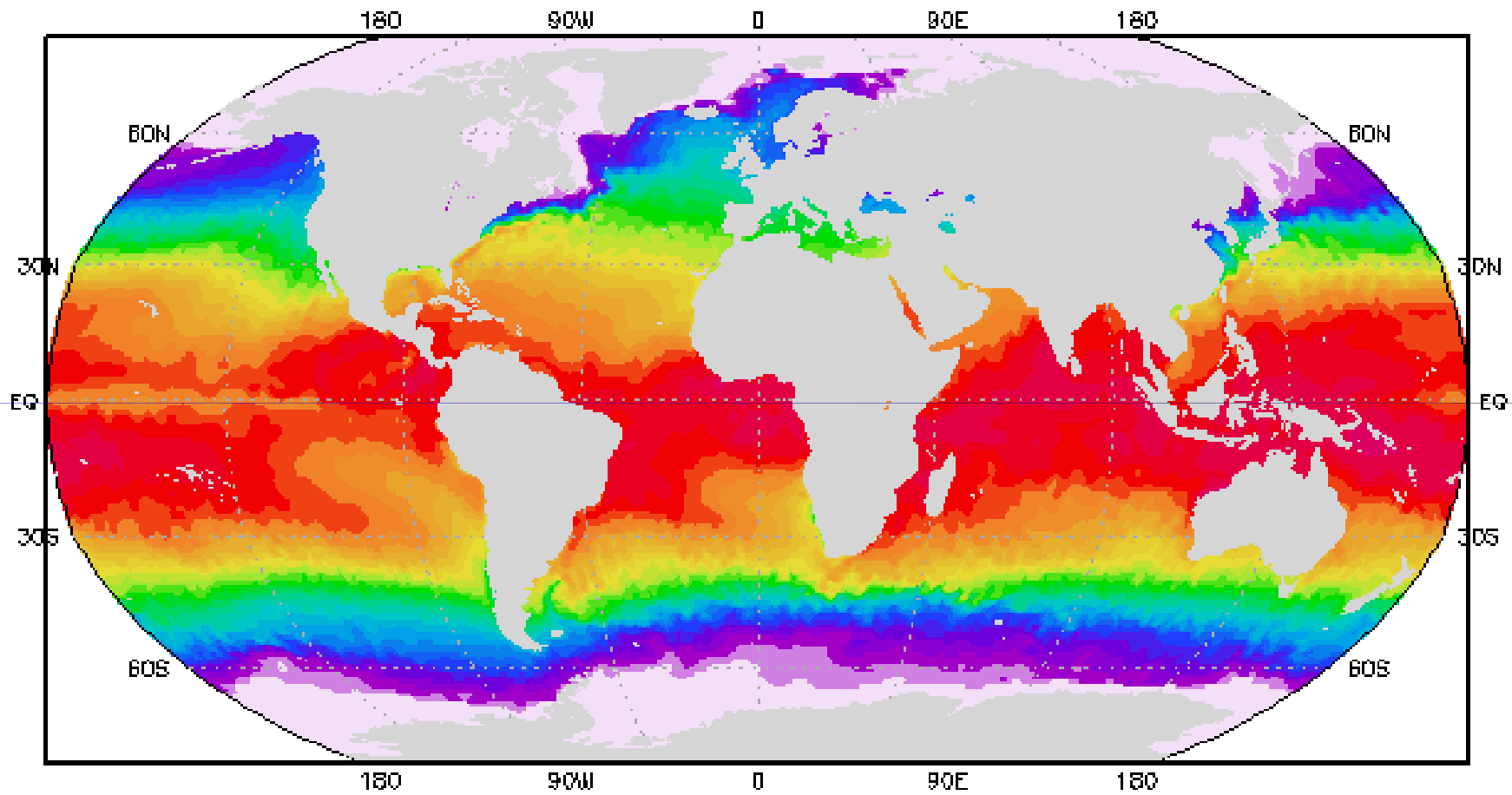
SST Analysis (Sea Surface Temperature °C)

18.03.2007 00 GMT

WeatherOnline



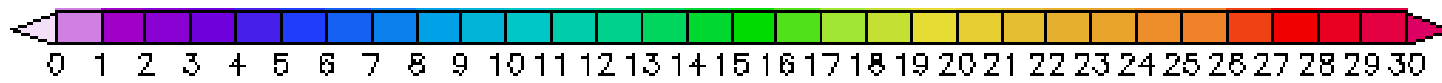


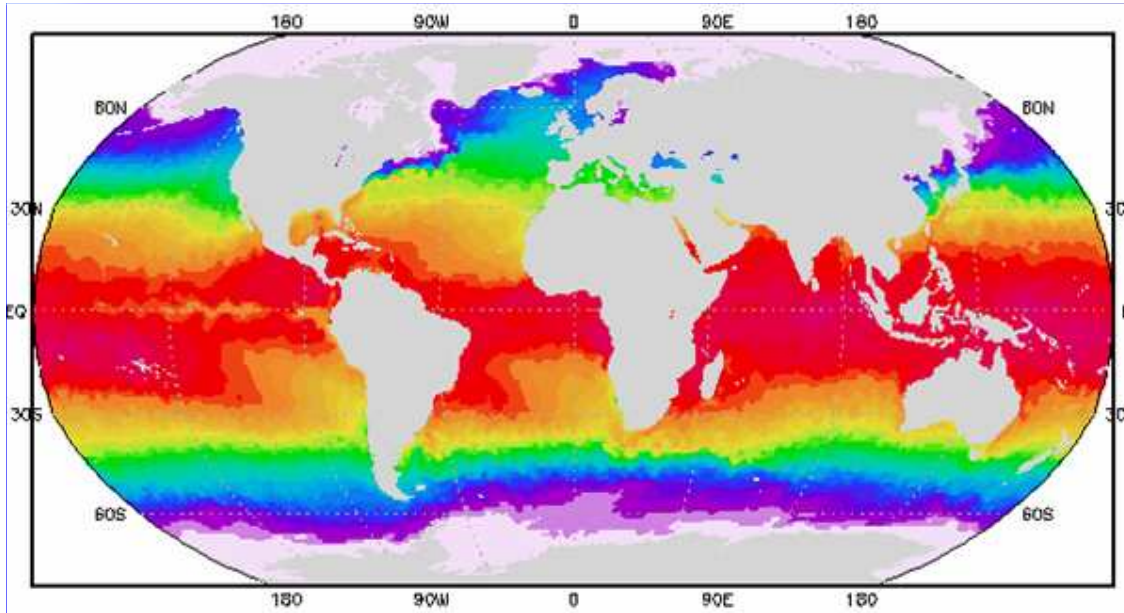


SST Analysis (Sea Surface Temperature °C)

10.03.2008 00 GMT

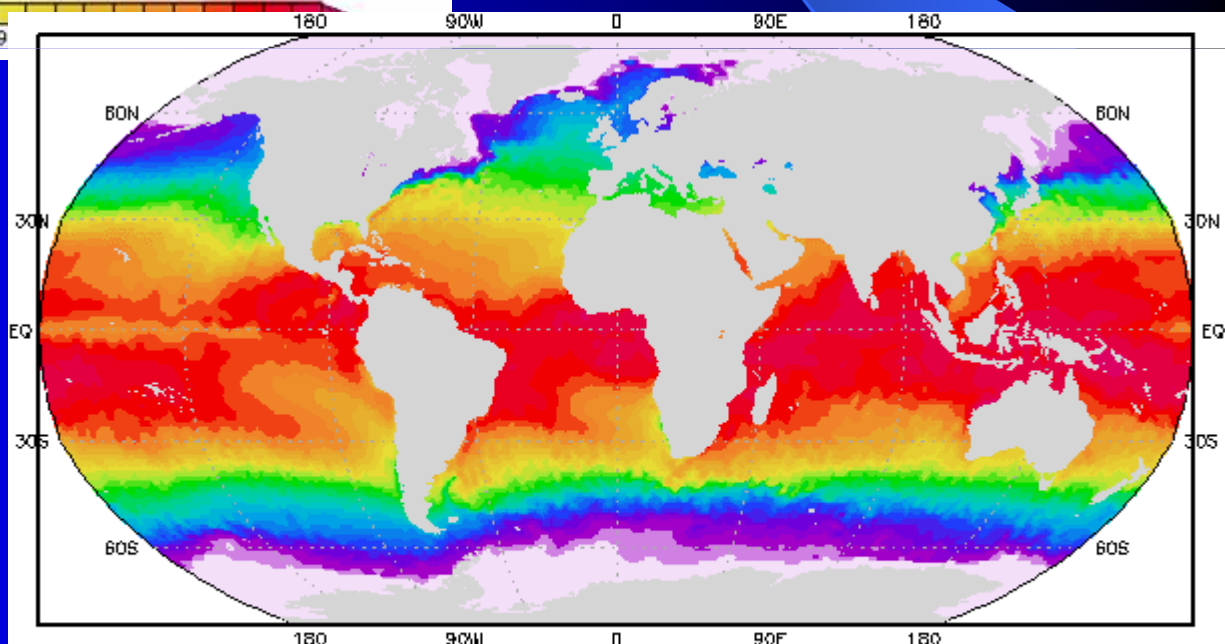
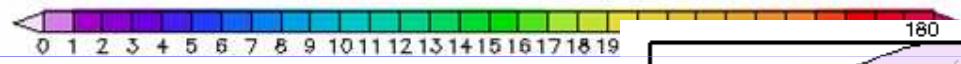
WeatherOnline





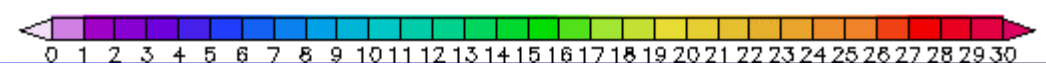
2007

SST Analysis 18.03.2007 00 GMT WeatherOnline



2008

SST Analysis 10.03.2008 00 GMT WeatherOnline

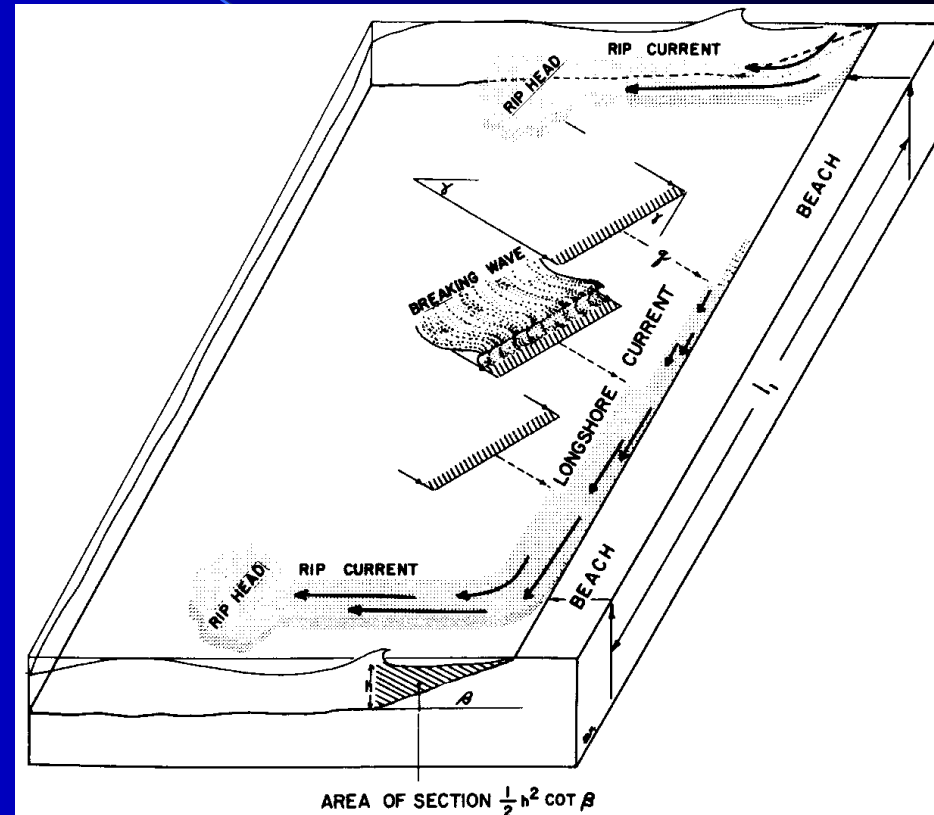


2014

## Le correnti nella zona del surf

Il moto ondoso in acqua profonda è accompagnato da un trasporto di massa, cioè da un riversamento d'acqua nella direzione di propagazione: esso aumenta quando le onde arrivano in acque basse vicino a costa. Se la direzione delle onde non è normale alla linea di costa, il rovesciamento ha una componente parallela alla costa, con il risultato di una corrente chiamata "*long-shore*".

La velocità di questa corrente, che si verifica quasi totalmente all'interno della zona del "surf" (zona compresa tra la linea di costa e il limite più esterno dei frangenti), aumenterebbe indefinitamente se non esistesse un flusso verso il largo, in punti separati e definiti, che costituisce quelle che sono chiamate le "correnti di risucchio" (*rip currents*).



## Le correnti nella zona del surf – Rip currents

L'acqua che è trasportata verso la costa dal surf è restituita verso il mare da correnti a carattere locale che hanno una direzione ad allontanarsi da costa.

Ci si può aspettare di incontrarle in ogni zona costiera aperta dove e quando si verificano dei fenomeni di frangenza.

Non vengono riscontrate più al largo di un miglio e generalmente hanno un'ampiezza di 30-40 m sottocosta, per aprirsi più o meno verso il largo.

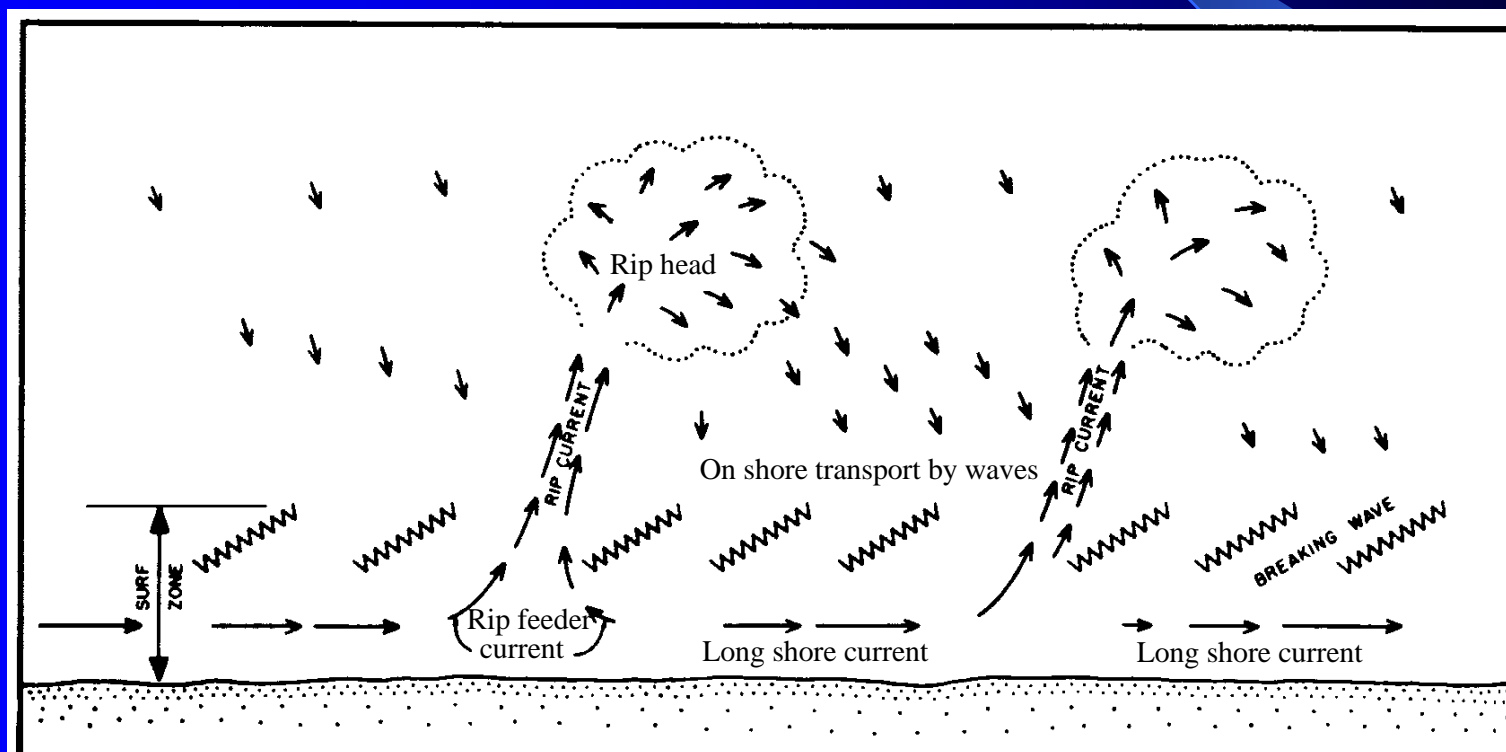
Sono dei fenomeni temporanei che si verificano solo in concomitanza con i frangenti e si esauriscono appena il surf si attenua, ma la loro velocità può essere considerevole, specialmente nelle strozzature sottocosta, arrivando anche a **1,5-2 nodi**.

Nella zona delle “*rip currents*”, le onde che si muovono in senso contrario, aumentano di ripidità, come succede con qualsiasi corrente contraria, ed in questo modo è possibile che esse frangano molto più al largo.

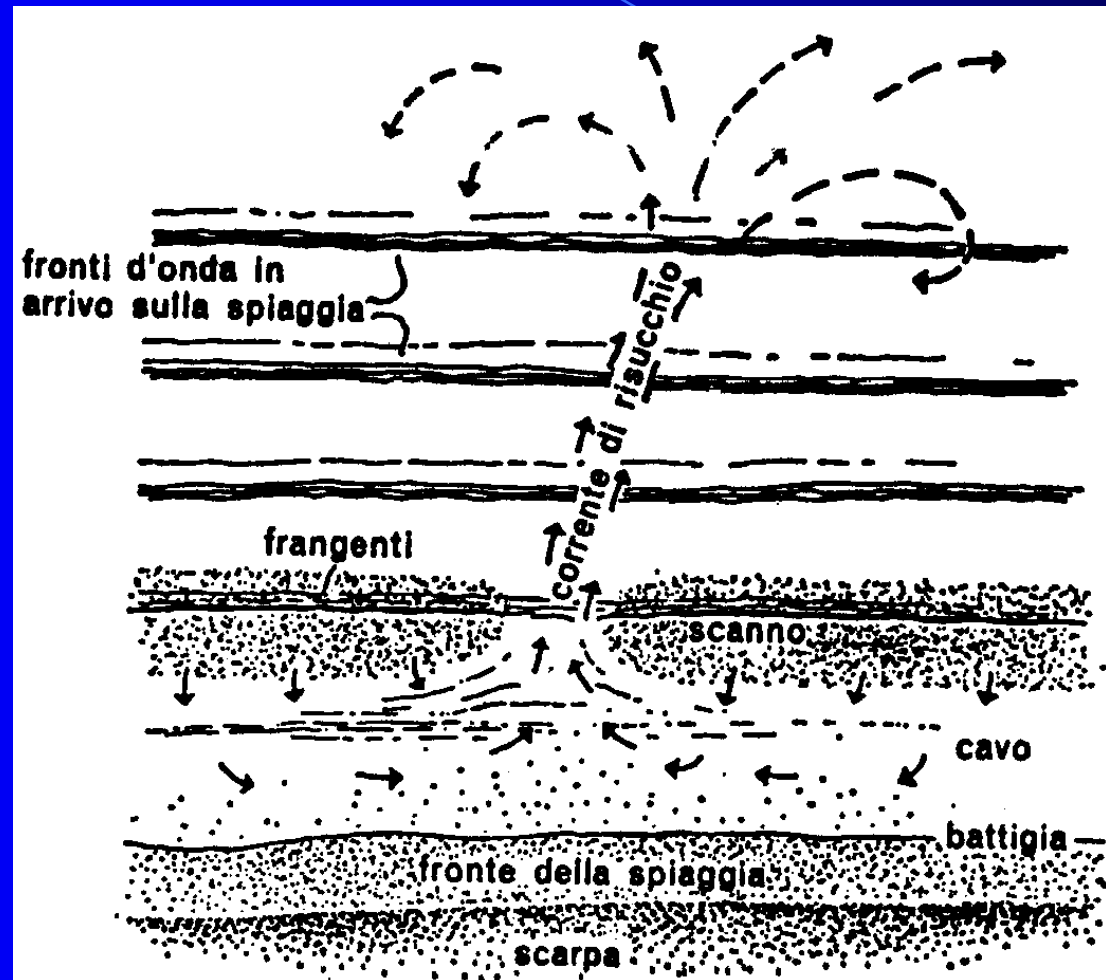
Una tale corrente può quindi essere causa di intervalli più o meno definiti nelle linee del surf quando queste sono una conseguenza di una regolare onda lunga; possono, d'altra parte, accentuare la natura tumultuosa ed irregolare di un surf che è provocato da un mare vivo e grosso.

## Le correnti nella zona del surf

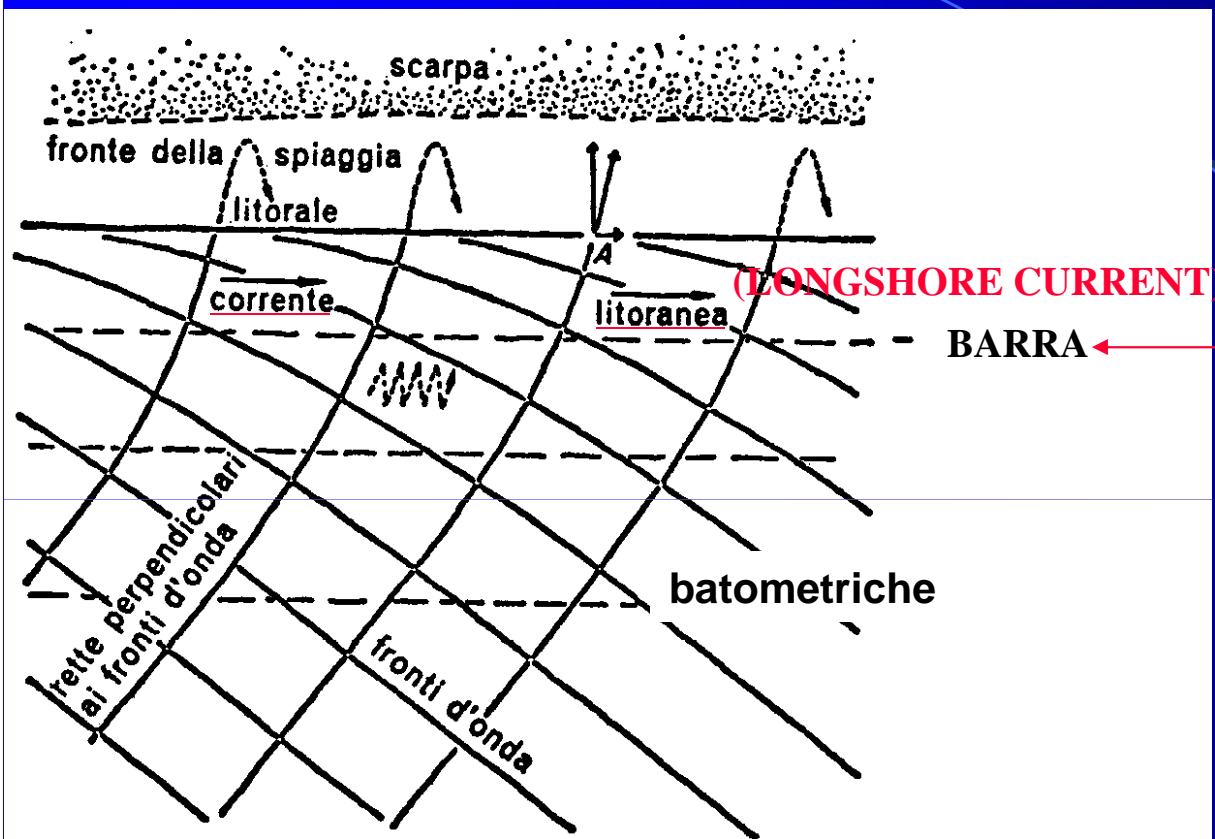
Il trasporto di acqua da parte del moto ondoso, il trasporto laterale lungo la costa da parte della "long-shore currents" ed il ritorno verso mare attraverso la zona del "surf" per mezzo delle "rip-currents", costituiscono un sistema di circolazione sottocosta.



# Le correnti nella zona del surf – Rip currents



## Le correnti nella zona del surf – Long shore currents



Le barre sono costituite di materiale strappato dalla spiaggia e trasportato verso il largo da mareggiate di una certa consistenza (per questo motivo esse sono più pronunciate durante i mesi invernali); 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.

Nel canale che si forma tra una barra e la linea di bassa marea, che può arrivare a profondità di 1,5-2 metri, si verificano correnti anche di forte intensità, chiamate "long-shore currents", appunto per la loro direzione che è parallela alla costa.

Trasportano grandi quantità di sabbia e sono particolarmente pronunciate quando le onde colpiscono la costa con una certa angolazione.



# La misura delle correnti

L'osservazione delle correnti può effettuarsi in due maniere fondamentalmente differenti: *criterio euleriano e lagrangiano*.

Nel primo caso si possono considerare le caratteristiche del movimento, spostamenti, velocità, accelerazioni, come caratteristiche del posto, analogamente a quanto si fa ad esempio con una misura di temperatura che abitualmente si riferisce a un dato posto e a un dato tempo. Essendo ad esempio la velocità  $V_c$  una caratteristica "locale" essa sarà considerata come una  $f(x, y, z, t)$ , propria di quel dato punto  $x, y, z$  e generalmente variabile nel tempo.

Nel secondo caso, *criterio lagrangiano*, la grandezza idrodinamica (velocità, accelerazione) è considerata una caratteristica legata alla singola particella in moto. A partire da una posizione iniziale, assunta per  $t = 0$ , la particella viene seguita nel suo spostamento.

Questi due differenti modi di vedere implicano non solo impostazioni analitiche differenti nella formulazione delle equazioni del moto, ma anche sistemi di misura differenti: a seconda della natura del problema da risolvere questo potrà essere inquadrato secondo un criterio o l'altro.

# La misura delle correnti

Per la misura di corrente viene probabilmente usata una quantità di strumenti maggiore che non per qualsiasi altro campo dell'oceanografia; questi strumenti variano dalla semplicissima bottiglia al più sofisticato strumento elettronico. Gli strumenti per la misura della corrente possono essere divisi in quattro grandi categorie:

- galleggianti (traccianti, galleggianti in superficie e in quota)
- fissi (su strutture solidali con il terreno o sul fondo)
- montati su navi (operativi con nave in moto)
- ormeggiati (catene correntometriche)

# Masse d'acqua e variabilità oceanografica

Temperatura e salinità sono le principali variabili che caratterizzano e differenziano le masse d'acqua oceaniche. Si pensi ad esempio alla differenza tra le acque polari, molto fredde e poco salate, e quelle del mar Mediterraneo, calde e molto salate.

La temperatura è una delle variabili più importanti in quanto la conoscenza della sua distribuzione sulla superficie marina ed entro la massa d'acqua offre la possibilità di eseguire calcoli dinamici, di studiare le condizioni climatiche e, in particolare, permette di fare previsioni sulla propagazione acustica.

Il campo di variabilità della temperatura è compreso tra i  $-2^{\circ}\text{C}$  delle zone polari ed i  $+43^{\circ}\text{C}$  del Mar Rosso settentrionale. Lo stato termico è variabile nello spazio e nel tempo ed il gradiente termico ha una variazione ciclica stagionale, dipendente sia dalla latitudine che dalla profondità. La temperatura dipende:

- dagli scambi di calore che hanno luogo nella superficie marina ed entro i primi 10 metri sottostanti,
- al mescolamento operato dalle correnti superficiali,
- dalla risorgenza di acque profonde,
- dalla subsidenza di acque superficiali,
- dal moto ondoso.

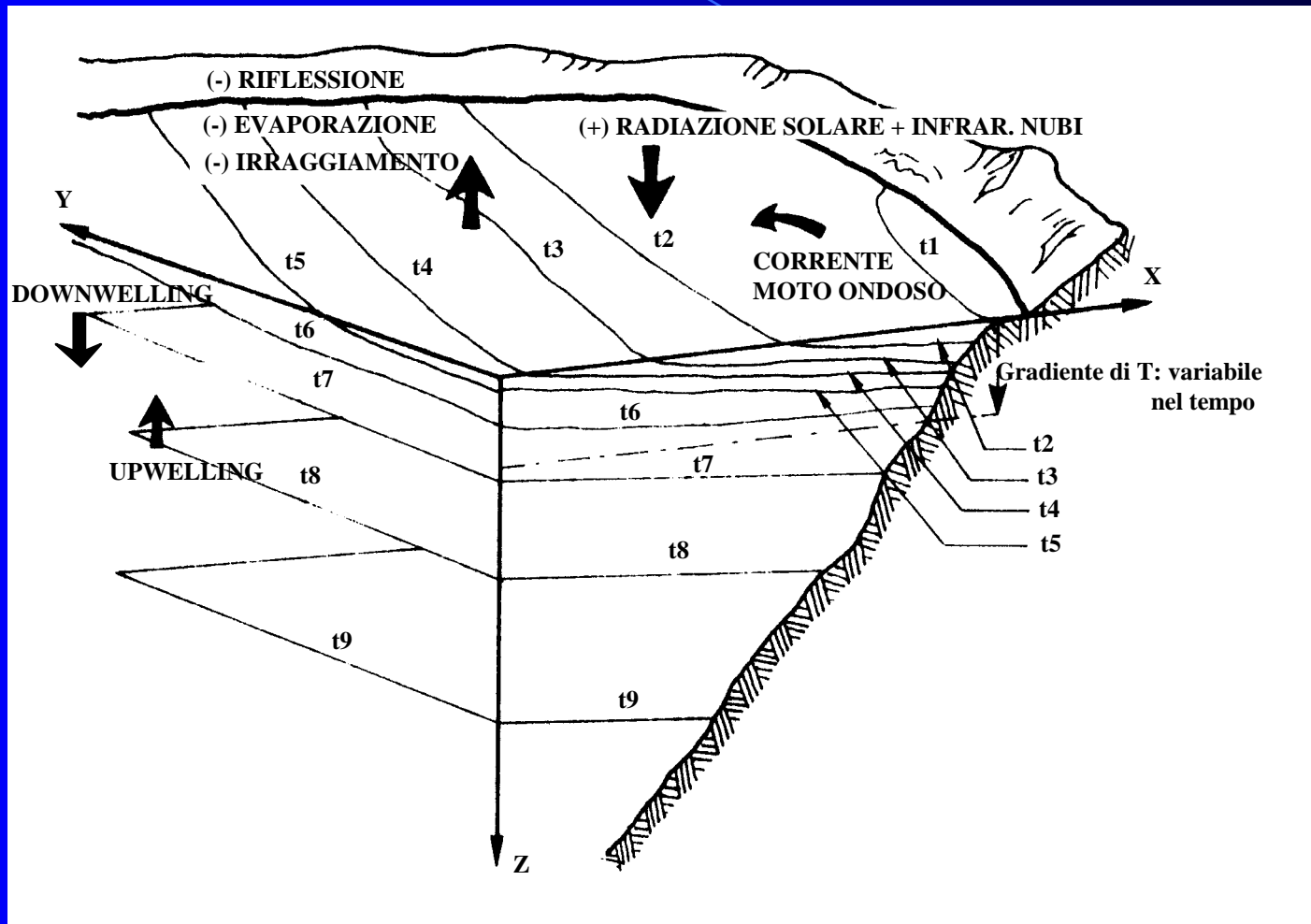
La dispersione del calore verso le acque profonde **avviene prevalentemente per trasporto (più o meno turbolento) e in misura trascurabile per conduzione termica**. Ciò é dovuto al basso valore del coefficiente di conducibilità termica dell'acqua di mare ( $0,54 \text{ Cal.ora}^{-1}\text{m}^{-1}\text{°C}^{-1}$ ).

La turbolenza creata dal moto ondoso agisce in modo determinante entro i primi 40-50 metri ove nella stagione calda si verificano sensibili modificazioni del gradiente termico che condizionano in vario modo la propagazione acustica.

È necessario inoltre tenere presente l'inerzia termica delle masse di acqua dovuta al forte valore del calore specifico medio (*acqua*  $0,94 \text{ Cal. Kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$ ; *aria*: 0,241; *terreno*: 0,3).

Tale caratteristica fa sì che si abbiano, a parità di latitudine, importanti differenze climatiche costiere in relazione alle correnti di superficie ed uno sfasamento stagionale dei minimi e massimi di temperatura superficiale del mare rispetto a quelli delle terre emerse.





Nelle rilevazioni sistematiche di temperatura su aree estese si hanno significativi dati stagionali nelle seguenti epoche (riferite alle stagioni dell'emisfero boreale):

- fine febbraio: temperatura minima invernale
- fine maggio: condizioni primaverili
- fine agosto: temperature massime estive
- fine novembre: condizioni autunnali.

Nel processo di riscaldamento intervengono le seguenti variabili:

- la declinazione del Sole;
- la copertura del cielo e tipo di nubi;
- la forza del vento (che causa maggiore o minore evaporazione);
- la torbidità;
- la presenza di ghiacci;
- lo stato del mare (variazione dei coefficienti di riflessione e assorbimento)
- la forma e la grandezza del bacino o mare, la geomorfologia locale.

La rappresentazione grafica della distribuzione media annuale stagionale, o diurna delle temperature viene fatta mediante "isoterme di superficie", "isotermobate" e diagrammi cartesiani temperatura-profondità ( $T-z$ ).

## Bilancio termico

### Provocano aumento di calore:

$Q_s$  = radiazione del sole (99,9%); in media circa 100.000 calorie per  $\text{cm}^2$  all'anno e, secondariamente (0,1%):

- calore geotermico proveniente dal fondo
- calore proveniente dalla dissipazione di energia ad opera di moto ondoso, correnti, maree
- processi chimici e biologici
- convezione dall'atmosfera
- precipitazioni

Per quanto concerne l'irraggiamento solare, l'assorbimento di calore avviene per circa il 60% entro il primo metro di acqua e prosegue con legge esponenziale:

$$I_z = I_0 \cdot e^{-Kz}$$

Il calore  $Q_s$  ricevuto per irraggiamento solare è pari a:

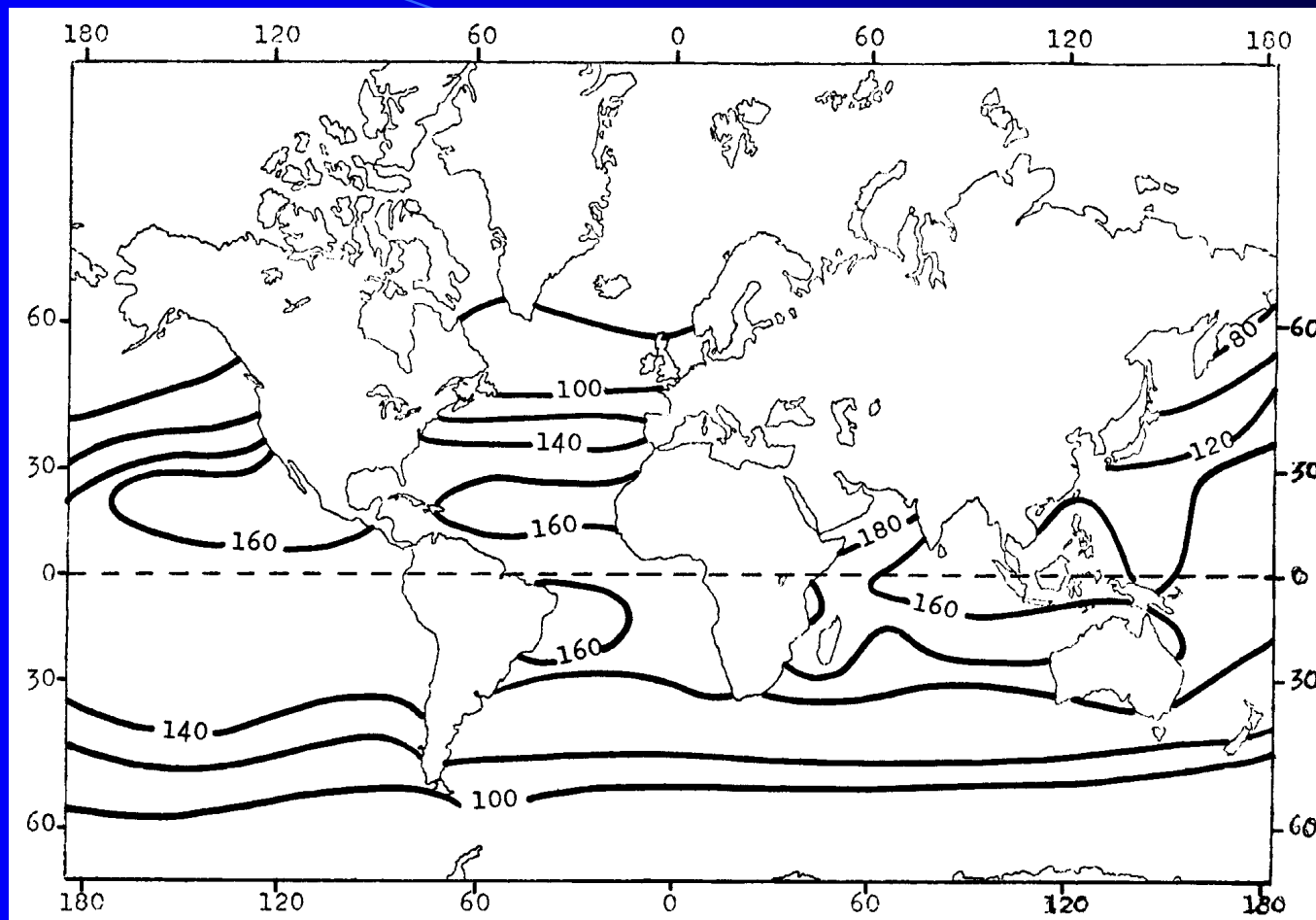
$$Q_s = (Q + q) \cdot (1 - \alpha)$$

dove

$Q$  è la radiazione solare diretta

$q$  è la radiazione dal cielo

$\alpha$  è l'albedo (0,4 in media sulle superfici oceaniche), cioè la frazione di radiazione riflessa dalla superficie



**Valore medio annuale di  $(Q+q)$  in chilocalorie per  $\text{cm}^2$  per anno**

## Provocano diminuzione di calore:

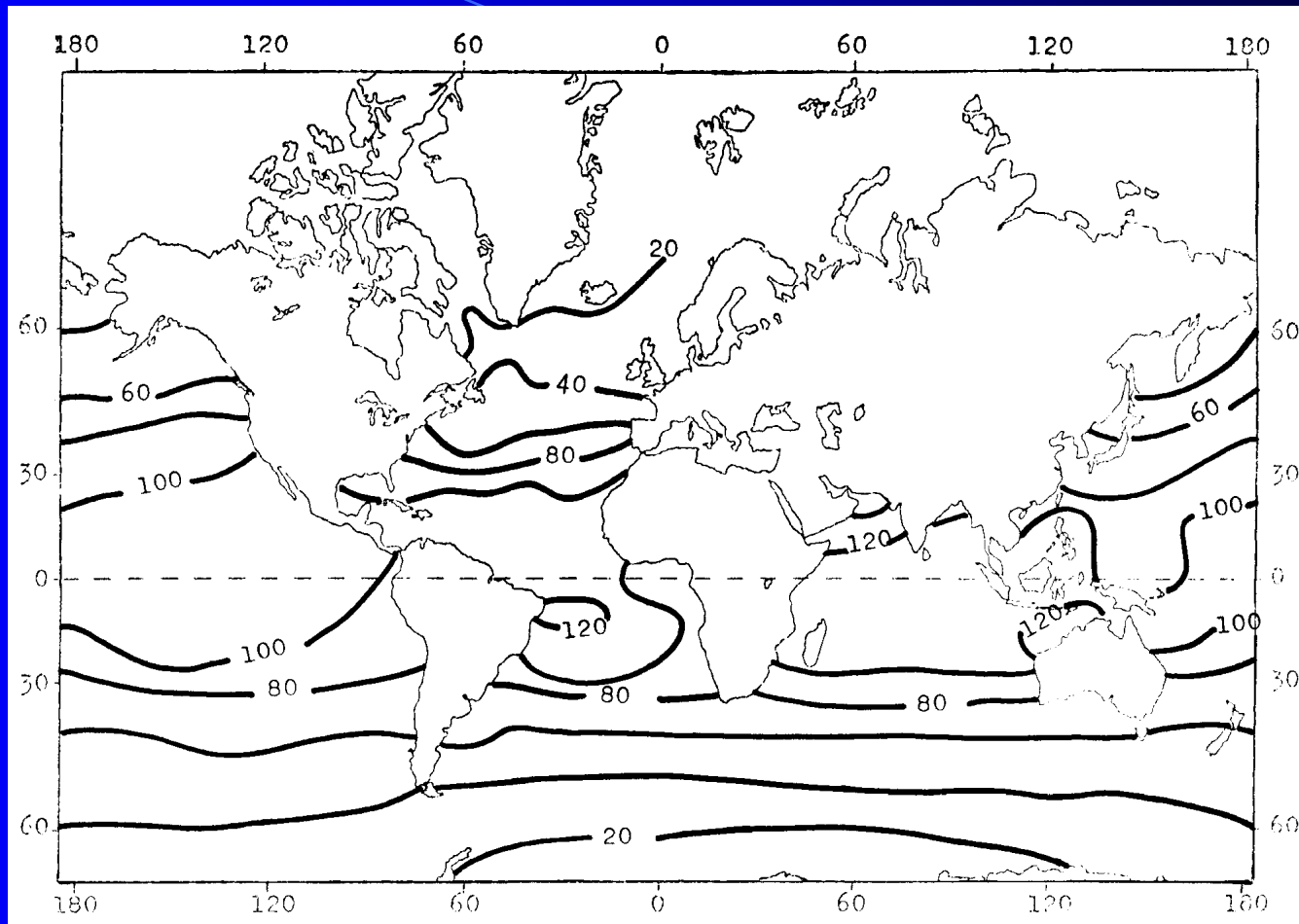
$Q_b$  = reirradiazione dal mare (40%)

$Q_H$  = convezione dall'oceano all'atmosfera (5%)

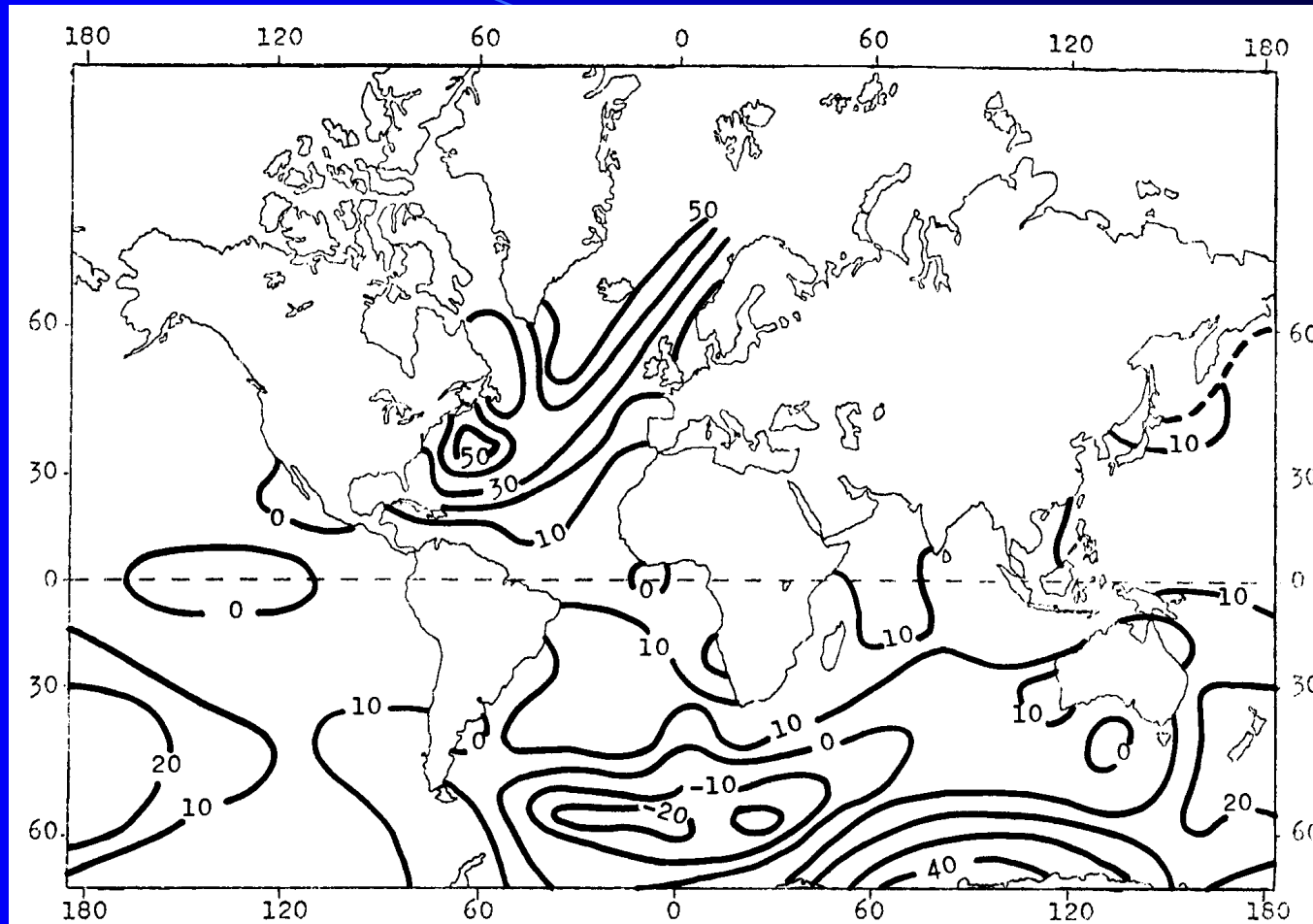
$Q_e$  = evaporazione (55%); evapora in media 1 metro d'acqua ogni anno pari alla sottrazione di 55.400 calorie per  $\text{cm}^2$  all'anno.

I numeri tra parentesi indicano il contributo in percentuale.





**Bilancio medio annuale di radiazione:  $Q_s=Q-Q_b$**



## Perdite per convezione $Q_H$

## Evaporazione

$$E = (0,26 + 0,077 \cdot W) \cdot (0,98 \cdot e_W - e_a)$$

dove:

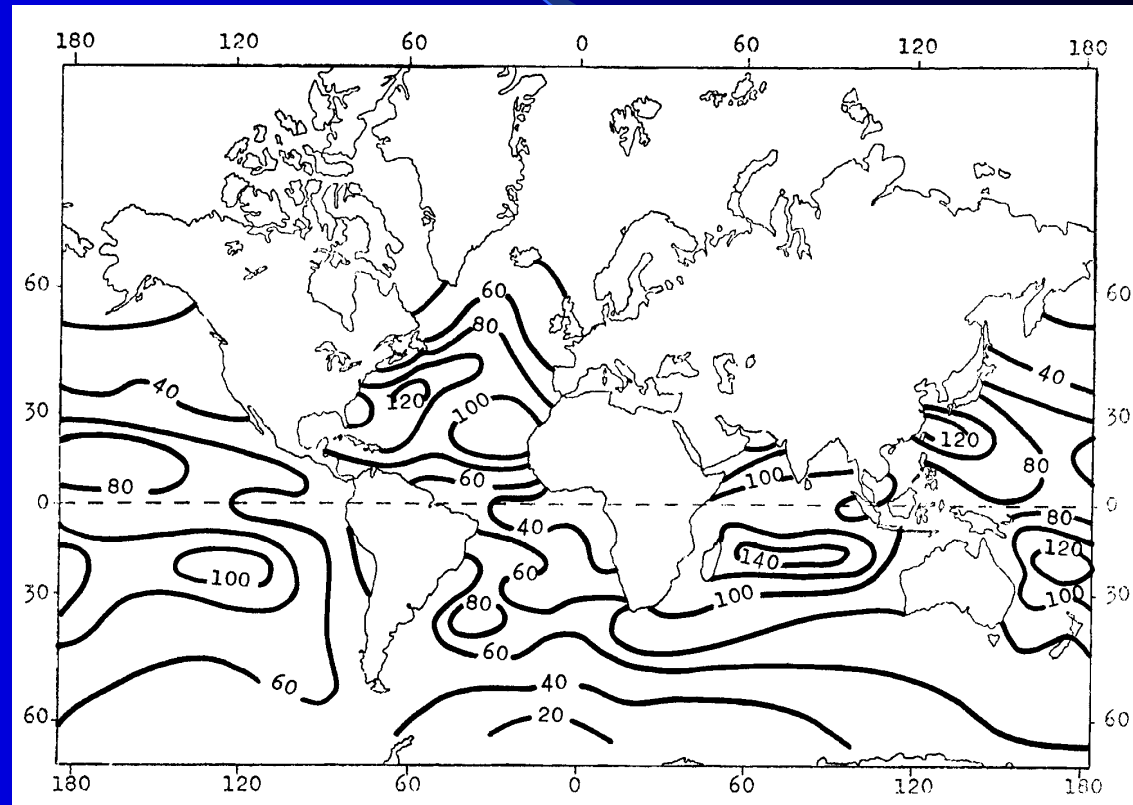
$E$  è espresso in millimetri

$W$  = velocità del vento in nodi

$e_w$  = tensione di vapore alla temperatura dell'acqua

$e_a$  = tensione di vapore alla temperatura dell'aria

**In media evaporano 100 cm di acqua all'anno su tutta la superficie oceanica**



**Perdite per evaporazione  $Q_e$**

Il bilancio termico complessivo degli oceani, esteso a tutto il globo e nel periodo di un anno è:

$$Q_s = (Q + q) \cdot (1 - \alpha) = Q_H + Q_e$$

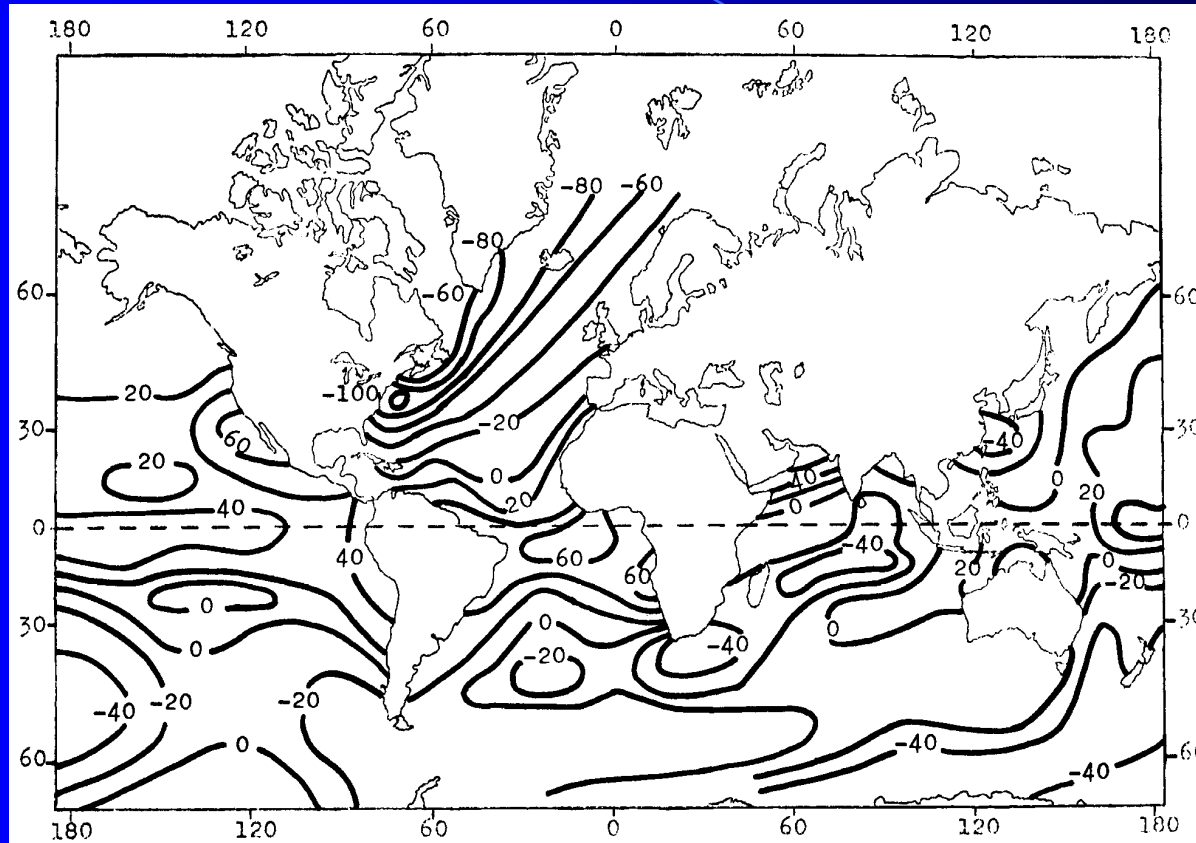
Tale fatto è anche suffragato da numerosi studi che dimostrano come in tal caso, in media, la temperatura delle acque oceaniche rimanga costante.

A seconda della zona considerata e del periodo di tempo considerato nell'arco dell'anno il bilancio può essere negativo (zone polari, inverno) o positivo (basse latitudini, estate).

In questo caso l'equazione del bilancio termico diventa:

$$(Q + q) \cdot (1 - \alpha) + Q_v = Q_H + Q_e$$

( $Q_v$  = quantità di calore trasportata da correnti e/o dai processi di rimescolamento)



**Media annua del trasporto di calore  $Q_v$ .**



## Stima del riscaldamento di una massa d'acqua

Condizioni :

- vento 10-15 nodi;
- atlantico, medie latitudini, 30-40°N, primavera inoltrata (mezza stagione);
- assenza di nuvole;
- $Q_s = 110.000$  calorie per  $\text{cm}^2$  all'anno
- $Q_s =$  circa 300 calorie per  $\text{cm}^2$  al giorno
- Evaporazione circa 3 mm giorno (- 180 calorie per  $\text{cm}^2$  al giorno)

Nella colonna d'acqua “penetrano”, in un giorno, circa 120 calorie (per  $\text{cm}^2$ )

Poiché  $I_z = I_0 \cdot e^{-Kz}$  si ha che:

z	% di calore assorbito alla profondità z	corrispondenti a calorie	$\Delta T$ (teorica)
0,01 mm	0,6		
0,1	4,8	5,76	
1 cm	27,0	32,4	+32,4 °C
10 cm	45,1	54	+5,4 °C
100 cm	64,1	77	+0,77 °C
10 metri	81,8	98	+0,0098 °C
100 metri	98,6	circa 120	

## Stima del riscaldamento di una massa d'acqua

Considerando che, in effetti, parte del calore accumulato viene ceduto per convezione si nota come l'aumento di temperatura del primo metro d'acqua sia molto piccolo.

**L'aumento di temperatura sarà relativamente più cospicuo d'estate (giorno più lungo della notte: maggior irraggiamento solare e minor perdite per reirraggiamento e si avrà invece una diminuzione di temperatura d'inverno.**

Teoricamente, nella colonna d'acqua, dovremmo avere uno straterello caldissimo in superficie. Il calore accumulatosi, in effetti, si propaga negli strati inferiori per opera del *moto turbolento delle particelle d'acqua*.

Per sola conducibilità termica il calore si propagherebbe assai lentamente. Una improvvisa variazione di temperatura superficiale ( $T_s$ ) impiegherebbe:

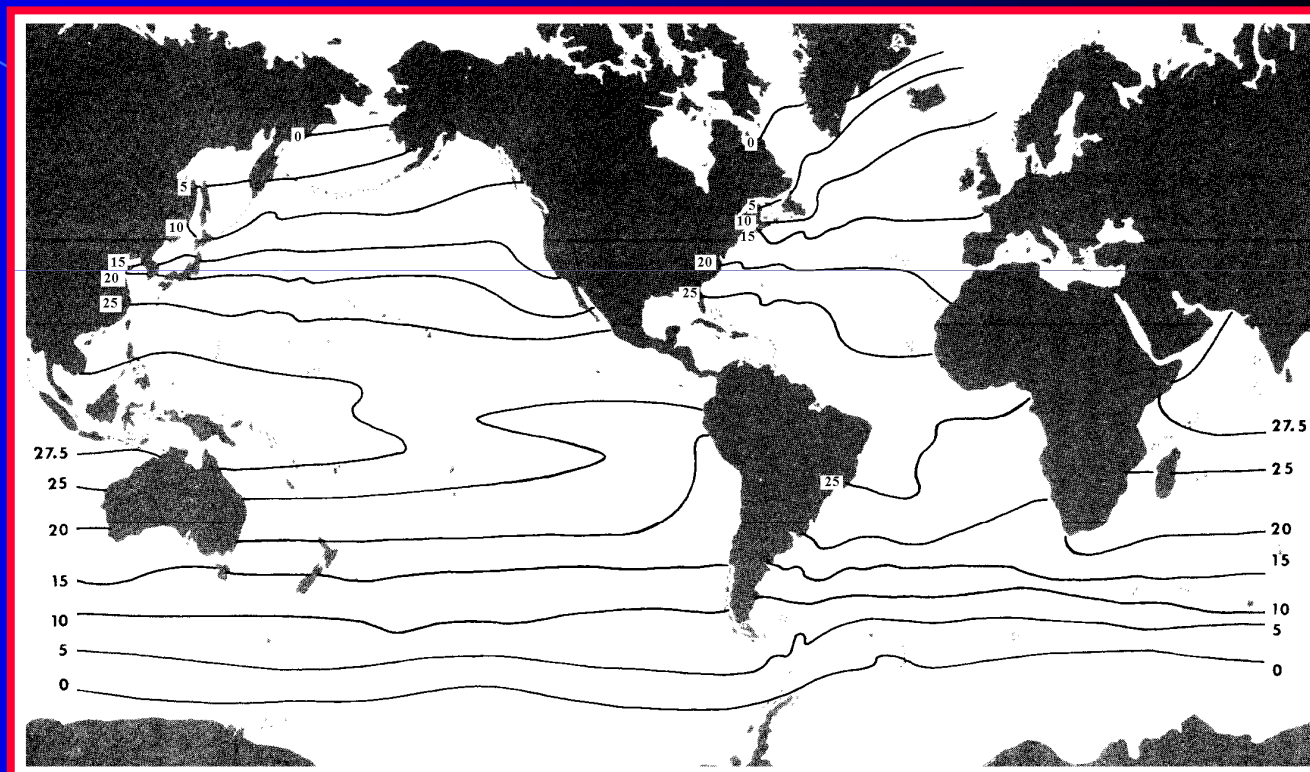
Tempo * (anni)	Profondità (metri)
0,25 per arrivare a	1
27	10
665	50
2.660	100
66.500	500
250.000	1.000
9.000.000	5.000

\* Tempo necessario per raggiungere la metà della variazione superficiale

## Temperatura superficiale, $T_s$

La  $T_s$ , in una ristretta zona, ha variazioni di diversa entità dipendenti dal tempo; é possibile individuare tre cicli:

- diurno (con escursioni piccole)
- mensile
- stagionale



## Temperatura superficiale - Medie

Ts media Pacifico: 19°C

Ts media Atlantico e Indiano: 11 °C

Ts media emisfero nord: 19°C

Ts media emisfero sud: 16°C

Ai tropici:  $T_s > 25^\circ\text{C}$

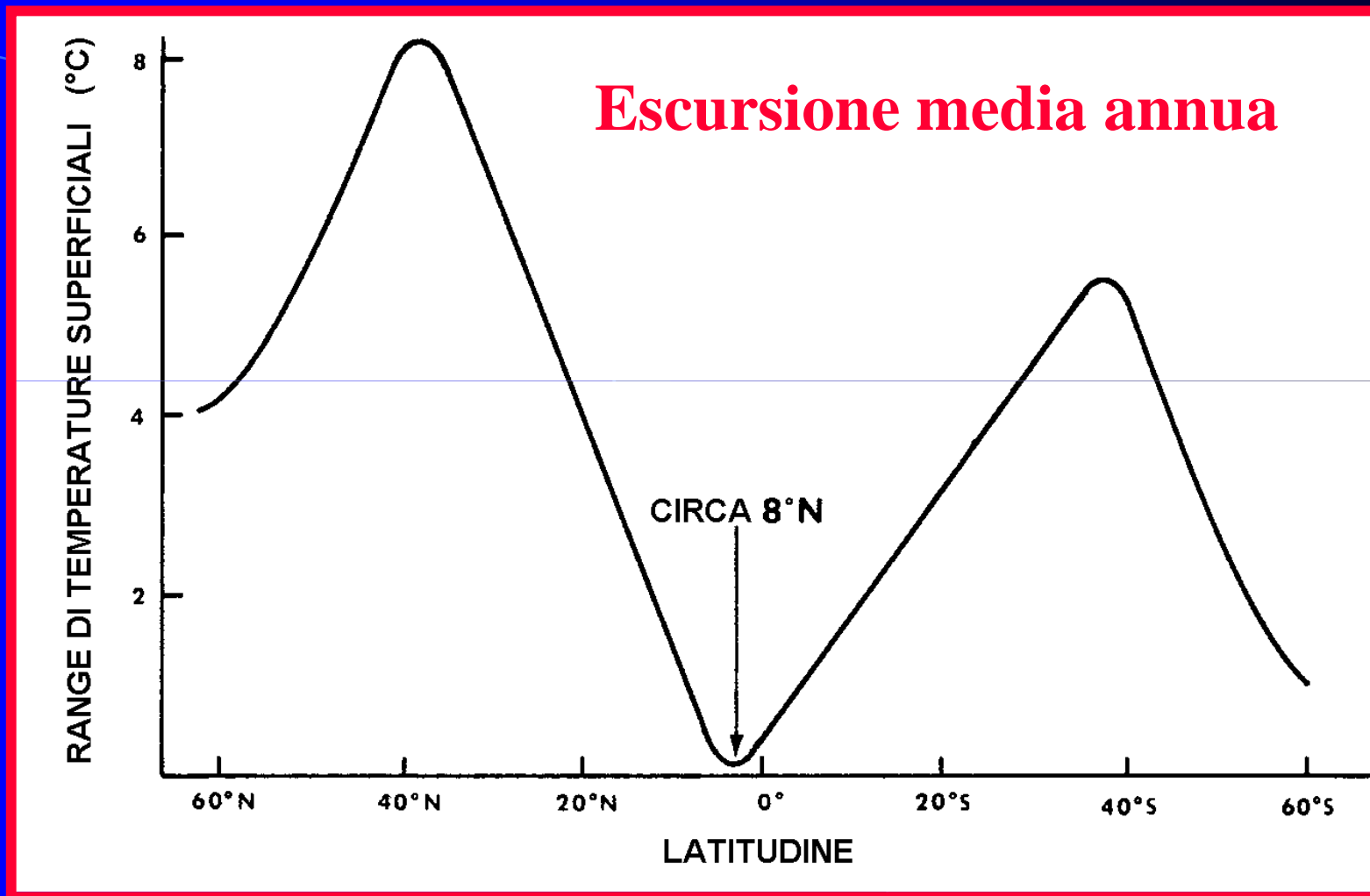
## Temperatura superficiale - Escursioni annue

A titolo di esempio si indicano i valori medi delle escursioni termiche superficiali annue in alcuni mari:

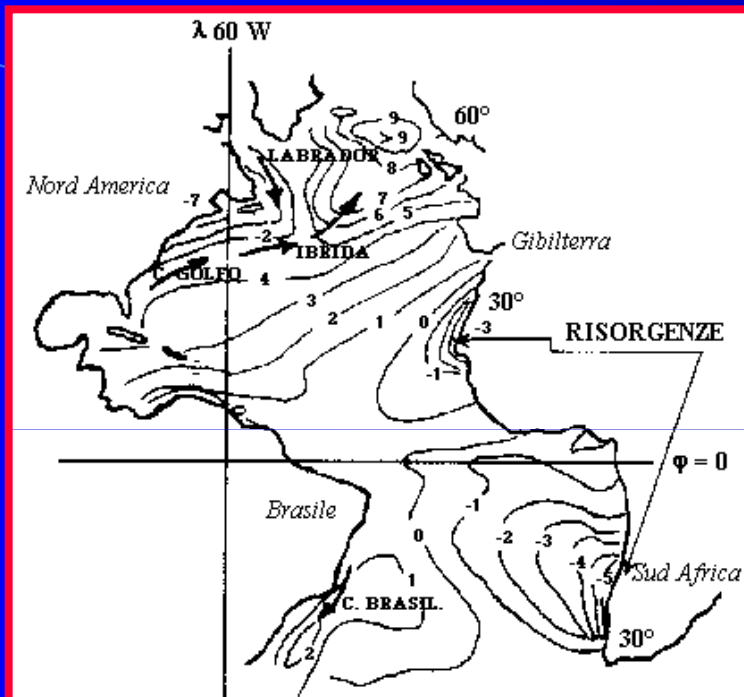
- 15°C le acque costiere del Giappone e del New England
- 7°C le acque costiere della California e del Nord Europa
- 10÷12°C Canale della Manica e Mar Tirreno settentrionale
- 24°C le acque del Mar Nero



# Temperatura superficiale

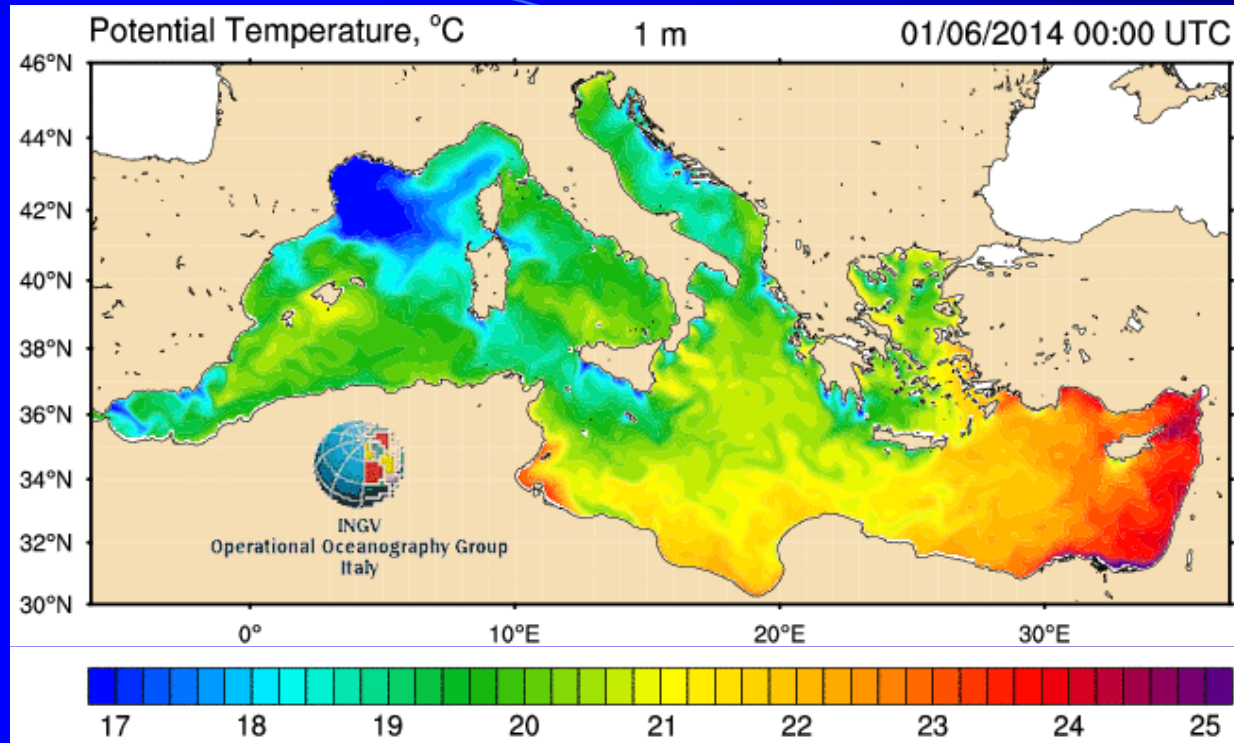


# Temperatura superficiale



Utilizzate per  
evidenziare  
correnti calde  
o fredde e  
fenomeni di  
risorgenza

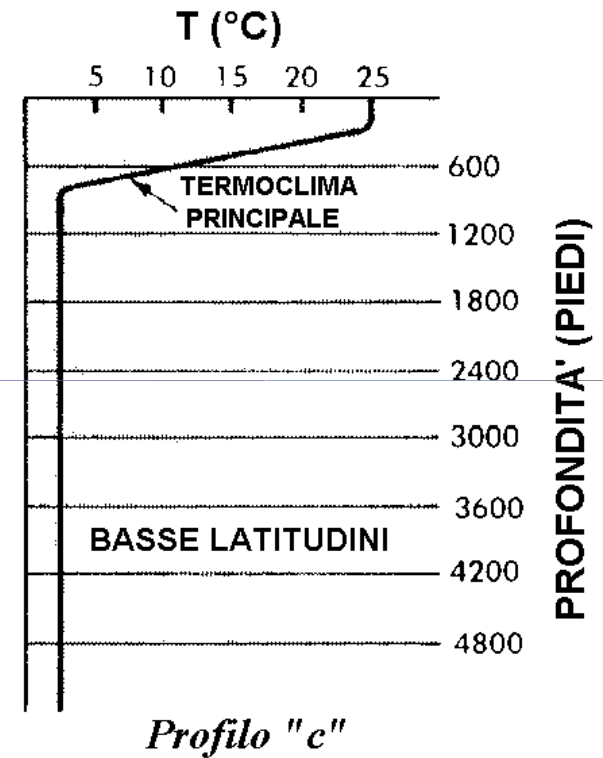
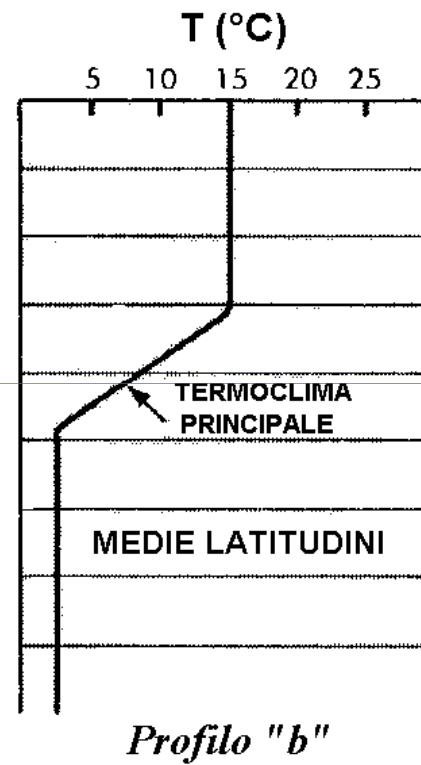
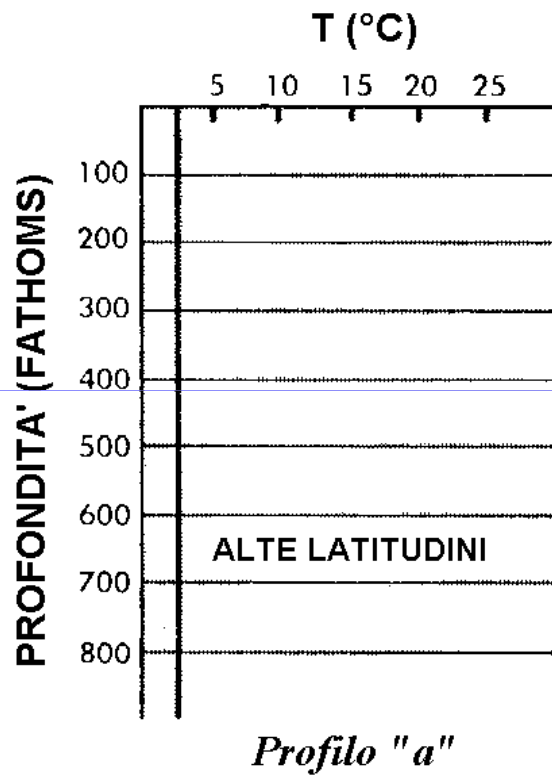
Isoanomale di temperatura: scarto  
rispetto alle isoterme medie



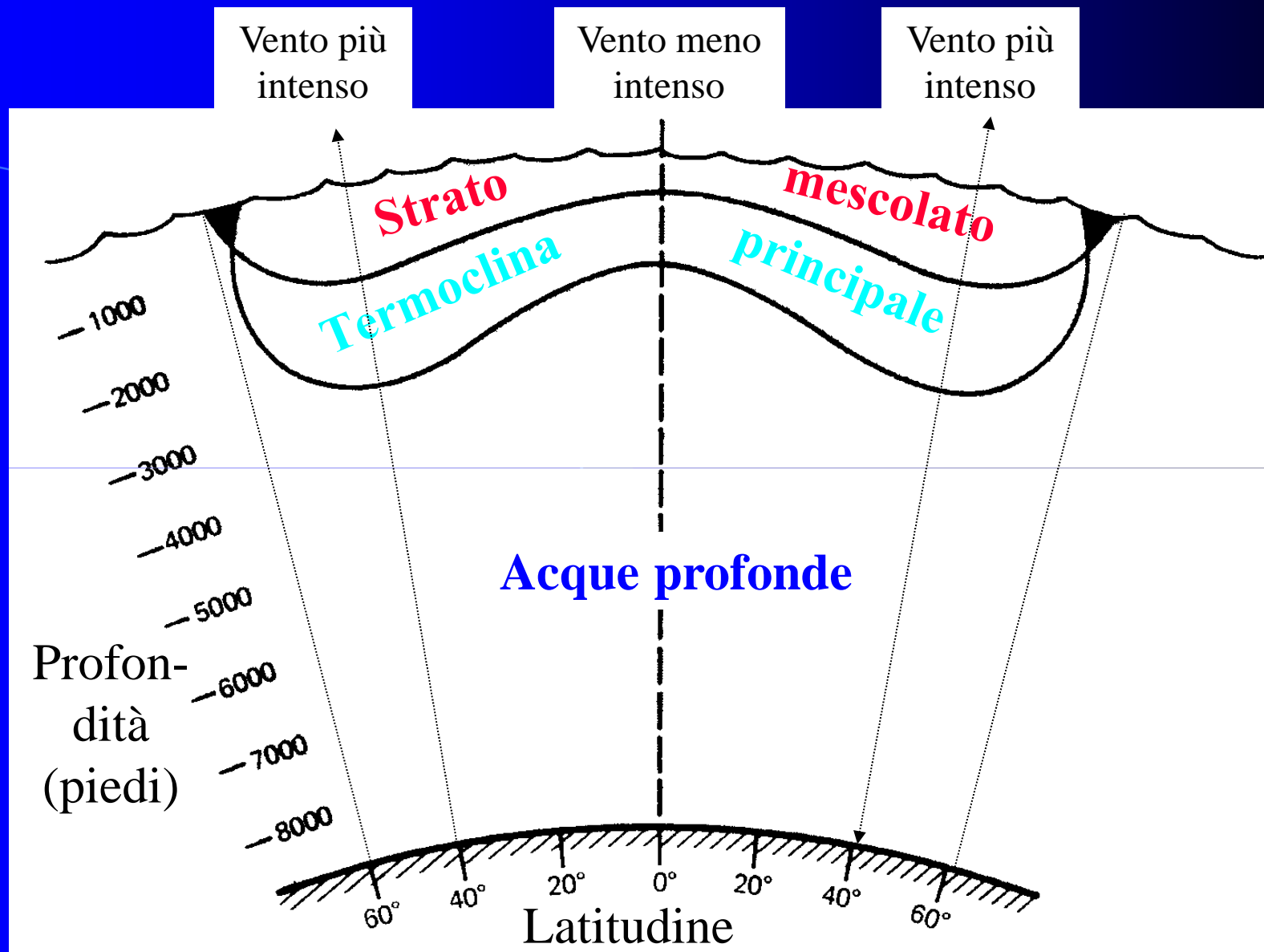
Temperatura  
prevista domani nel  
Mediterraneo

Temperatura nel  
Mediterraneo, ultimi 8 giorni  
circa

# Temperatura in profondità



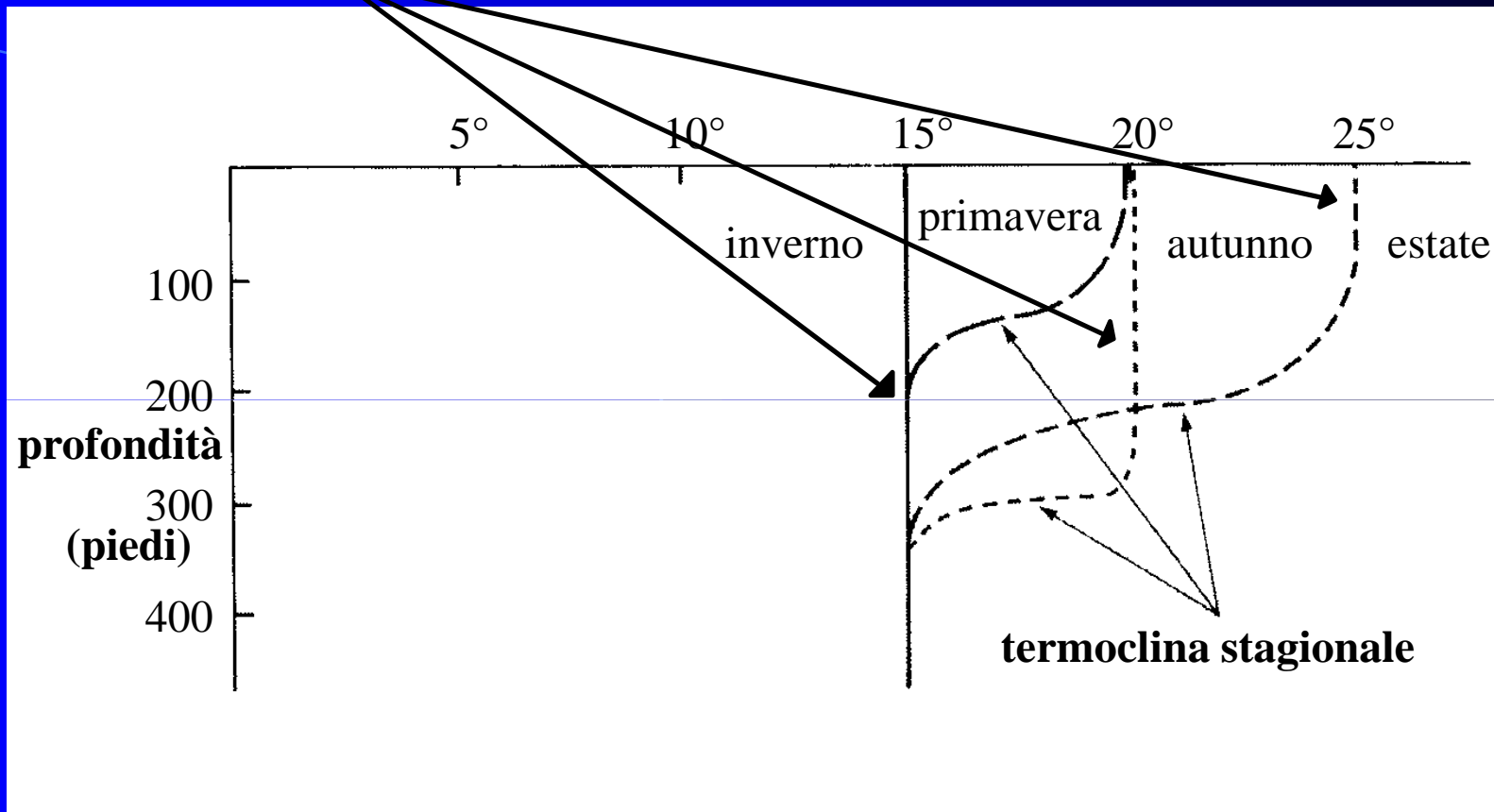
# Temperatura in profondità – Modello globale





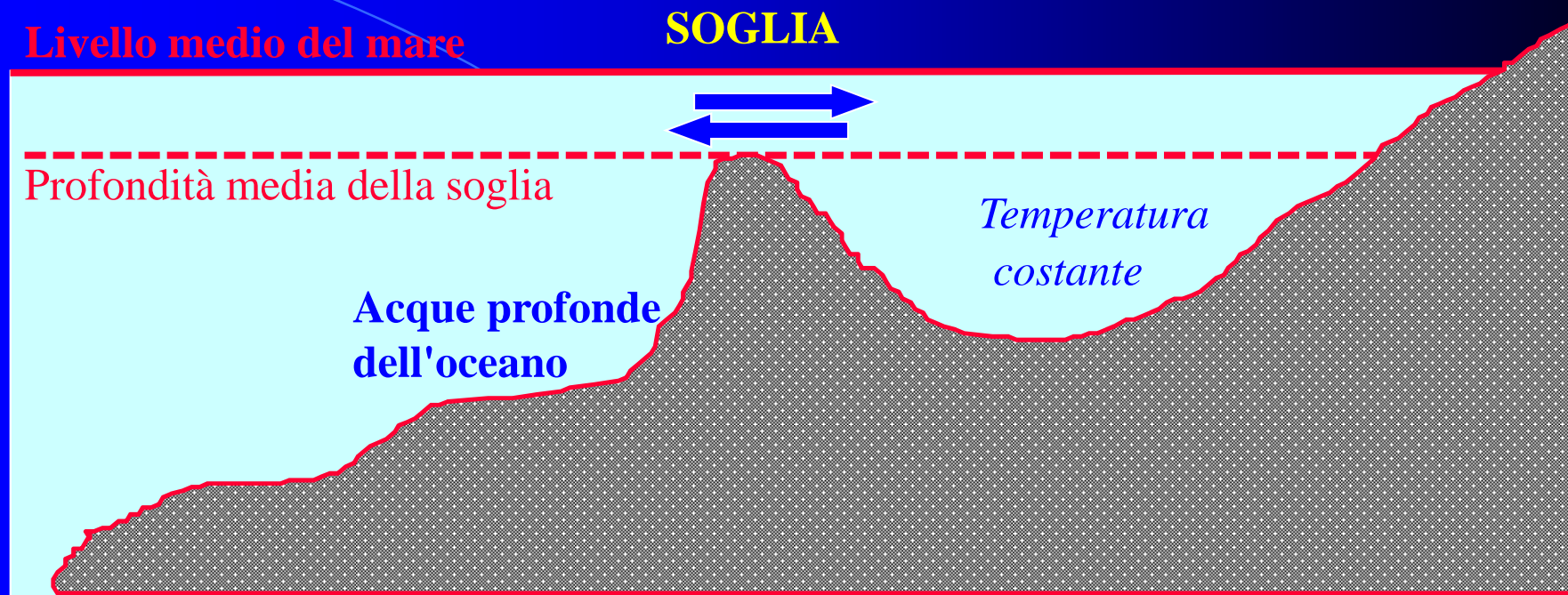
# Temperatura in profondità – Variabilità stagionale

strato mescolato



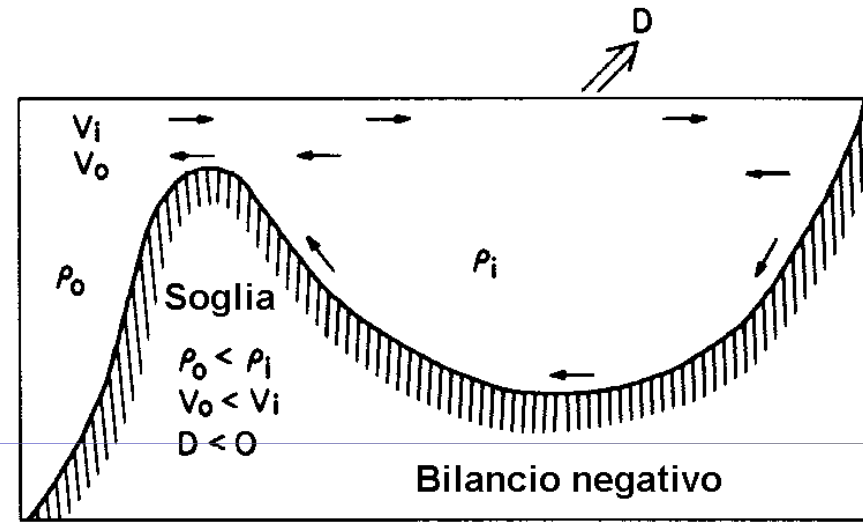
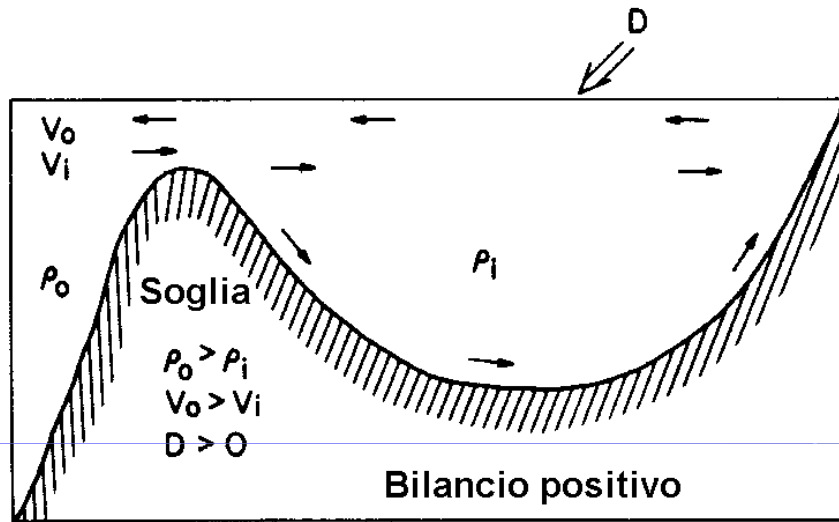
**Struttura termica acque superficiali  
(variabile con le stagioni alle medie-basse latitudini)**

# Temperatura in profondità – Effetto soglia



Effetto soglia

# Temperatura in profondità

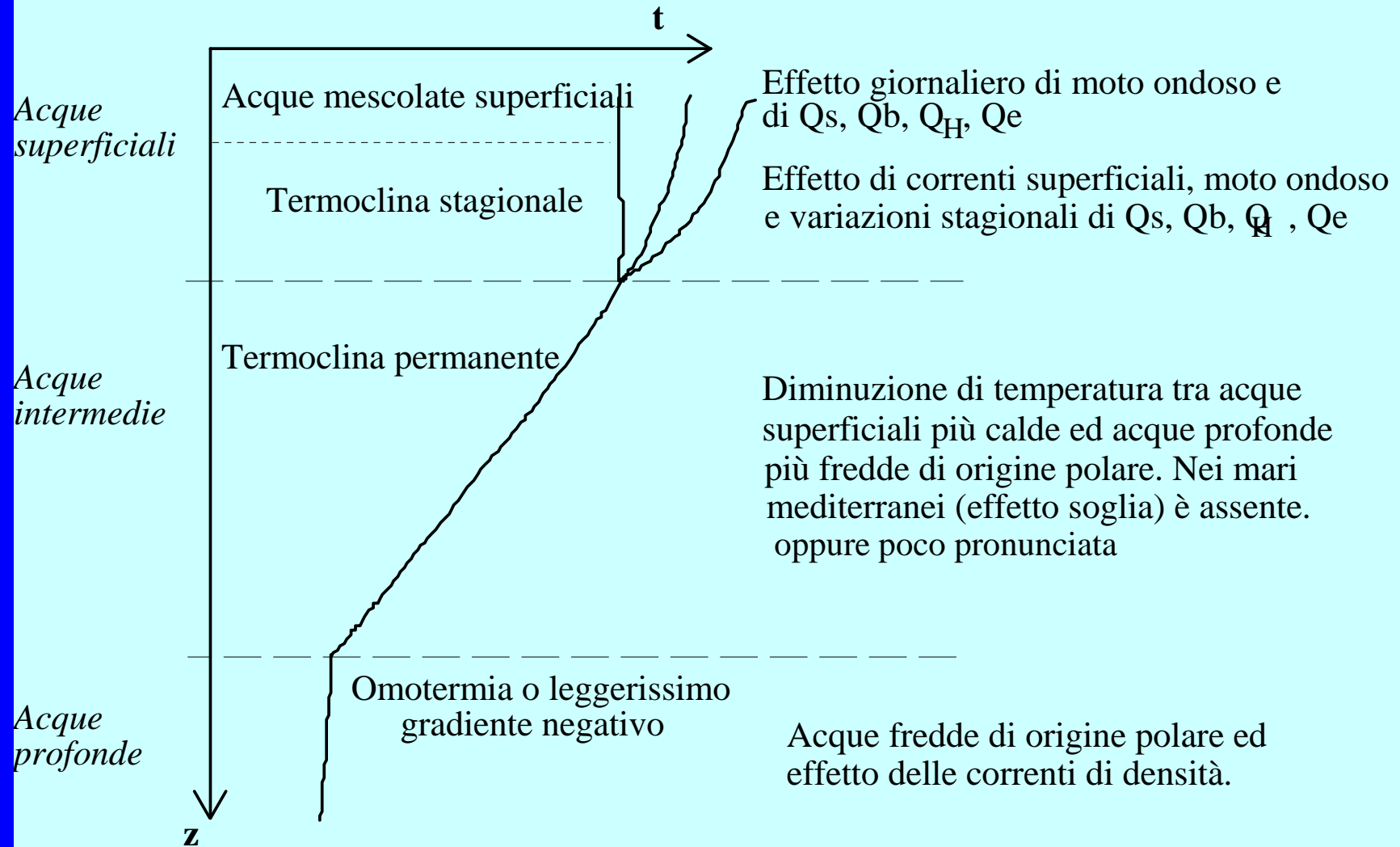


$D > 0$  *bilancio positivo*; l'apporto fluviale e le precipitazioni sono maggiori dell'evaporazione; si crea un surplus di acqua nel bacino (esempio del Mar Nero nei confronti del Mar di Marmara-Mar Mediterraneo).

$D < 0$  *bilancio negativo*; l'apporto fluviale e le precipitazioni sono minori dell'evaporazione; si crea un deficit di acqua nel bacino (esempio del Mar Mediterraneo nei confronti dell'Atlantico).

# Temperatura in profondità

## Fattori che influenzano il profilo verticale della temperatura



## Misura della temperatura

**La temperatura viene misurata, per convenzione internazionale, in gradi centigradi.**

**A causa della (relativamente) recente entrata in vigore di questa convenzione è possibile avere a che fare con dati di temperatura espressi in Fahrenheit (negli U.S.A. è ancora utilizzato il °F !!!).**

**Per la misura della temperatura si utilizzano vari fenomeni fisici tra i quali:**

- variazione del volume occupato da particolari liquidi (ad esempio il mercurio)**
- variazione della resistenza elettrica di un conduttore (metallo o semiconduttore)**
- variazione della radiazione infrarossa**

## Misura della temperatura

La misura della *temperatura superficiale* può essere effettuata con:

- Metodo del “secchio tuffato” e misura con termometro (a mercurio)
- Radiometro a raggi infrarossi
- Satelliti per l'oceanografia o la meteorologia

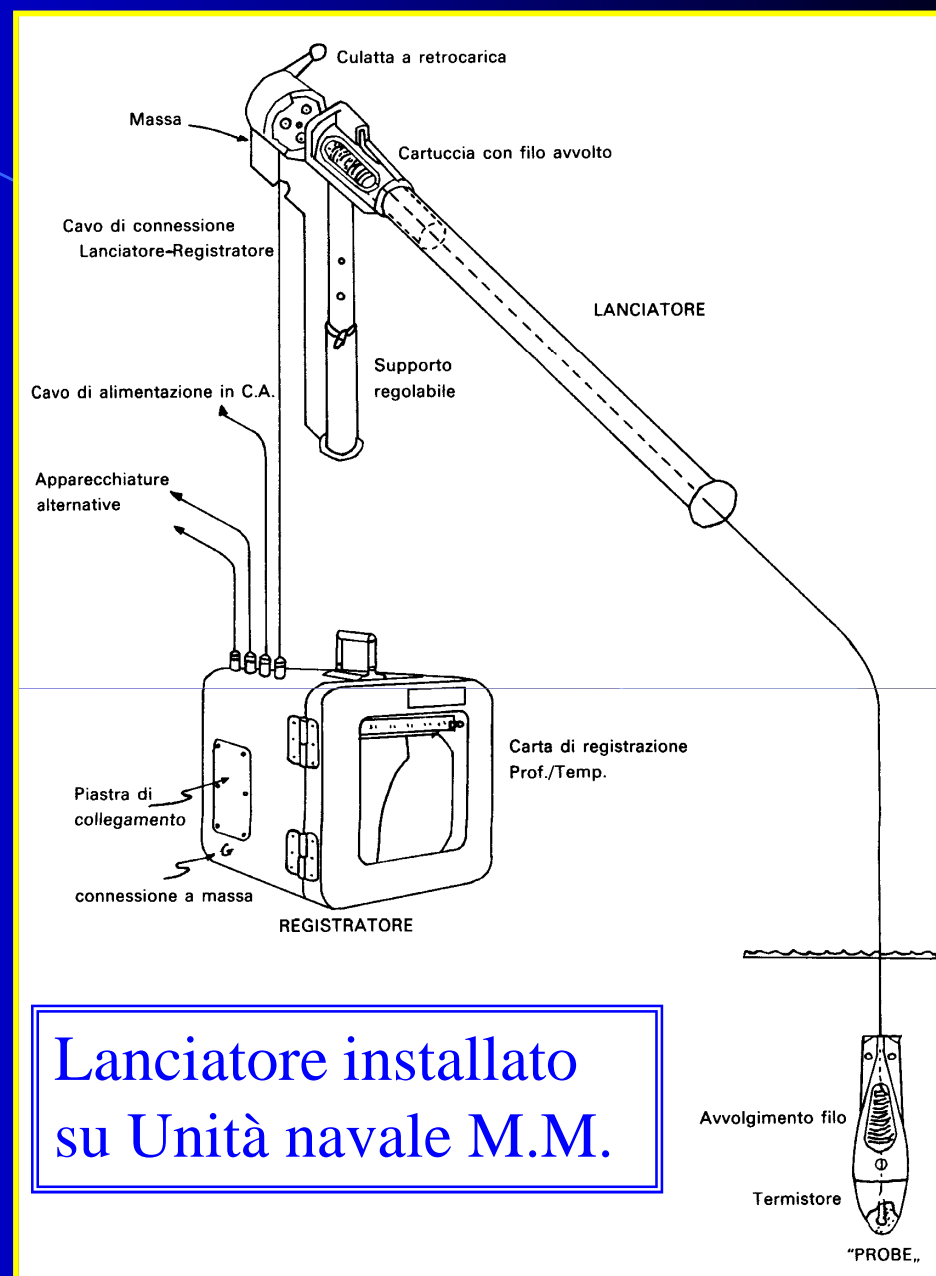
In *profondità* la temperatura può essere misurata con:

- Termometri a mercurio a rovesciamento (obsoleti)
- Sistemi XBT
- Batisonde (CTD/TDS)
- Altri sistemi specialistici



# Sistema XBT

- **XBT = Expendable Bathy Thermograph;**
- **effettua una misura di temperatura con sonda a perdere di basso costo;**
- **sono installati su navi, aerei e smg;**
- **esistono lanciatori automatici e a mano;**
- **le sonde raggiungono profondità di 450 o 1.500 metri;**
- **La registrazione dei dati può essere analogica eo digitale.**



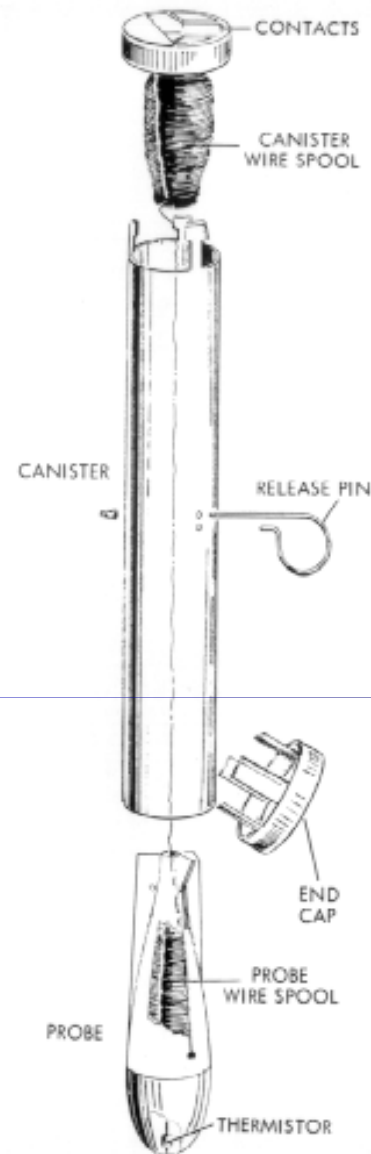
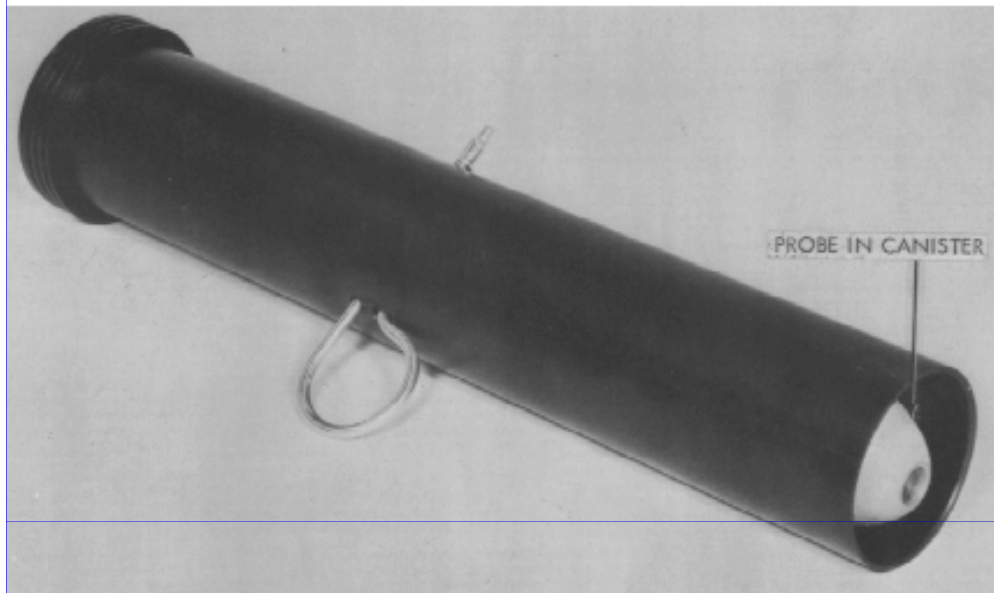


Fig. 1: XBT diagrams: Bathythermograph (probe) and exploded view.

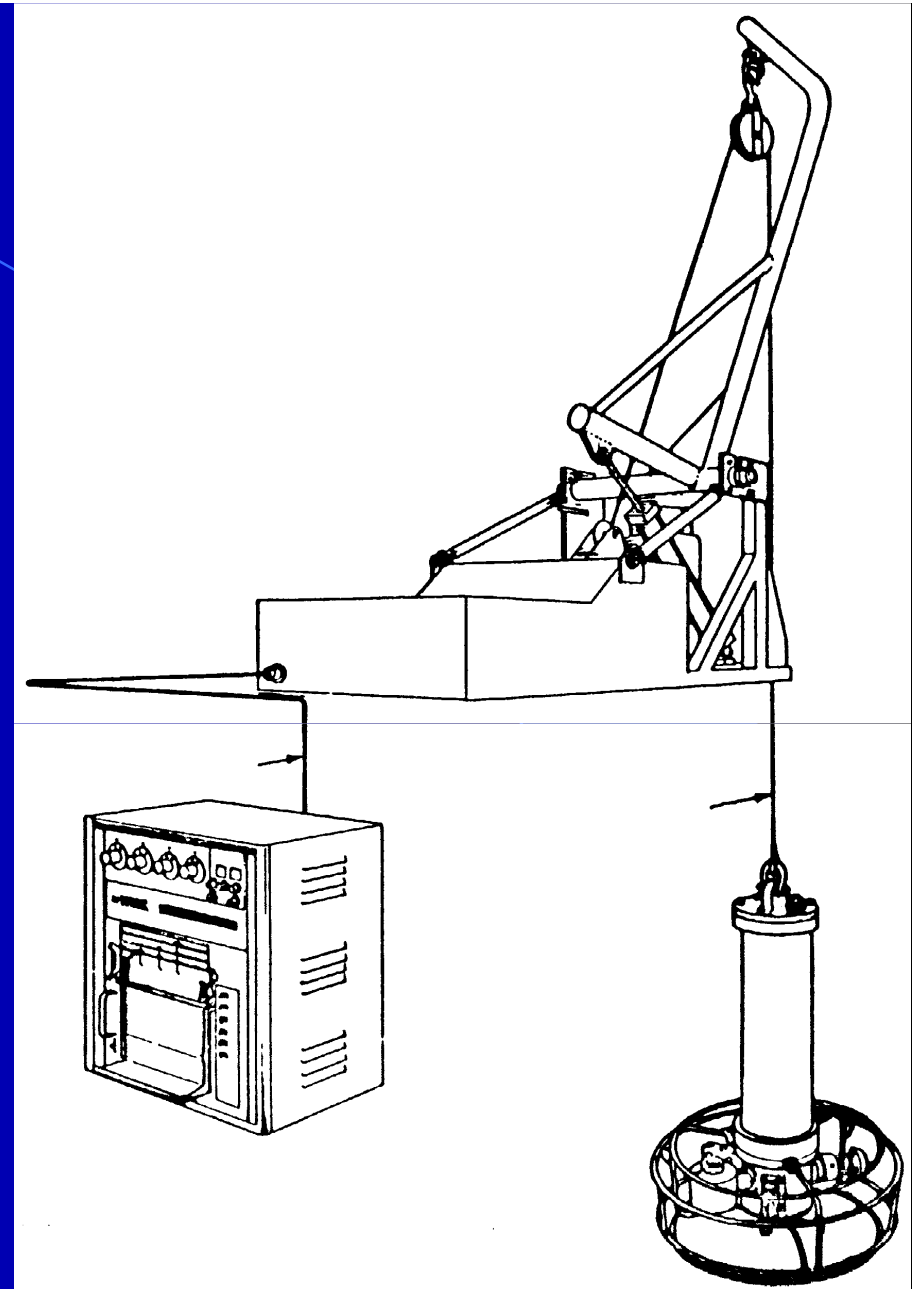
Lanciatore automatico



Fig. 2: XBT Autolauncher.

# Batisonda

- Il sistema è costituito da un verricello, una batisonda contenente i sensori ed una unità di registrazione.
- L'unità di registrazione può essere digitale, analogica oppure vi può essere la presenza di entrambe.
- La batisonda (CTD) contiene più sensori. Nel tipo rappresentato sono presenti sensori per la misura della temperatura, della conducibilità elettrica (da cui si ricava la salinità), della velocità del suono e della pressione (da cui si ricava la profondità). In altre sonde possono essere presenti ulteriori tipi di sensore per la misura di altri parametri chimico-fisici dell'acqua di mare (es. fotobatisonda per la misura di caratteristiche ottiche).



## CTD con rosetta di bottiglie Niskin per prelievo acqua in profondità



CTD



### Bottiglie NISKIN

Le bottiglie Niskin vengono utilizzate per il **prelievo di campioni d'acqua** a determinate profondità. Le bottiglie, a forma cilindrica, vengono aperte alle due estremità con un sistema che ne permette il mantenimento dell'apertura durante la calata in acqua fino al raggiungimento della profondità desiderata. La calata viene effettuata tramite verricello e la chiusura, di tipo manuale, avviene attraverso l'invio di un messaggero, cilindro metallico, lungo il cavo che determina la chiusura ermetica di entrambe le estremità della bottiglia.

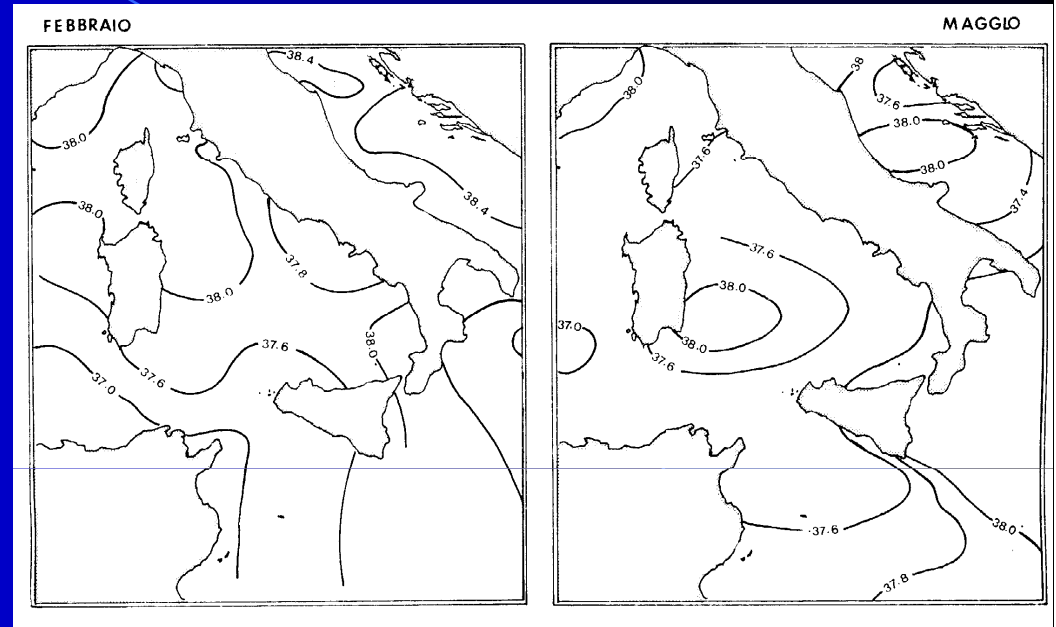
# La salinità

- La salinità nelle acque superficiali è variabile secondo le località e le stagioni.
- La variazione della salinità è causata da vari fenomeni:
  - *aumento di salinità* nei seguenti casi: evaporazione, formazione di ghiacci marini, soluzione di sedimenti in bassi fondali, risorgenza di acque più salate.
  - *diminuzione di salinità* nei seguenti casi: grande apporto di acque dolci fluviali, copiose precipitazioni (ad esempio piogge equatoriali e monsoniche), risorgenza di acque profonde meno salate.
- Oltre i 1.000 metri di profondità non esiste più l'effetto stagionale e pertanto la salinità varia soltanto con la posizione geografica.



# La salinità

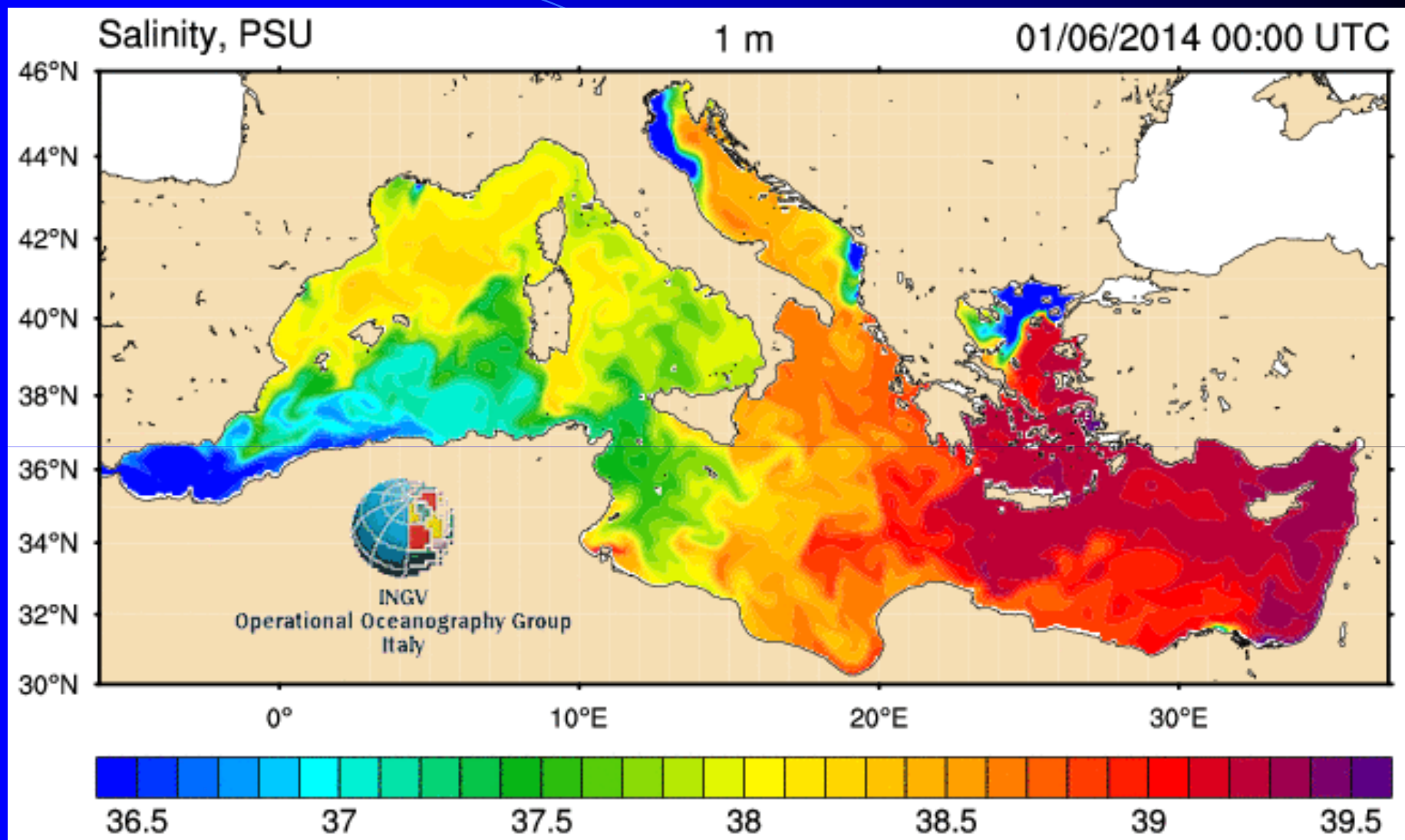
La distribuzione della salinità viene rappresentata mediante curve tracciate sulla superficie orizzontale (*isoaline* in superficie, o a varie profondità), oppure mediante curve tracciate sul piano di sezioni verticali delle masse d'acqua. In questo caso vengono chiamate *isoalinobate*.



L'insieme delle isoalinobate permette di evidenziare le zone in cui il gradiente verticale è massimo.

La variabilità stagionale della salinità è ricavata dal confronto di carte disegnate in base a misure ripetute nel tempo in mesi significativi dal punto di vista climatico (ad esempio febbraio, maggio, agosto e novembre).



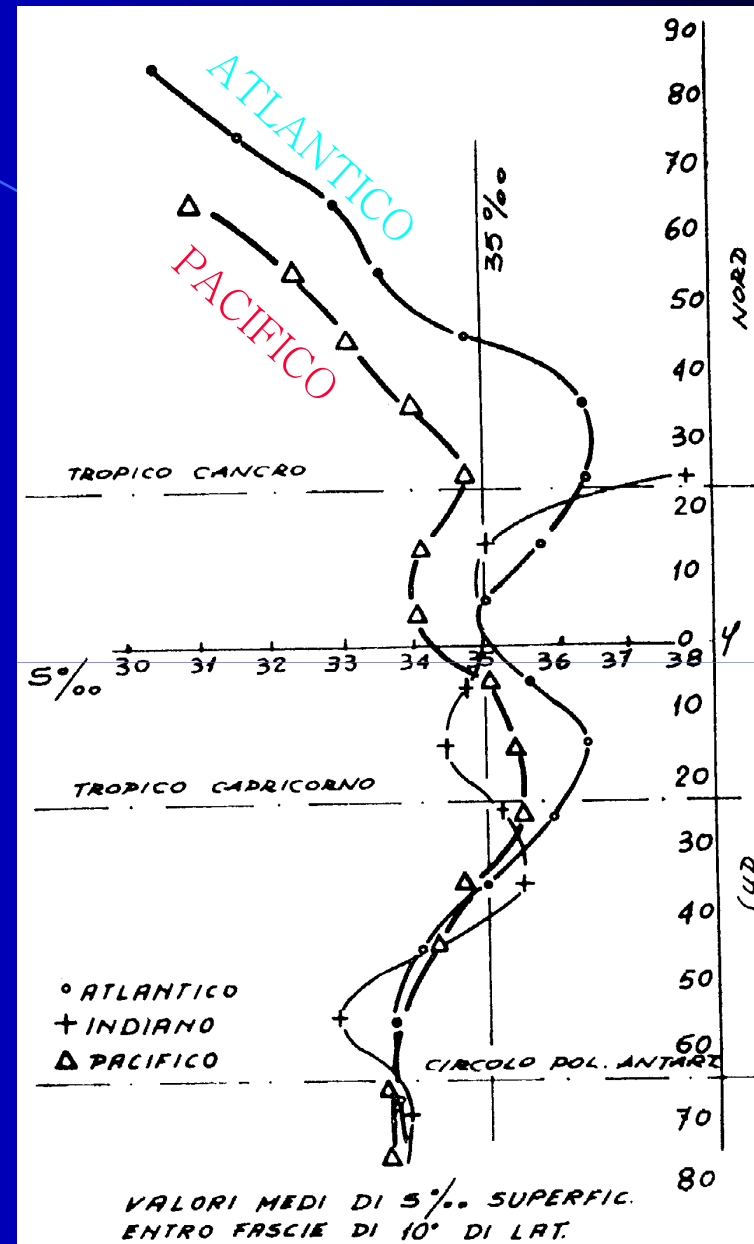


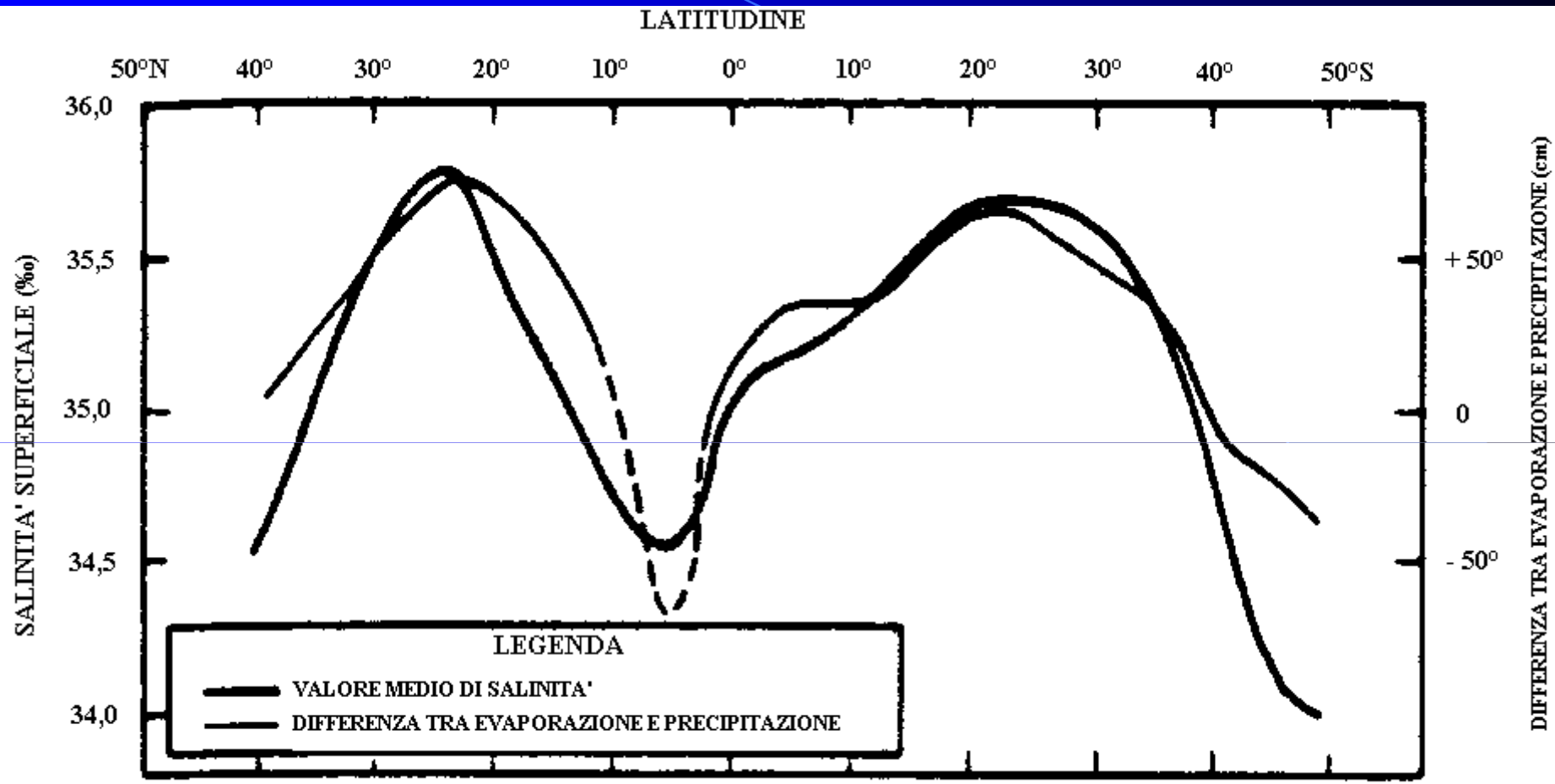
# La salinità

Il grafico mette in evidenza le differenze tra le salinità degli oceani.

La salinità dell'oceano Atlantico è sensibilmente maggiore di quella dell'oceano Pacifico nella stessa fascia di latitudini; ciò è dovuto alle maggiori precipitazioni piovose del Pacifico ed al sensibile apporto salino nelle acque atlantiche proveniente dallo stretto della Florida e dalla soglia di Gibilterra.

La salinità media delle acque oceaniche alle medie e basse latitudini è del 35‰.





# Masse d'acqua

Sono così chiamate grosse porzioni di acqua oceanica quando assumono delle ben definite caratteristiche termiche in una certa zona di origine e le mantengono per un periodo più o meno lungo, anche quando entrano in un ambiente diverso; le modifiche nella propria struttura termica, ed il tempo necessario per tali modifiche, dipenderanno, come già detto, principalmente dalla stagione, dalla latitudine e dal regime di correnti.

Le masse d'acqua sono caratterizzate da valori di temperatura e di salinità, ovvero di densità: si formano generalmente nello strato superficiale mescolato dove subiscono l'influenza delle condizioni atmosferiche; una volta trovata la quota di equilibrio, le masse d'acqua (identificabili mediante diagrammi T-S) si muovono dalla regione di formazione, seguendo le condizioni di circolazione.

	<b>Massa d'acqua</b>	<b>Luogo di origine</b>	<b>Profondità</b>	<b>S in ‰</b>	<b>T in C°</b>
<b>1</b>	Antartica (profonda)	Sud Atlantico (mare di Weddel)	4.000 - fondo	<b>34.66</b>	<b>-0.4</b>
<b>2</b>	Antartica (circumpolare)	Sud Atlantico	100-4.000	<b>34.68</b> <b>34.70</b>	<b>0.5</b>
<b>3</b>	Antartica (intermedia)	Sud Atlantico	500-1.000	<b>33.8</b>	<b>2.2</b>
<b>4</b>	Sud atlantica (centrale)	Sud Atlantico	100-300	<b>34.65</b> <b>36.00</b>	<b>6-18</b>
<b>5</b>	Artica (profonda e di fondo)	Nord Atlantico	1.300-4.000 1.300-fondo	<b>34.90</b> <b>34.97</b>	<b>2.2</b> <b>3.5</b>
<b>6</b>	Nord Atlantica (intermedia)	Nord Atlantico	300-1.000	<b>34.73</b>	<b>4 - 8</b>
<b>7</b>	Nord Atlantica (centrale)	Nord Atlantico	100-500	<b>35.10</b> <b>36.70</b>	<b>8 - 19</b>
<b>8</b>	Mediterranea europea	Mar Mediterraneo	1.400-1.600	<b>37.75</b>	<b>13</b>
<b>9</b>	Pacifica equatoriale	Pacifico centrale	200-1.000	<b>34.60</b> <b>35.15</b>	<b>8 - 15</b>
<b>10</b>	Indiana (centrale)	Indiano	100-500	<b>34.60</b> <b>35.50</b>	<b>8-15</b>
<b>11</b>	del Mar Rosso	Mar Rosso	2.900-3.100	<b>40.00</b> <b>41.00</b>	<b>18</b>
<b>12</b>	del Mar Nero	Mar Nero	0-200	<b>16</b>	<b>varia</b>

# Le onde interne



# Le onde interne

Dai rilievi in mare (e anche dalla teoria dell'idrodinamica) si sa che nello strato di separazione fra due masse d'acqua sovrapposte e di differente densità (cioè con temperature molto diverse e spesso associate a variazioni di salinità), possono verificarsi dei fenomeni ondulatori: queste onde “*interne*” sono studiabili e misurabili come delle onde progressive (o stazionarie in bacini chiusi) nello stesso modo con cui si misurano le onde gravitazionali di superficie.

Le cause sono individuabili nel moto relativo sul piano orizzontale delle due masse d'acqua a differente densità.

Ogni particella di un volume d'acqua stratificato in densità è in quiete solo a quel livello avente la stessa densità; se una particella viene spostata dalla sua posizione di equilibrio da una forza qualsiasi, essa comincia ad oscillare attorno a quella posizione: tali oscillazioni sono chiamate “**onde interne**”.

Le caratteristiche “medie” di queste onde sono le seguenti:

**periodo:** minuti - ore

**altezza:** metri - decine di metri

**lunghezza:** centinaia - migliaia di metri

**velocità di propagazione:** notevolmente minore delle onde superficiali gravitazionali

# Le onde interne

Il fenomeno può avere notevole importanza ai fini delle operazioni navali sia perché le condizioni di rifrazione dell'energia acustica variano nello spazio e nel tempo, sia per quanto concerne la sicurezza della navigazione subacquea a bassa velocità nelle acque della piattaforma ed entro stretti (ad esempio Gibilterra, Messina), baie e fiordi.

# Le onde interne

L'ampiezza del disturbo superficiale dovuto alle onde interne è ridotto del fattore :

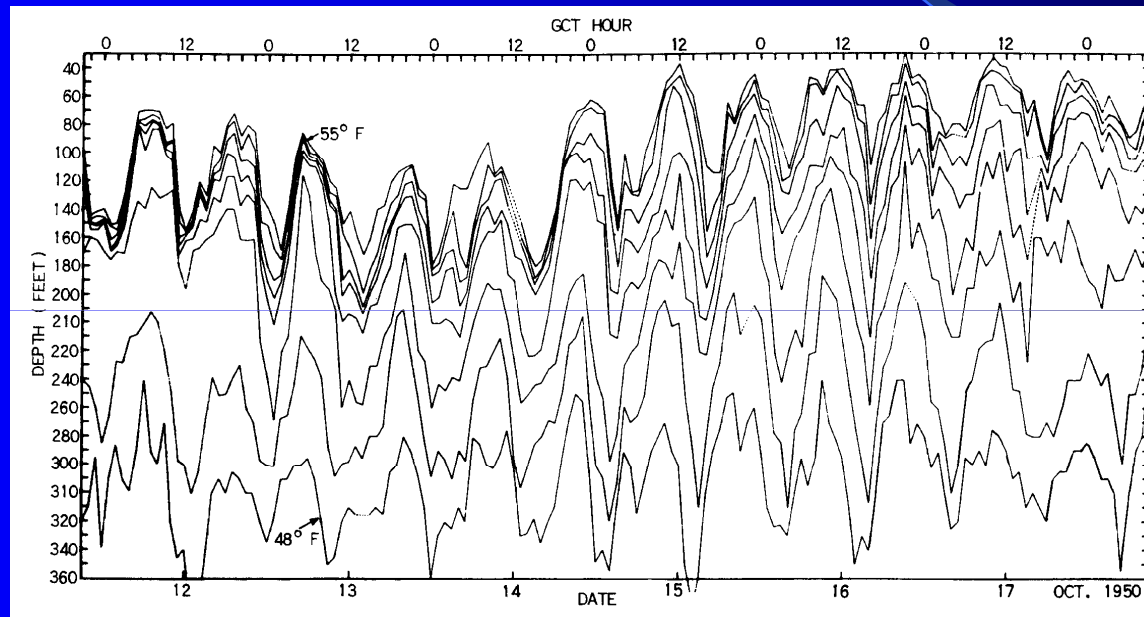
$$\gamma = 1 - \frac{\rho_1}{\rho_2}$$

e pertanto, essendo in genere il rapporto  $\gamma$  più grande di 0,99

si ha che il disturbo in superficie è **trascurabile** (in profondità può essere di decine di metri).

# Le onde interne

In corrispondenza delle "creste" delle onde interne, è possibile rilevare anche otticamente sulla superficie del mare, delle zone di calma, dette "slick", dove la superficie ha un aspetto liscio, quasi stirato.



La superficie può rimanere tranquilla mentre al di sotto si trovano onde di alcune centinaia di metri di lunghezza; un tipico esempio è quello delle onde interne nello stretto di Gibilterra (rivelato con la distribuzione delle isoterme)



# Le onde interne

Visualizzazione “virtuale” delle onde interne mediante elaborazione di dati SAR (synthetic aperture radar, la stessa tecnica che visualizza l’inquinamento marino tipo “oil spill”).

Notare che:

- Si tratta di immagini in “falsi colori”, non sono foto da satellite;
- Il tempo di elaborazione è di qualche ora





# Le onde interne







Stretto di Messina

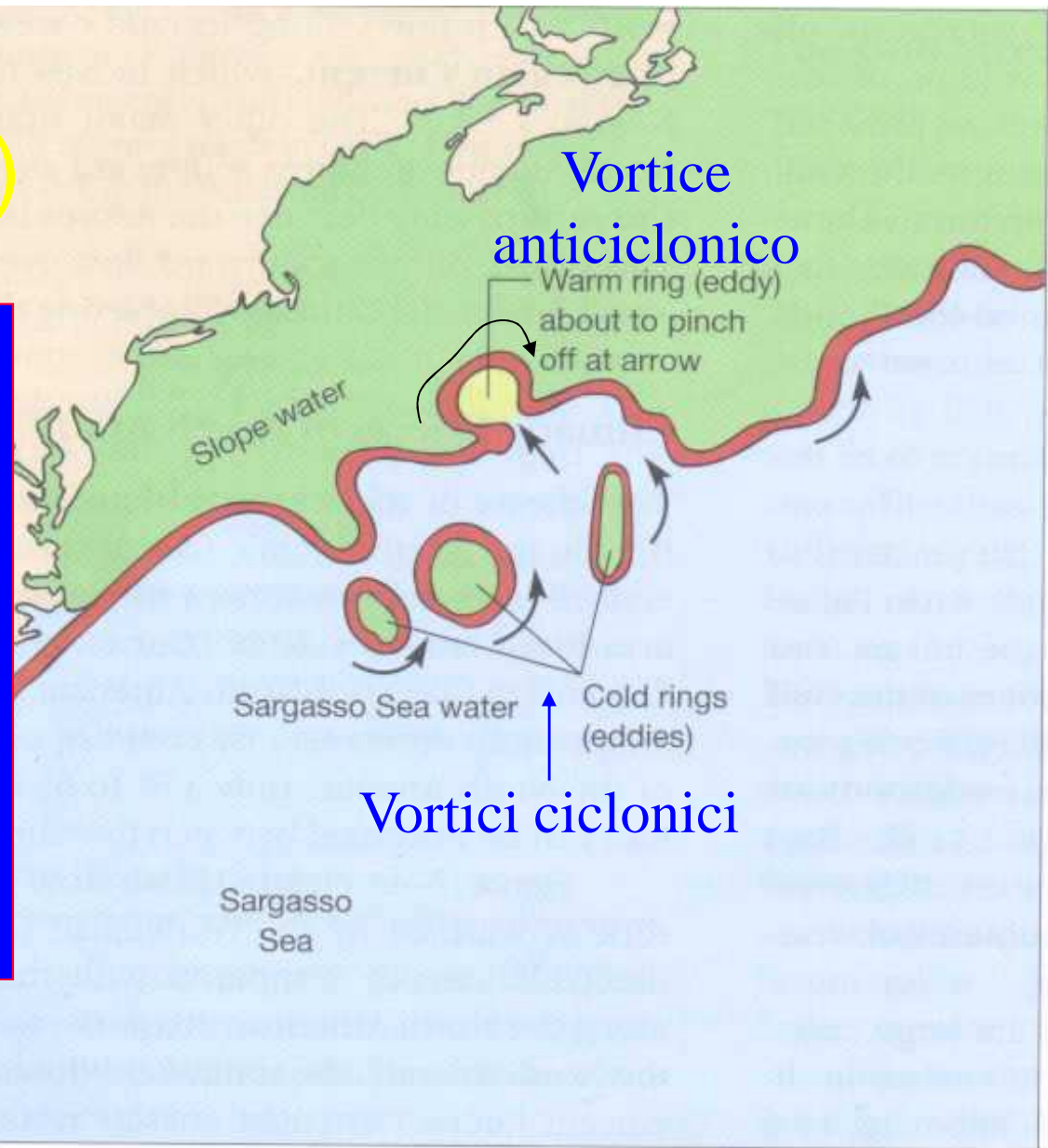
# I vortici



# I vortici (eddies)

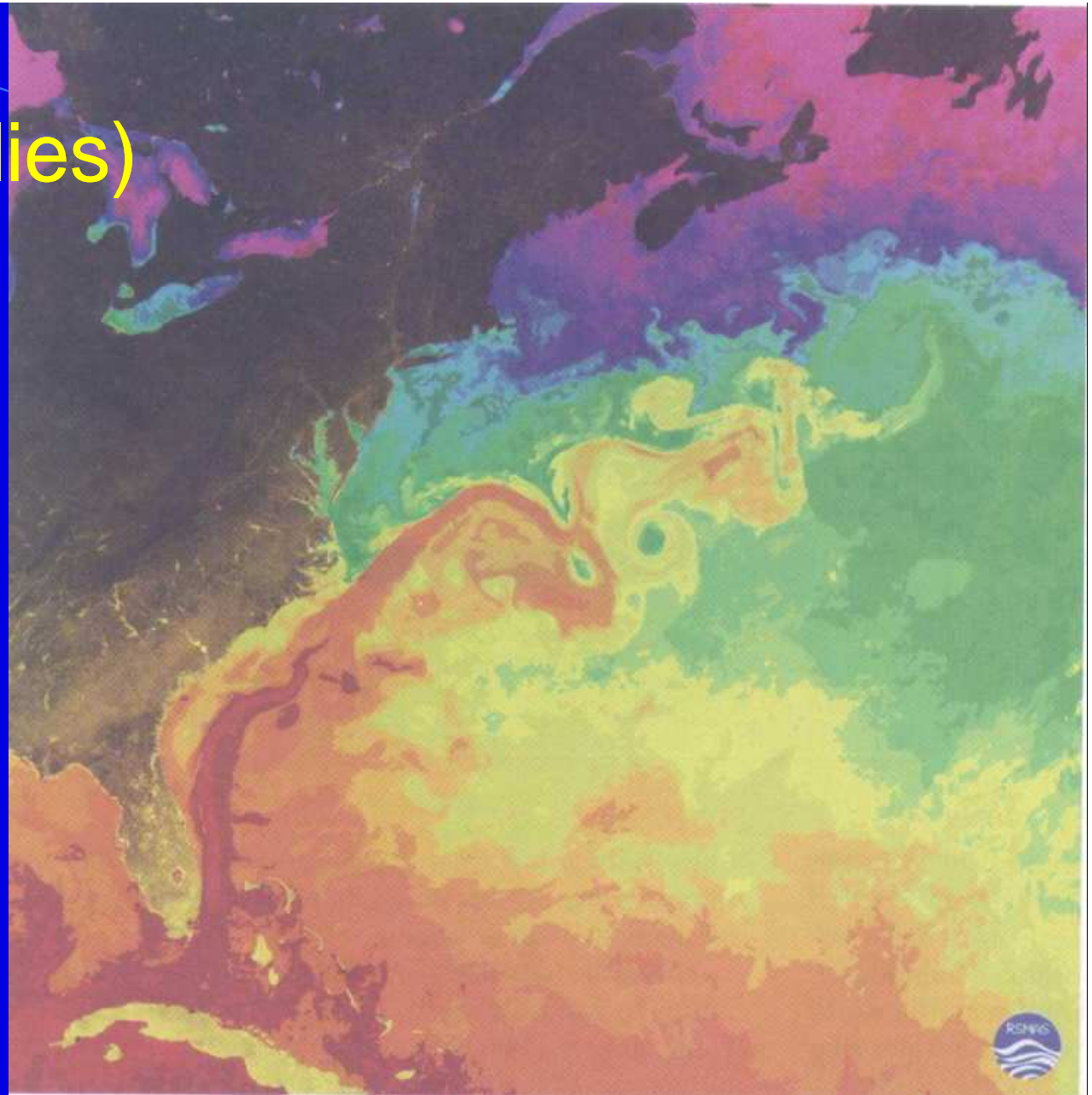
Presupposti della formazione dei vortici:

- oceano costituito da due strati d'acqua sovrapposti aventi differente densità
- masse d'acqua in rotazione intorno ad un asse
- la velocità delle particelle sia maggiore in superficie che in profondità (fatto che in realtà si verifica quasi sempre)



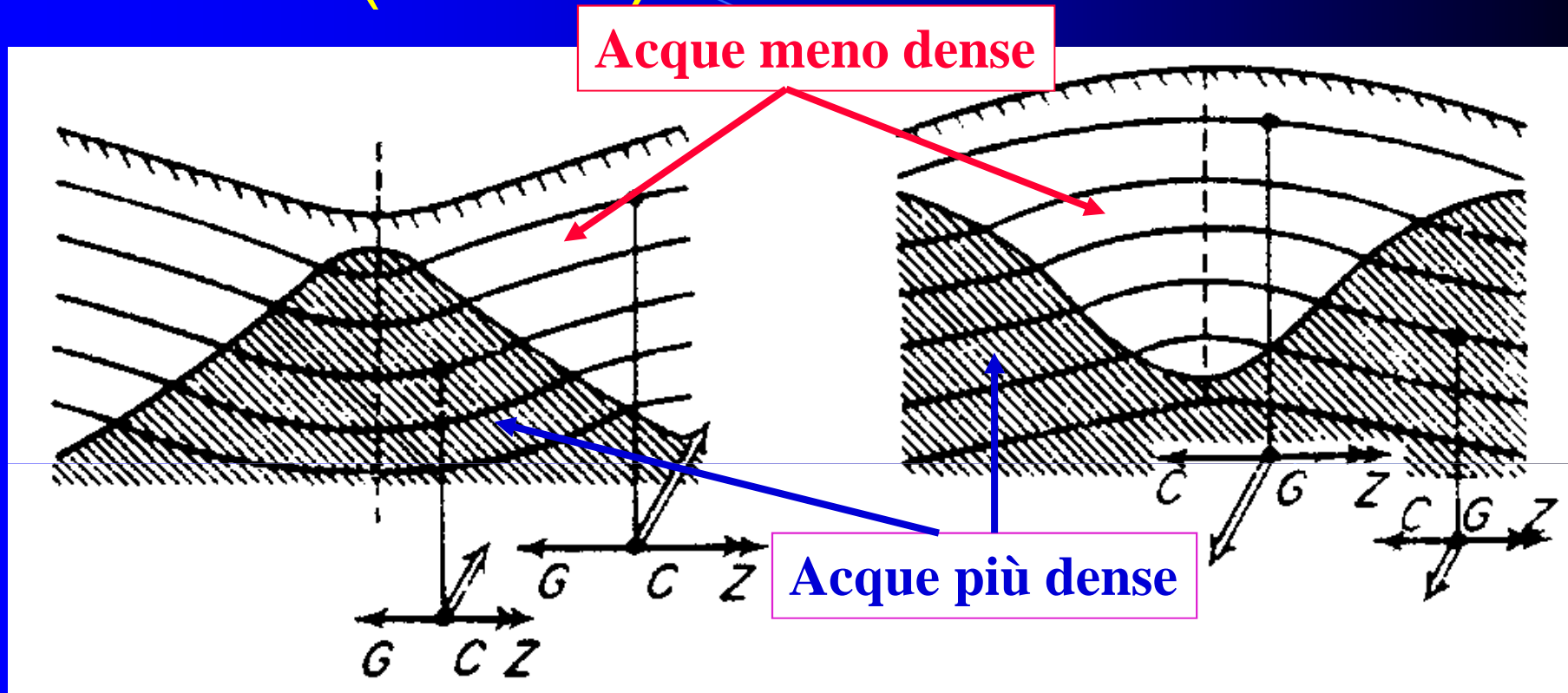
# I vortici (eddies)

Creazione di  
vortici per effetto  
della corrente del  
Golfo



# I vortici (eddies)

Emisfero Nord



## Vortice ciclonico (antirorario)

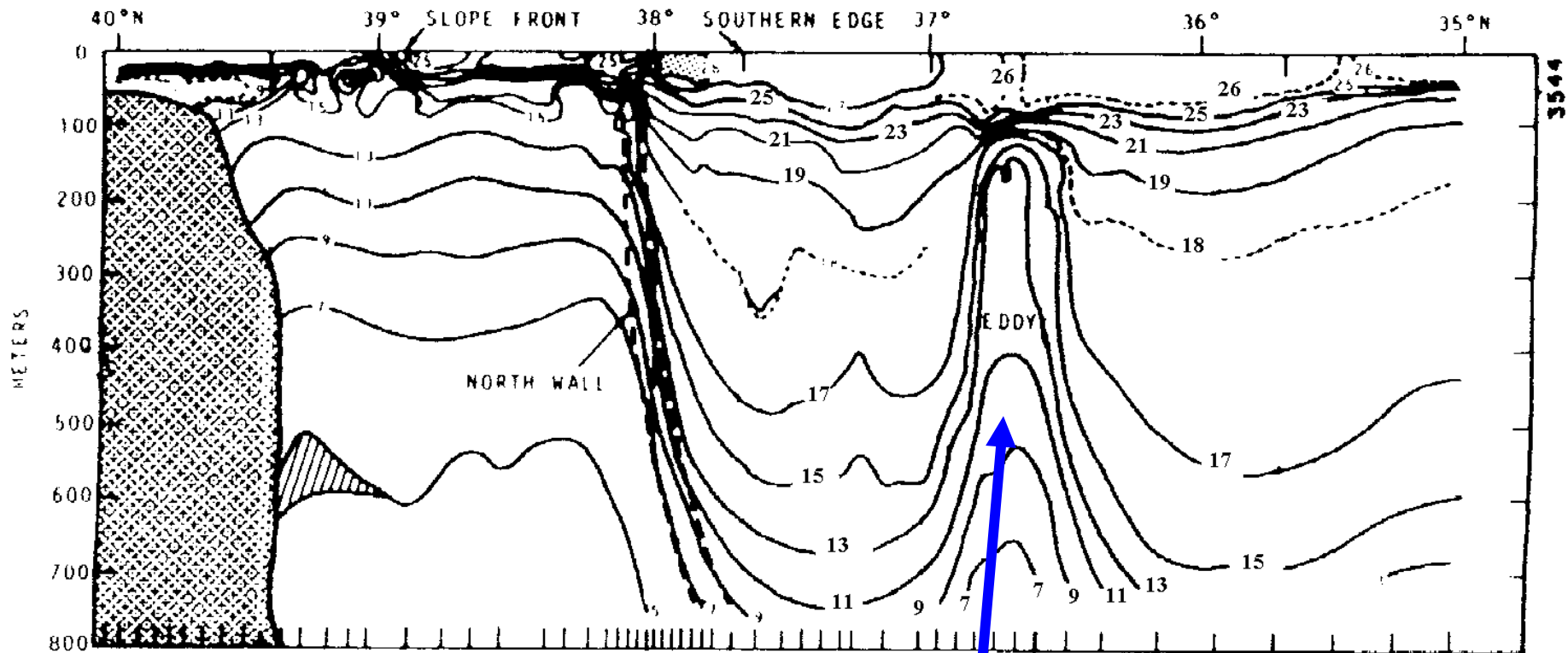
A causa della rotazione le acque profonde più pesanti si accumulano intorno all'asse di rotazione mentre le acque superficiali più leggere sono forzate ad allontanarsene. Nel centro del vortice si crea una depressione del livello del mare e delle superfici isobariche.

## Vortice anticiclonico (orario)

La forza di gradiente allontana dall'asse del vortice le acque profonde più pesanti ed avvicina quelle leggere superficiali: il livello del mare e le superfici isobariche si sopraelevano nel centro del vortice.



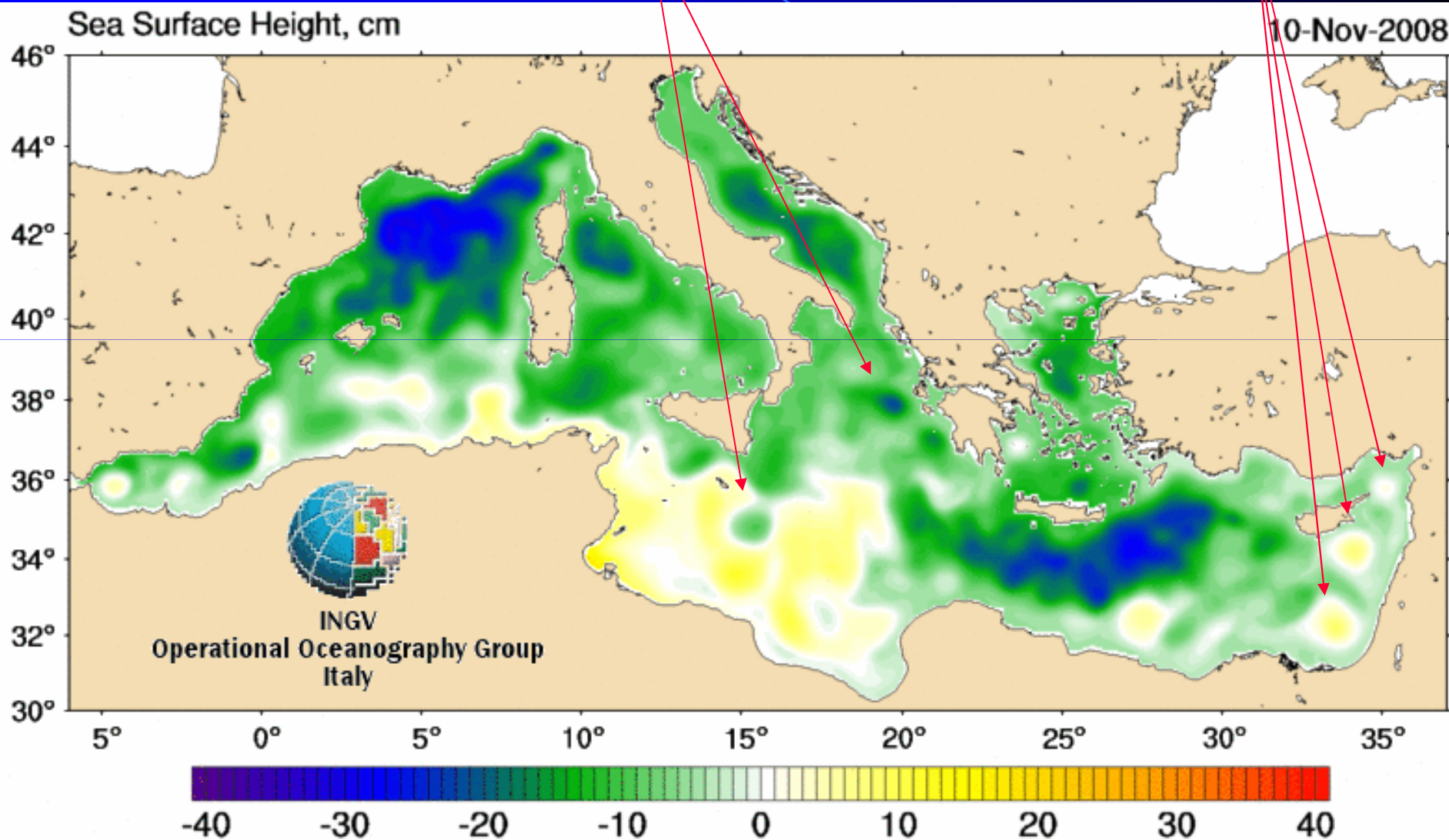
# I vortici (eddies)



Cono di acqua "fredda" generato dal vortice ciclonico

depressioni della superficie  
(vortice ciclonico)

Sopraelevazioni della superficie  
(vortice anticiclonico)

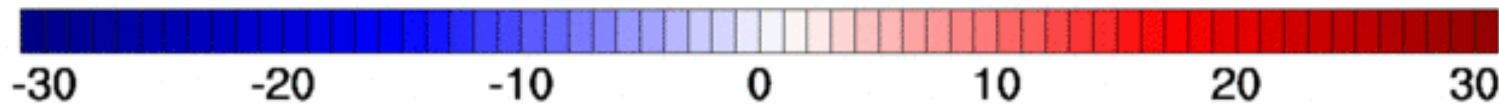
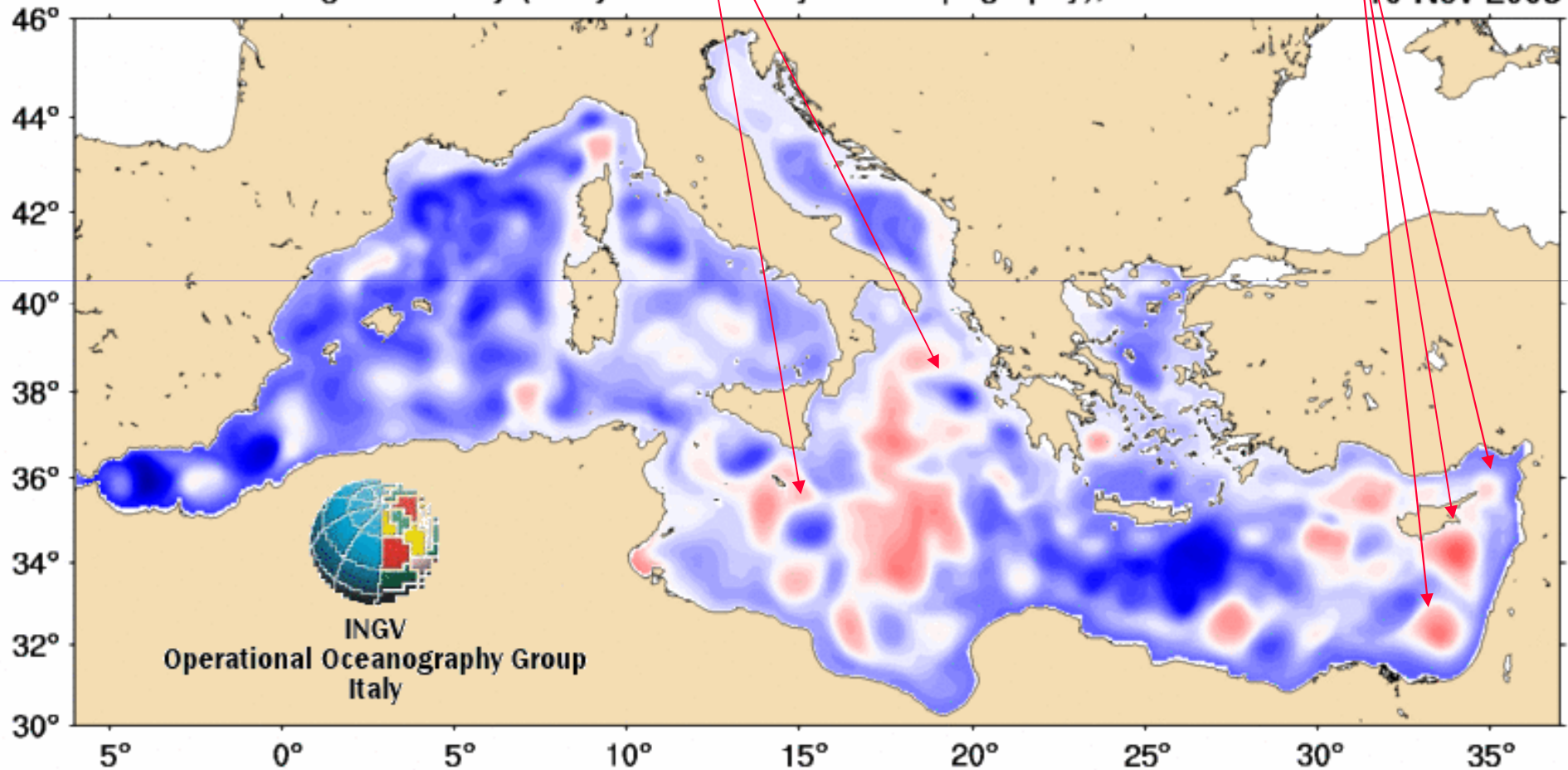


depressioni della superficie  
(vortice ciclonico)

Sopraelevazioni della superficie  
(vortice anticiclonico)

Sea Surface Height Anomaly (analysis - mean dynamic topography), cm

10-Nov-2008



Vediamo nel dettaglio i vortici anticiclonici  
presenti a est e sud-est di Cipro



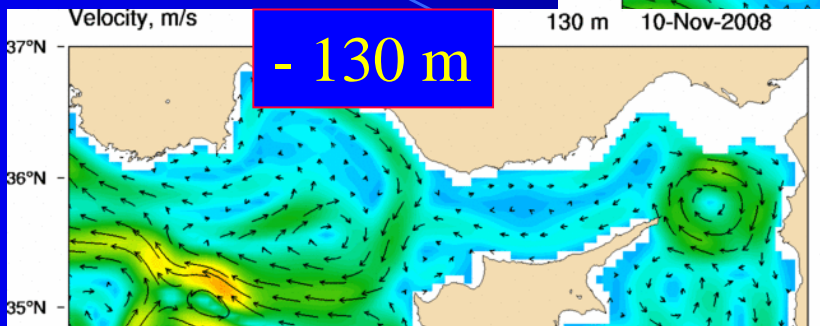
Vortice anticiclonico: la forza di gradiente allontana dall'asse del vortice le acque profonde più pesanti ed avvicina quelle leggere superficiali.

Il livello del mare e le superfici isobariche si sopraelevano nel centro del vortice.

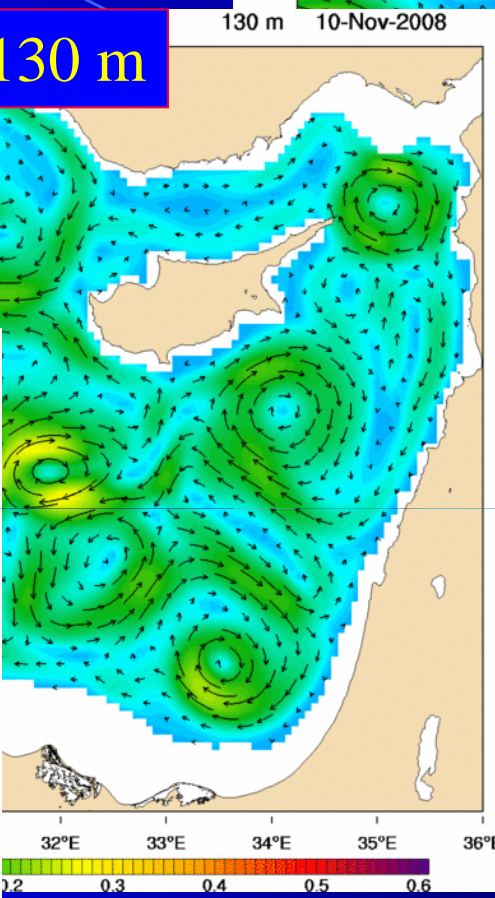
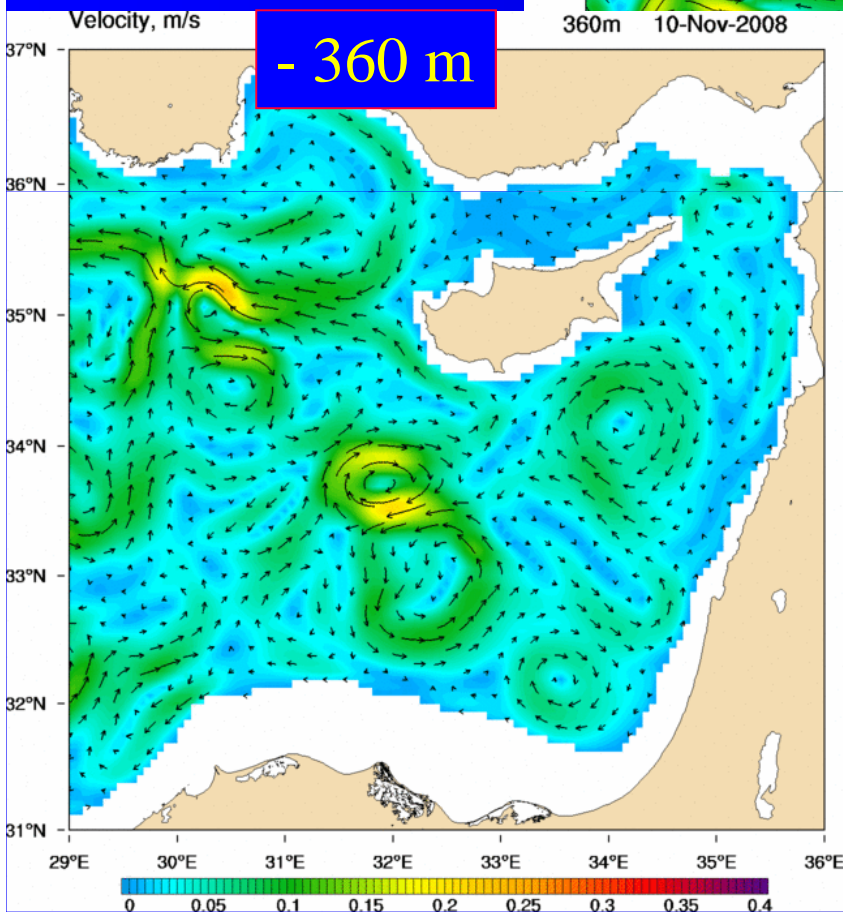
Superficie 1 m 10-Nov-2008



- 130 m



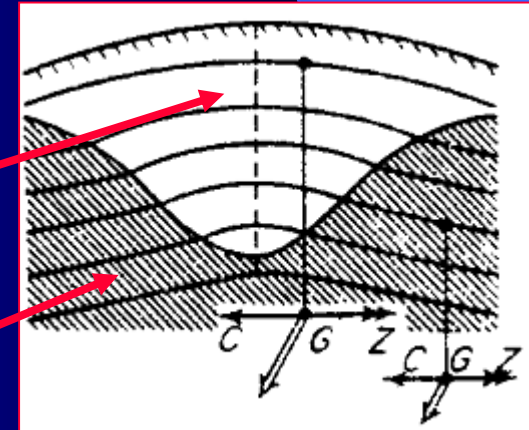
- 360 m



31°E 32°E 33°E 34°E 35°E 36°E  
0.2 0.3 0.4 0.5 0.6 0.7 0.8

Acque meno dense (più calde)

Acque più dense



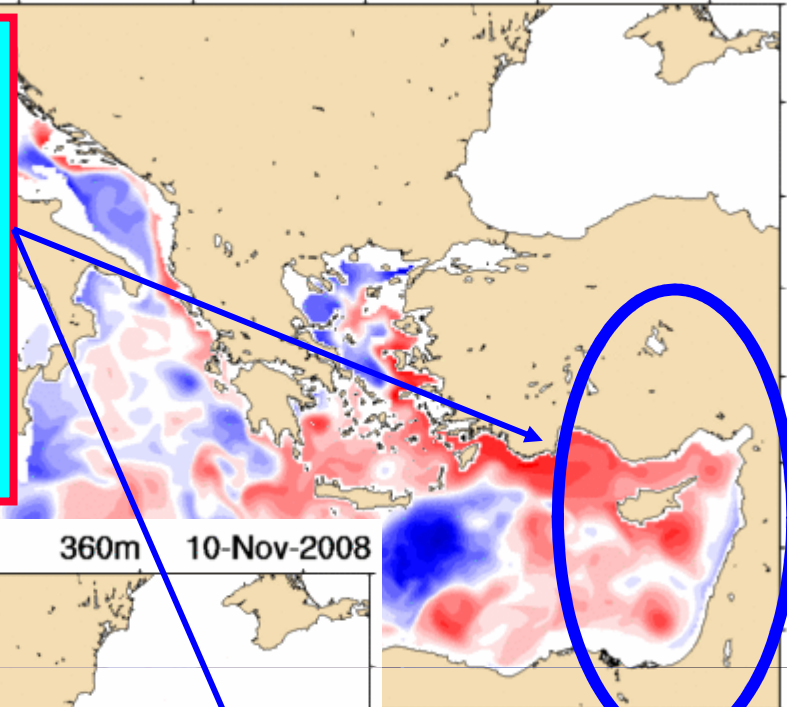
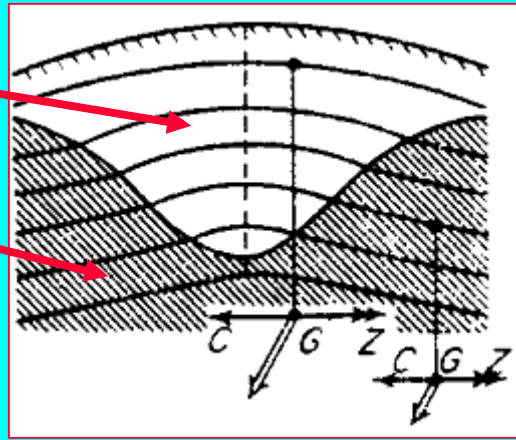
Potential Temperature Anomaly (analysis-climatology), °C

130 m 10-Nov-2008

46°

Acque meno dense  
(più calde)

Acque più dense



Potential Temperature Anomaly (analysis-climatology), °C

360m 10-Nov-2008

46°

44°

42°

40°

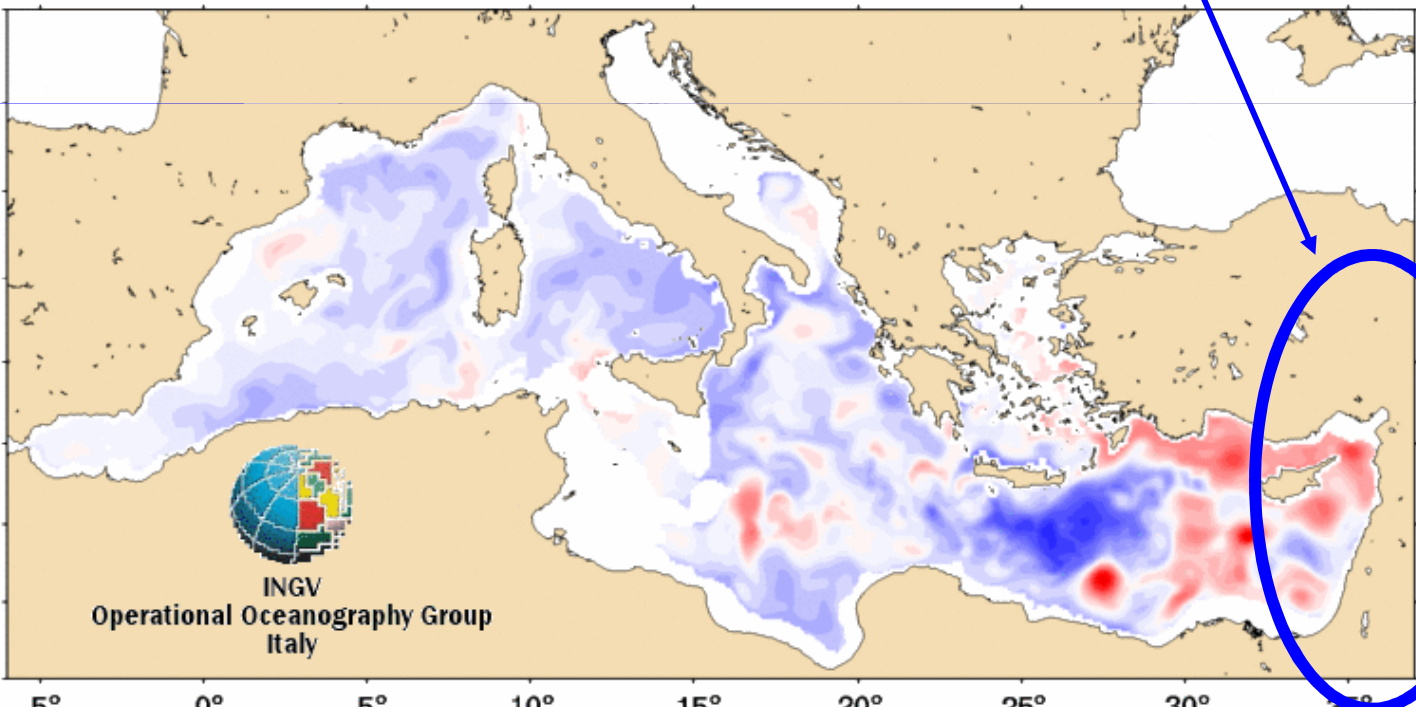
38°

36°

34°

32°

30°



INGV  
Operational Oceanography Group  
Italy

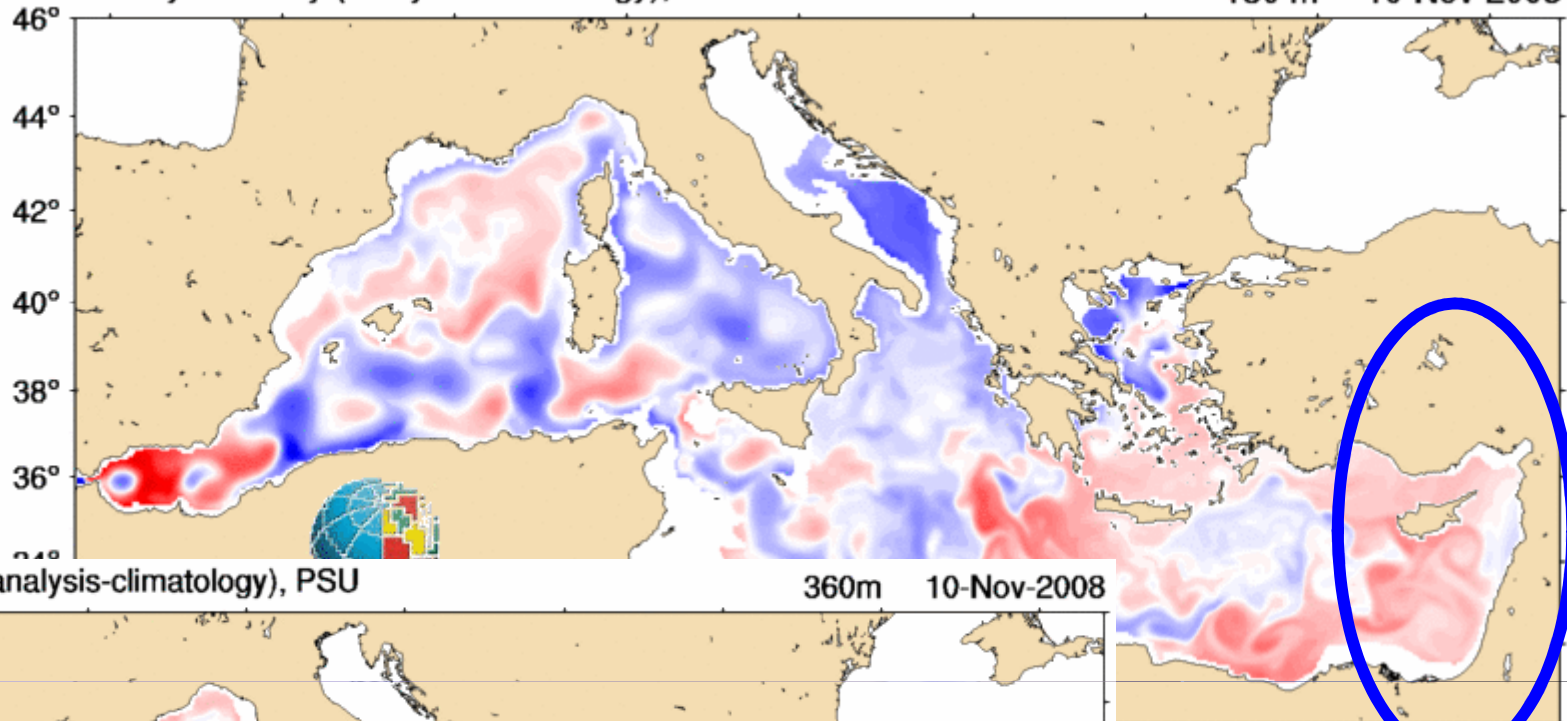


Anomalie  
positive  
di  
temperatura  
alle quote di  
-130m e -360m



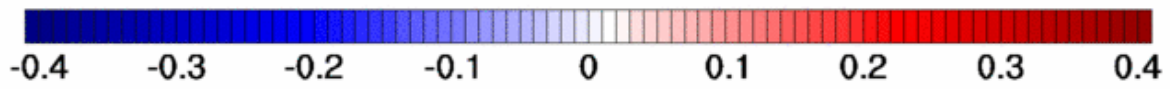
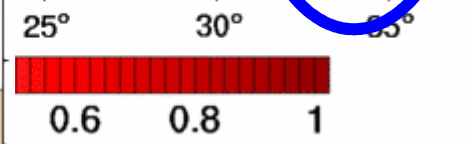
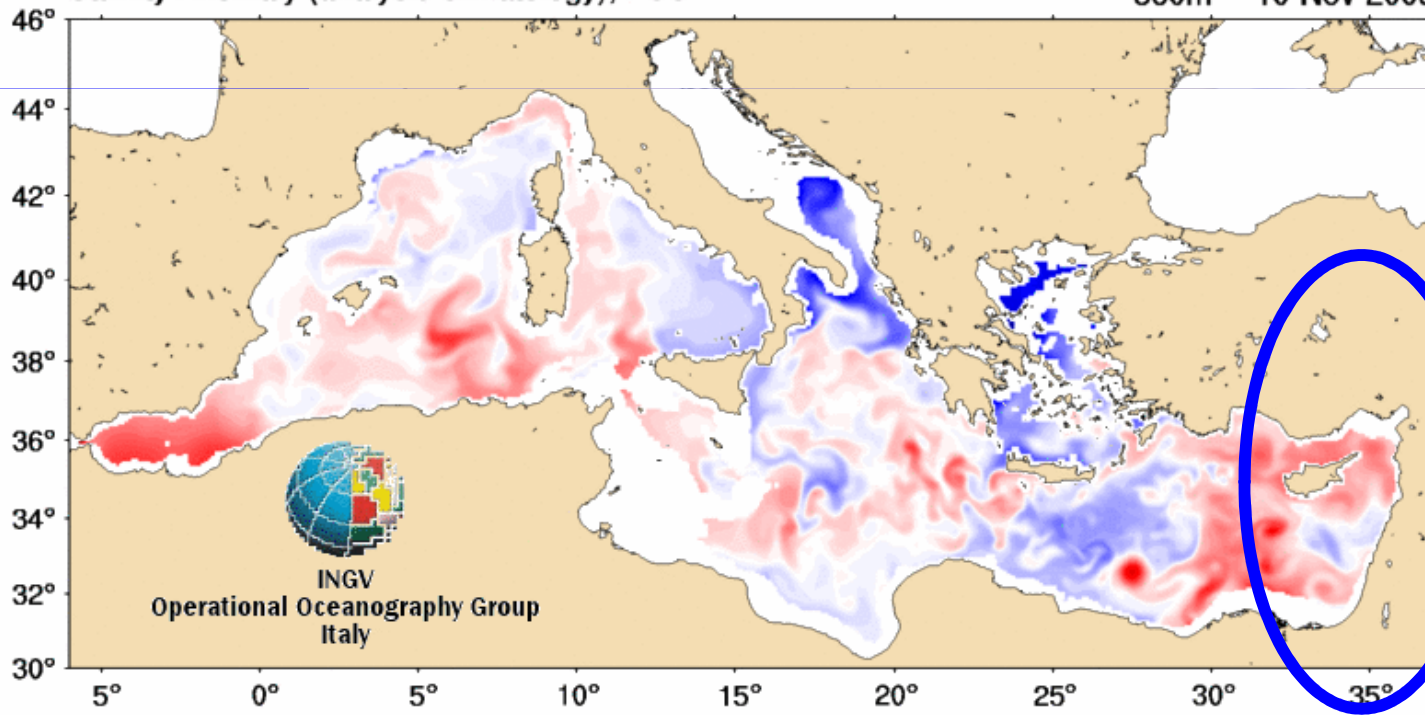
Salinity Anomaly (analysis-climatology), PSU

130 m 10-Nov-2008



Salinity Anomaly (analysis-climatology), PSU

360m 10-Nov-2008



**Deboli  
anomalie  
di salinità  
alle quote di  
-130m e -360m**

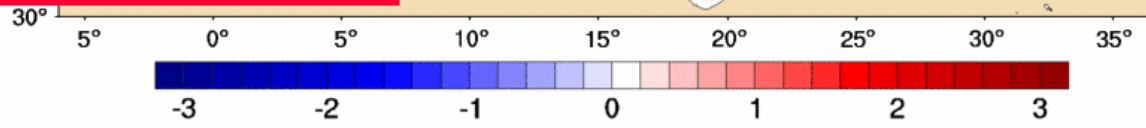
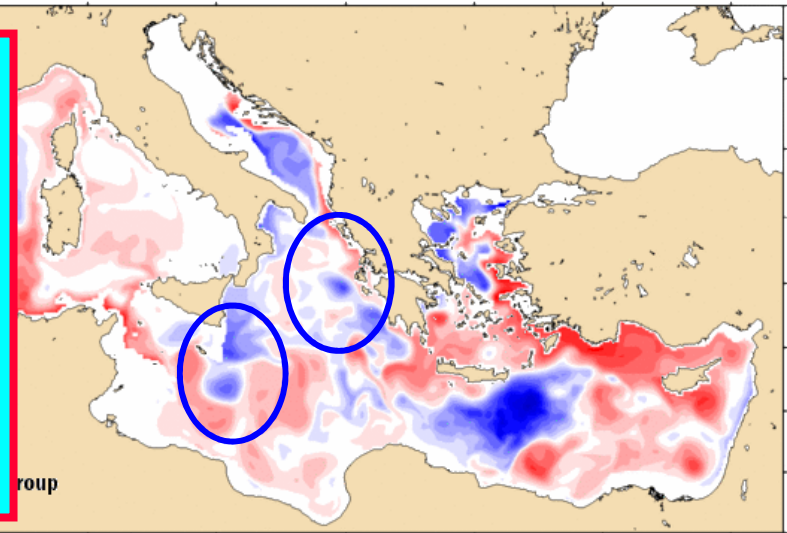
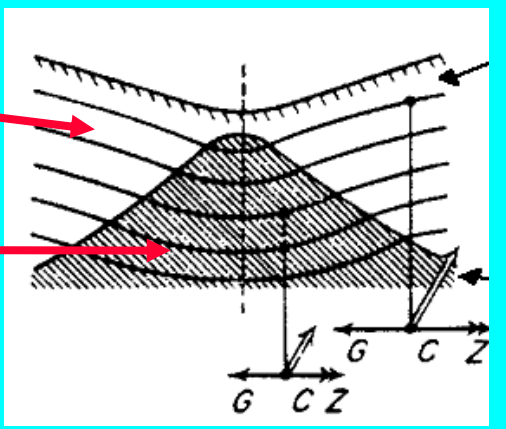
Vediamo ora nel dettaglio i vortici ciclonici  
presenti a sud di Malta e ad est di Corinto

Potential Temperature Anomaly (analysis-climatology), °C

130 m 10-Nov-2008

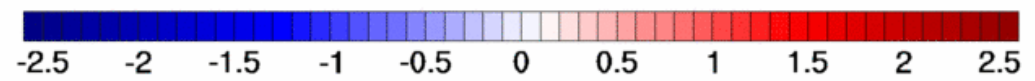
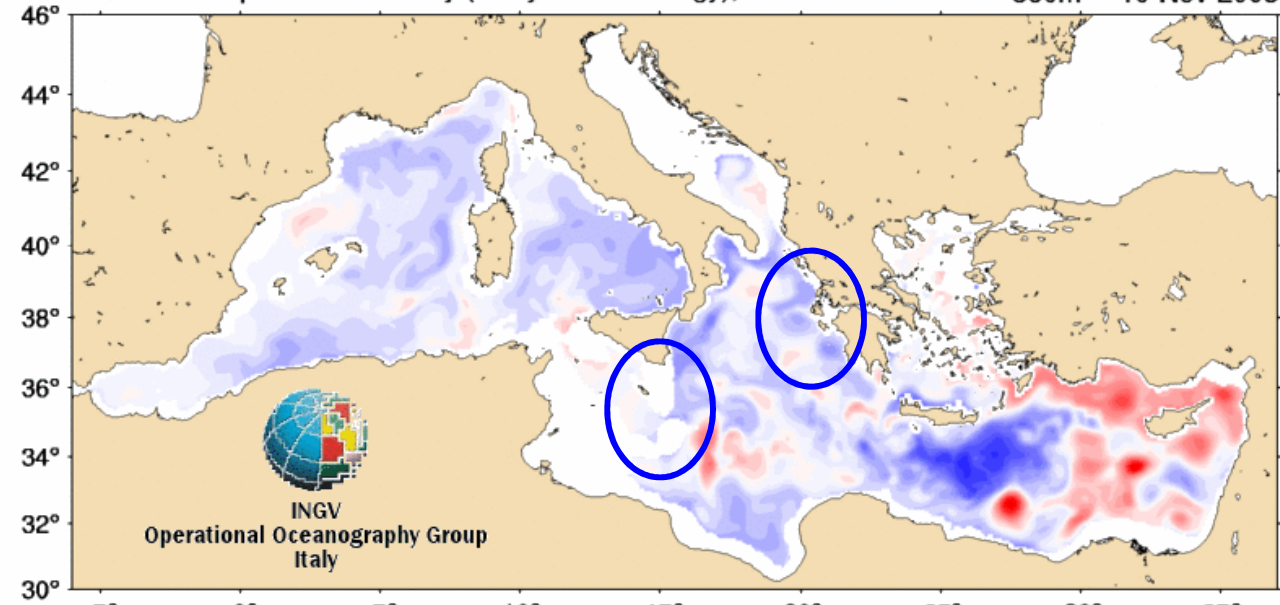
Acque meno dense

Acque più dense (più fredde)



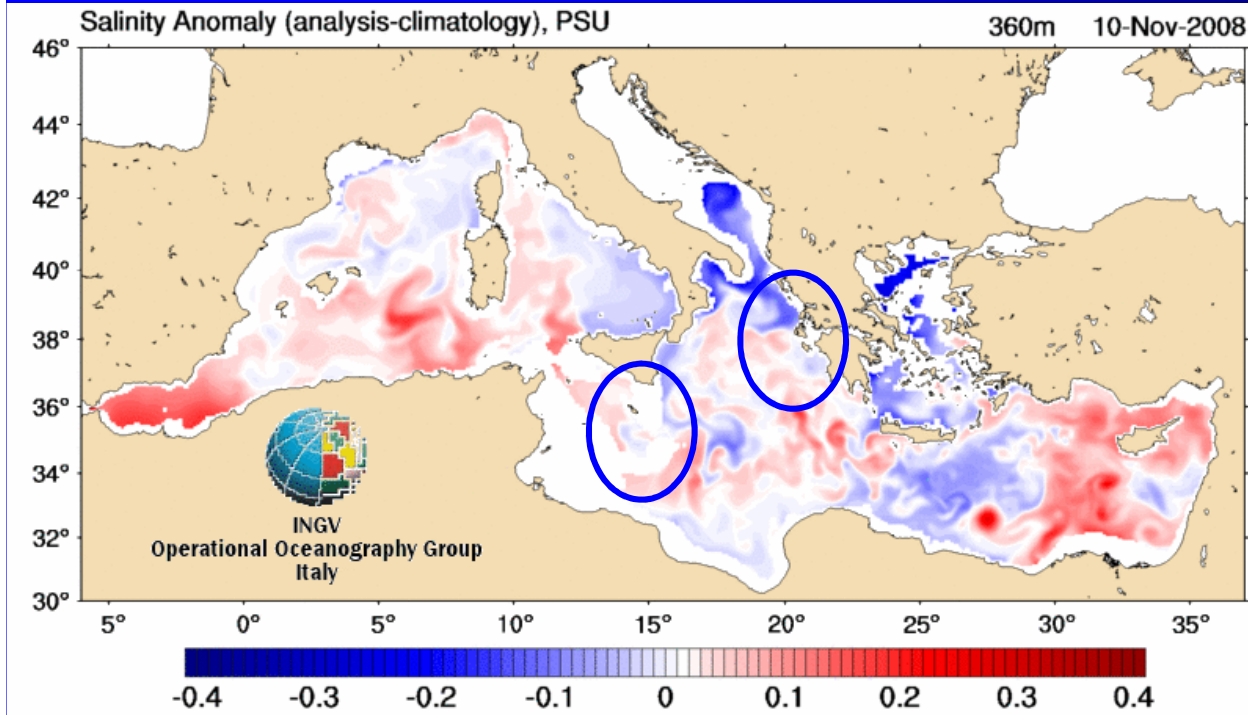
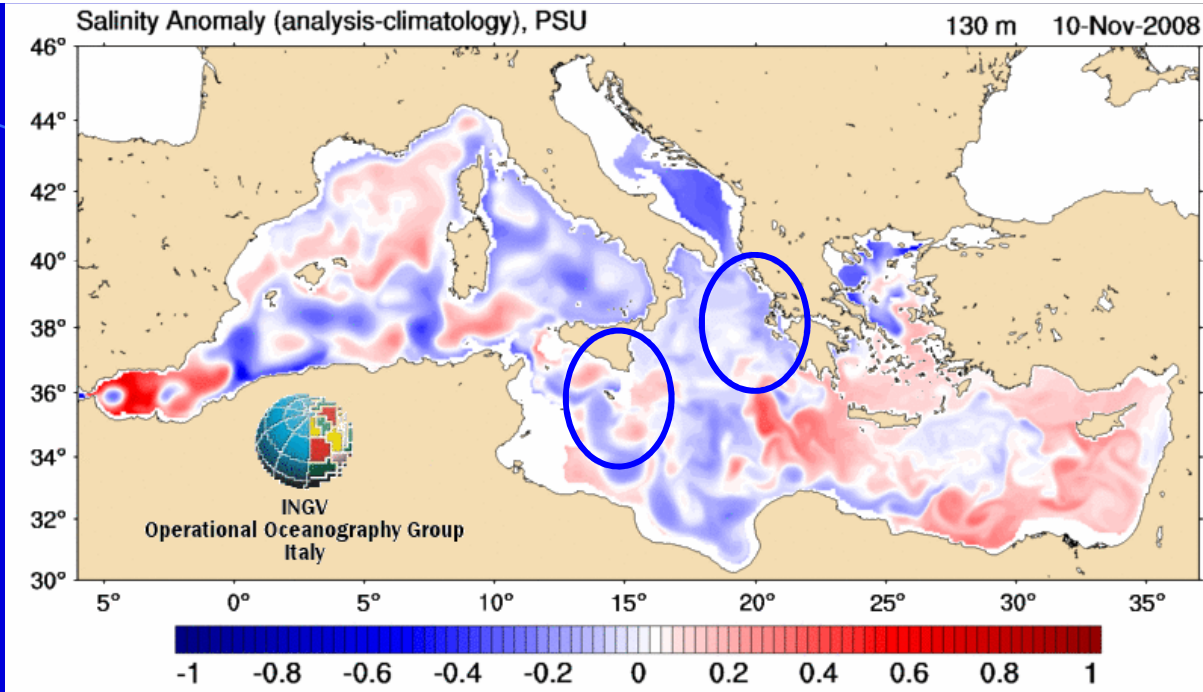
Potential Temperature Anomaly (analysis-climatology), °C

360m 10-Nov-2008



Anomalie negative di temperatura alla quota di -130m

Anomalie quasi nulle a -360m

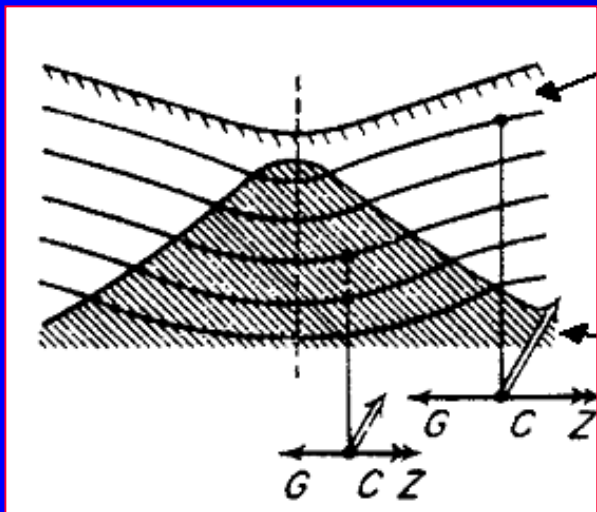


**Deboli  
anomalie  
di salinità  
alle quote di  
-130m  
(nulle a -360m)**

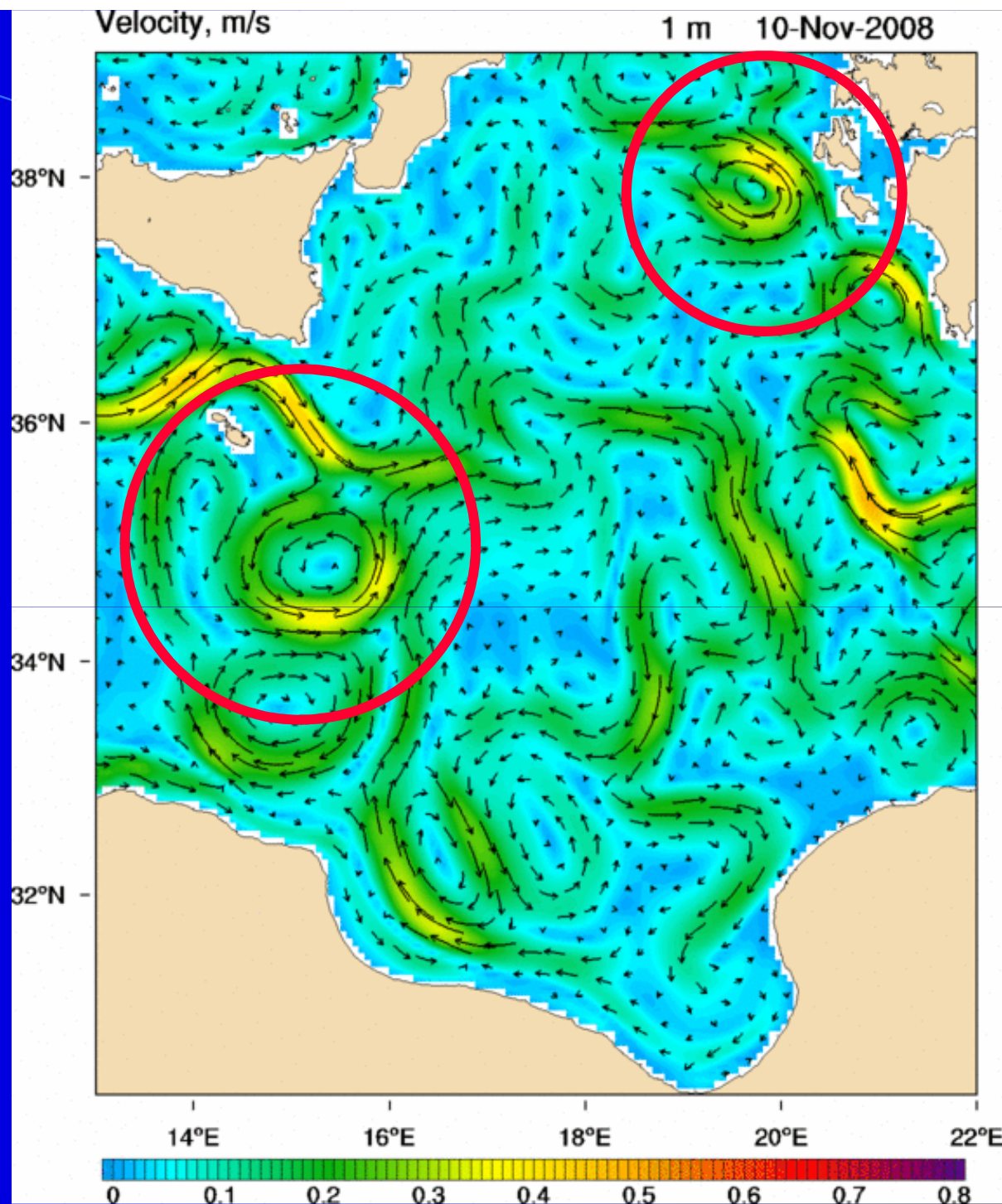


Vortice ciclonico: a causa della rotazione le acque profonde più pesanti si accumulano intorno all'asse di rotazione mentre le acque superficiali più leggere sono forzate ad allontanarsene.

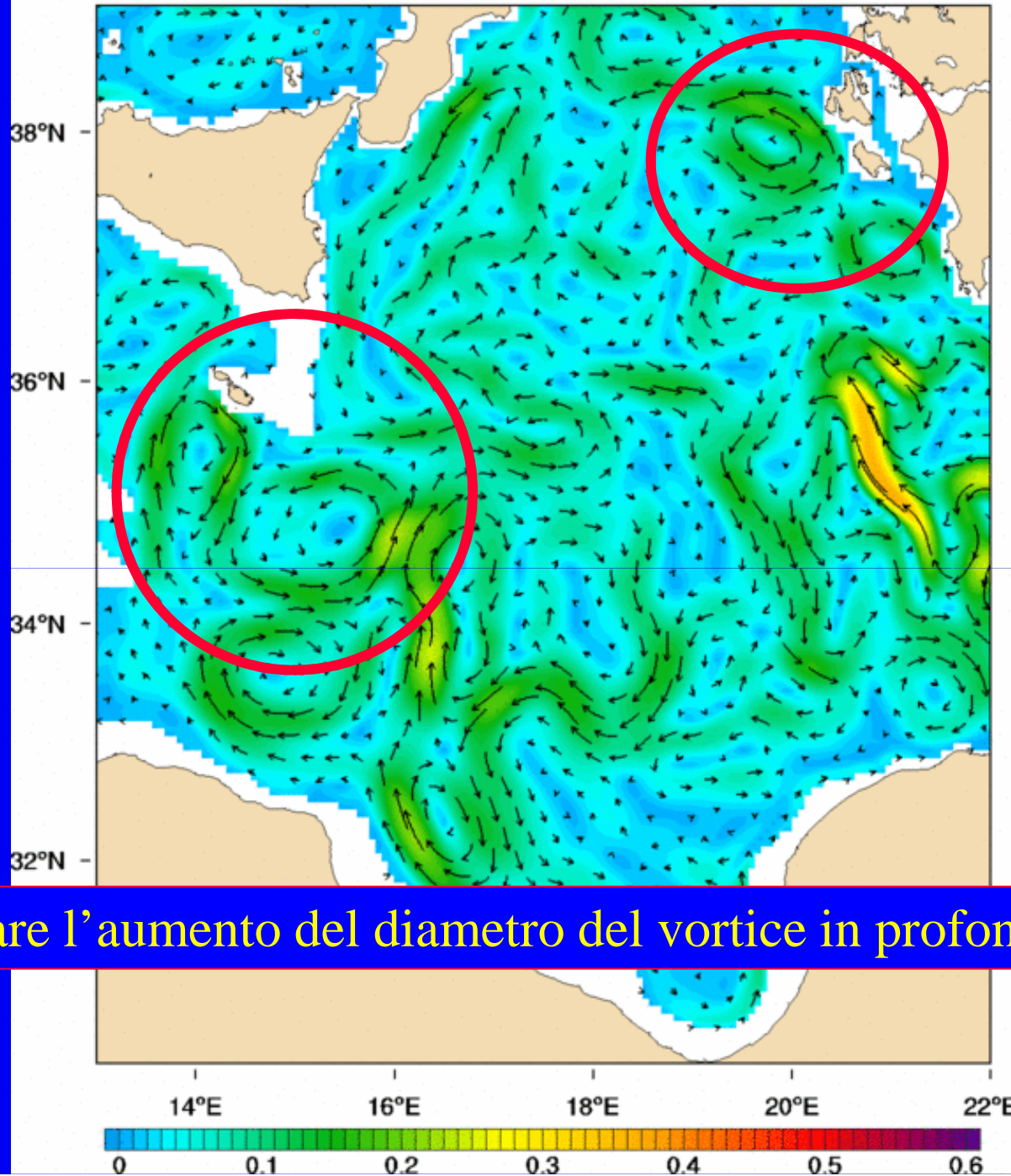
Nel centro del vortice si crea una depressione del livello del mare e delle superfici isobariche.



2014



Velocity, m/s 130 m 10-Nov-2008



Notare l'aumento del diametro del vortice in profondità



Velocity, m/s

360m 10-Nov-2008

