

Introduzione alla dinamica oceanica



Lezione 3: Corso di oceanografia

Anno Accademico 2025-2026

Milena Menna



OGS

National Institute
of Oceanography
and Applied
Geophysics

Dinamica oceanica

- ✓ La dinamica oceanica definisce il movimento delle masse d'acqua negli oceani;
- ✓ Le equazioni che gli oceanografici fisici usano per poter descrivere la dinamica derivano dalla **seconda legge di Newton**:

Forza=massa (m) x accelerazione (a);

$$F = m \cdot a \quad \left(\text{Newton}; \frac{\text{kg} \cdot \text{m}}{\text{s}^2} \right)$$

$$a = \frac{F}{m} \quad \text{Forza per unità di massa}$$

$$\rho = \frac{m}{v}; m = \rho \cdot v;$$

$$a = \frac{1}{\rho} \cdot F \quad (F \text{ è una forza per unità di volume})$$


Andiamo a sostituire in F tutte le forze che influenzano la dinamica dei flussi oceanici

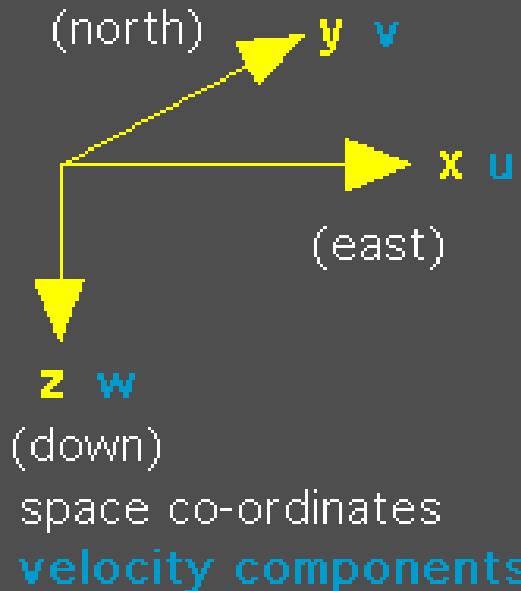
Le Equazioni del Moto

$$a = \frac{1}{\rho} \cdot F \quad (F \text{ è una forza per unità di volume})$$

$$a = \frac{1}{\rho} \cdot \left(\left(\begin{array}{c} \text{Forza del gradiente} \\ \text{di pressione} \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{Forza di} \\ \text{Coriolis} \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{Forza di} \\ \text{gravità} \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{Altre forze} \\ \text{per unità di volume} \end{array} \right) \right)$$



Wind-stress, attriti, maree



- ✓ In un sistema di coordinate a 3 dimensioni, convenzionalmente usato in oceanografia, le velocità nelle direzioni x , y e z , sono definite come u , v e w , rispettivamente.
- ✓ Le accelerazioni corrispondenti saranno:

$$a = \frac{dV}{dt} \left(\frac{du}{dt}, \frac{dv}{dt}, \frac{dw}{dt} \right)$$

Le Equazioni del Moto (o di conservazione del momento)

**Accelerazioni
nella
direzione x**

$$\frac{du}{dt} = \frac{1}{\rho} \cdot \left(\left(\begin{array}{c} \text{Forza del gradiente} \\ \text{di pressione} \\ \text{in direzione } x \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{Forza di} \\ \text{Coriolis} \\ \text{in direzione } x \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{Altre forze} \\ \text{in direzione } x \end{array} \right) \right)$$

**Accelerazioni
nella
direzione y**

$$\frac{dv}{dt} = \frac{1}{\rho} \cdot \left(\left(\begin{array}{c} \text{Forza del gradiente} \\ \text{di pressione} \\ \text{in direzione } y \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{Forza di} \\ \text{Coriolis} \\ \text{in direzione } y \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{Altre forze} \\ \text{in direzione } y \end{array} \right) \right)$$

**Accelerazioni
nella
direzione z**

$$\frac{dw}{dt} = \frac{1}{\rho} \cdot \left(\left(\begin{array}{c} \text{Forza del gradiente} \\ \text{di pressione} \\ \text{in direzione } z \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{Forza di} \\ \text{Coriolis} \\ \text{in direzione } z \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{forza di} \\ \text{gravità} \end{array} \right) \left(\begin{array}{c} \text{Altre forze} \\ \text{in direzione } z \end{array} \right) \right)$$

Forza interna

Forza esterna

Forza esterna

**Stress interni al
fluido (viscosità)
o esterni (wind-
stress)**

Forze di volume e forze di superficie

Forze di Volume (o body forces)

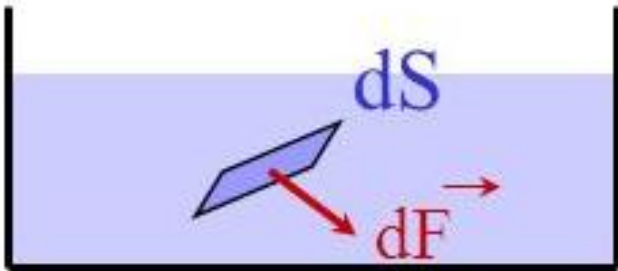
- Sono forze capaci di agire su ogni elemento di fluido;
- diminuiscono lentamente all'aumentare della distanza con l'elemento interagente;
- Poiché agiscono su ogni elemento di fluido, la forza totale è proporzionale al volume che stiamo considerando;
- Esempi di Forze di Volume sono:
 - ❖ FORZA di GRAVITA'
 - ❖ FORZA di CORIOLIS

Forze di Superficie (o a corto raggio)

- Queste forze hanno una diretta origine molecolare, quindi decrescono velocemente quando aumenta la distanza con l'elemento di fluido interagente;
- Sono apprezzabili solo quando la distanza tra i due elementi di fluido è dell'ordine della distanza tra le molecole;
- Interessano solo uno strato sottile adiacente all'elemento di fluido su cui agiscono;
- Per questo motivo la forza totale dipende dall'area dell'elemento che stiamo considerando (**sono proporzionali alla superficie**);
- Esempi di Forze di Superficie sono:
 - ❖ FORZA di PRESSIONE
 - ❖ FORZE VISCOSI

Pressione

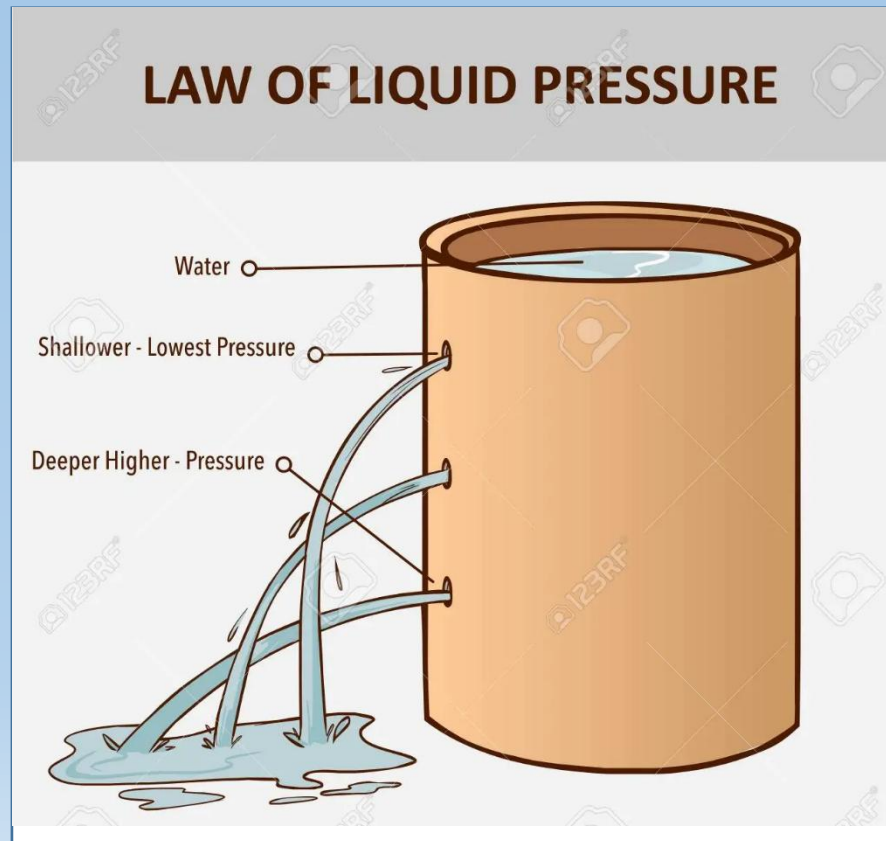
- ✓ La pressione in un fluido non ha caratteristiche direzionali, essa è una **quantità scalare** del punto che si considera all'interno del fluido, quindi non dipende dall'orientamento della superficie su cui è stata misurata.
- ✓ **La pressione è la forza per unità di superficie**, esercitata sulla superficie infinitesima dS , ed è normale rispetto alla superficie stessa;
- ✓ L'unità di misura della pressione nel sistema internazionale è il Pascal: $Pa = \frac{N}{m^2}$;



$$p = \frac{dF}{dS}$$

$$p = \frac{F}{S}$$

Se F è costante ed è applicata ad una superficie finita



- L'acqua che fuoriesce dai buchi ad altezze diverse cade sul tavolo ad una distanza diversa rispetto al recipiente;
- L'acqua che fuoriesce dal buco più in basso è quella sottoposta ad una forza maggiore e cadrà a maggiore distanza dal recipiente;
- L'acqua che fuoriesce dal buco più in alto è quella sottoposta ad una forza minore e cadrà a minore distanza dal recipiente;

Pressione idrostatica

- ✓ Muovendoci nella colonna d'acqua lungo l'asse z (**lungo la verticale o profondità**), si può assumere che la **pressione** sia **idrostatica**, cioè che sia il risultato del peso della colonna d'acqua sovrastante, che è assunta come statica;

$P(z)$ Pressione Idrostatica alla profondità z = massa della colonna d'acqua sovrastante $\times g$

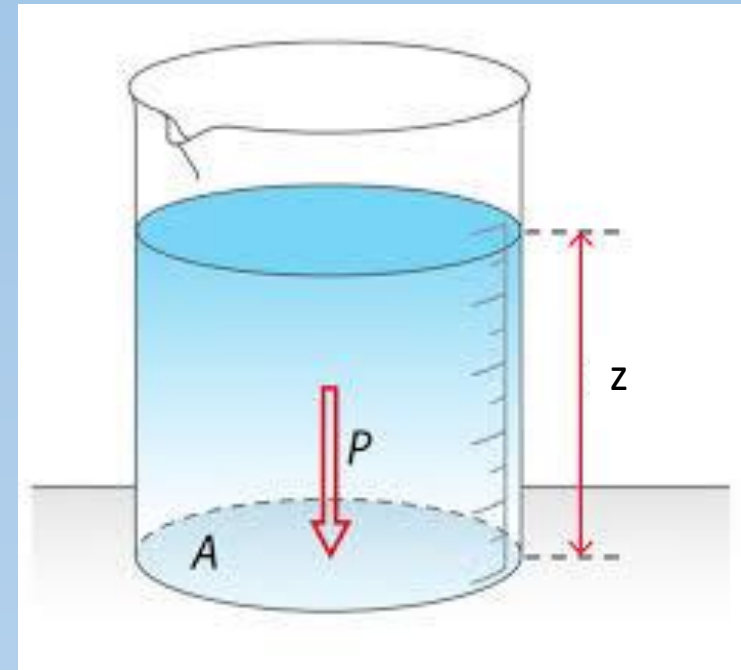
Dove g è l'accelerazione dovuta alla gravità (9.8 m/s^2);

Poiché $\rho = \frac{m}{v} \leftrightarrow m = \rho \cdot v$: **$P = \rho \cdot v \cdot g$ dove $v = A \cdot z$**

Considerando la forza per unità di superficie, la variazione di pressione lungo la profondità sarà:

$$\mathbf{P = - \rho g z} \quad \text{Pressione idrostatica}$$

Poiché in oceanografia l'asse z parte dal livello del mare e si sviluppa verso la profondità, la pressione idrostatica avrà un segno negativo.



Pressione idrostatica

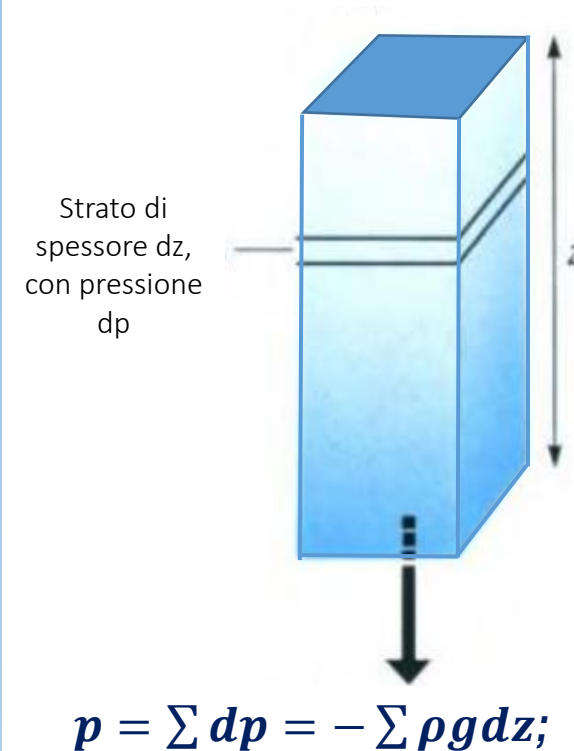
- Nell'oceano la densità varia con la profondità. La colonna d'acqua può essere vista come una serie di strati infiniti, ognuno con uno spessore dz , che contribuiscono con una variazione di pressione dp alla pressione idrostatica totale:

$$dp = -\rho \cdot g \cdot dz;$$

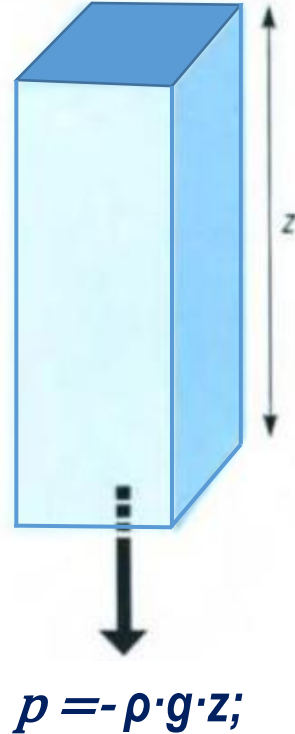
- La pressione totale sarà la sommatoria di tutte le pressioni dp dei singoli strati:

$$p = \sum dp = -\sum \rho g dz;$$

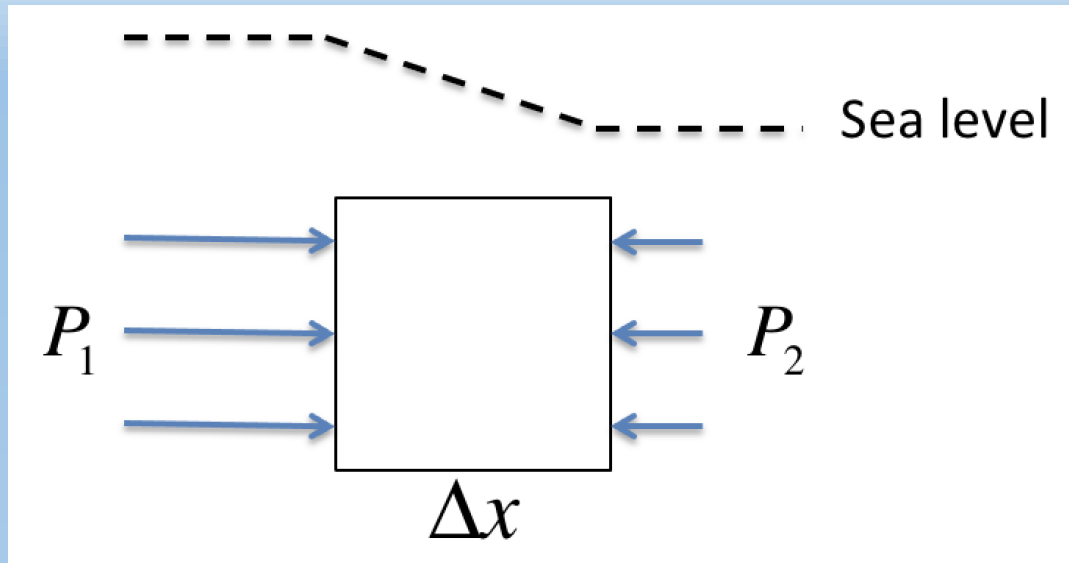
La densità ρ varia in maniera continua con la profondità



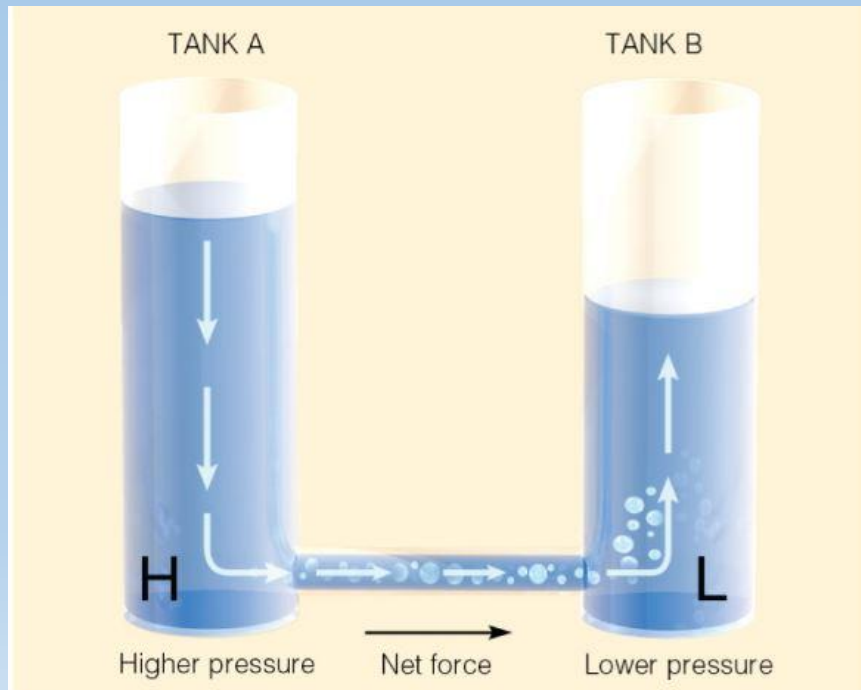
La densità ρ è costante



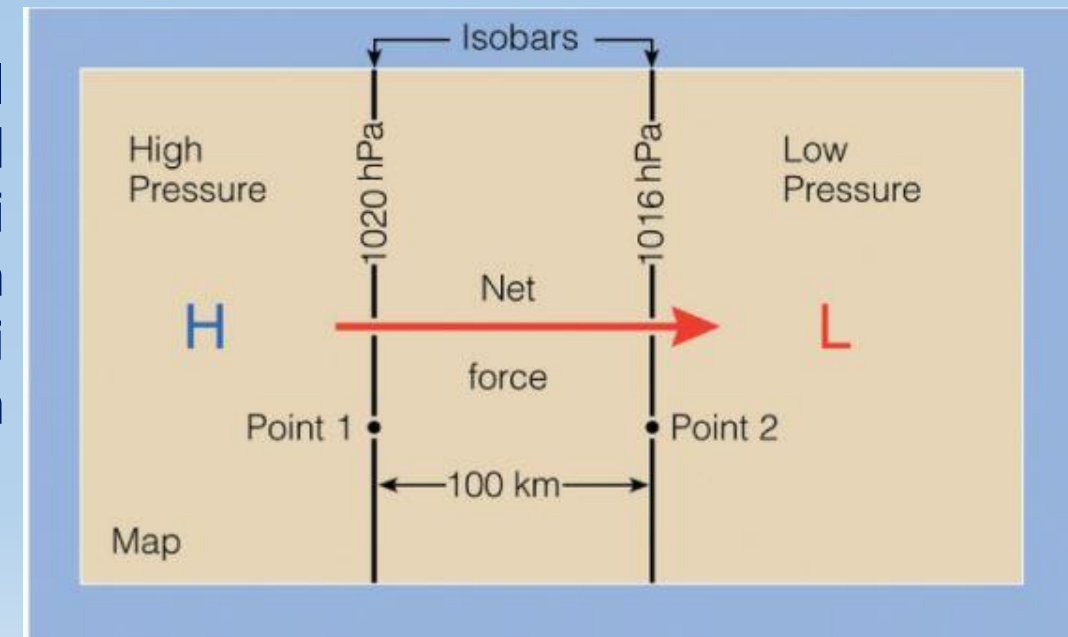
Forza del gradiente di pressione



- Se la pressione varia nello spazio all'interno del fluido (cioè ha un gradiente non nullo), ci sarà una forza netta sulle particelle di fluido chiamata **forza di gradiente di pressione**.
- Si tratta di una forza per unità di massa e quindi ha unità di $\frac{N}{kg}$.



- La tendenza del fluido sottoposto ad un gradiente di pressione sarà quella di muoversi dalla alta alla bassa pressione



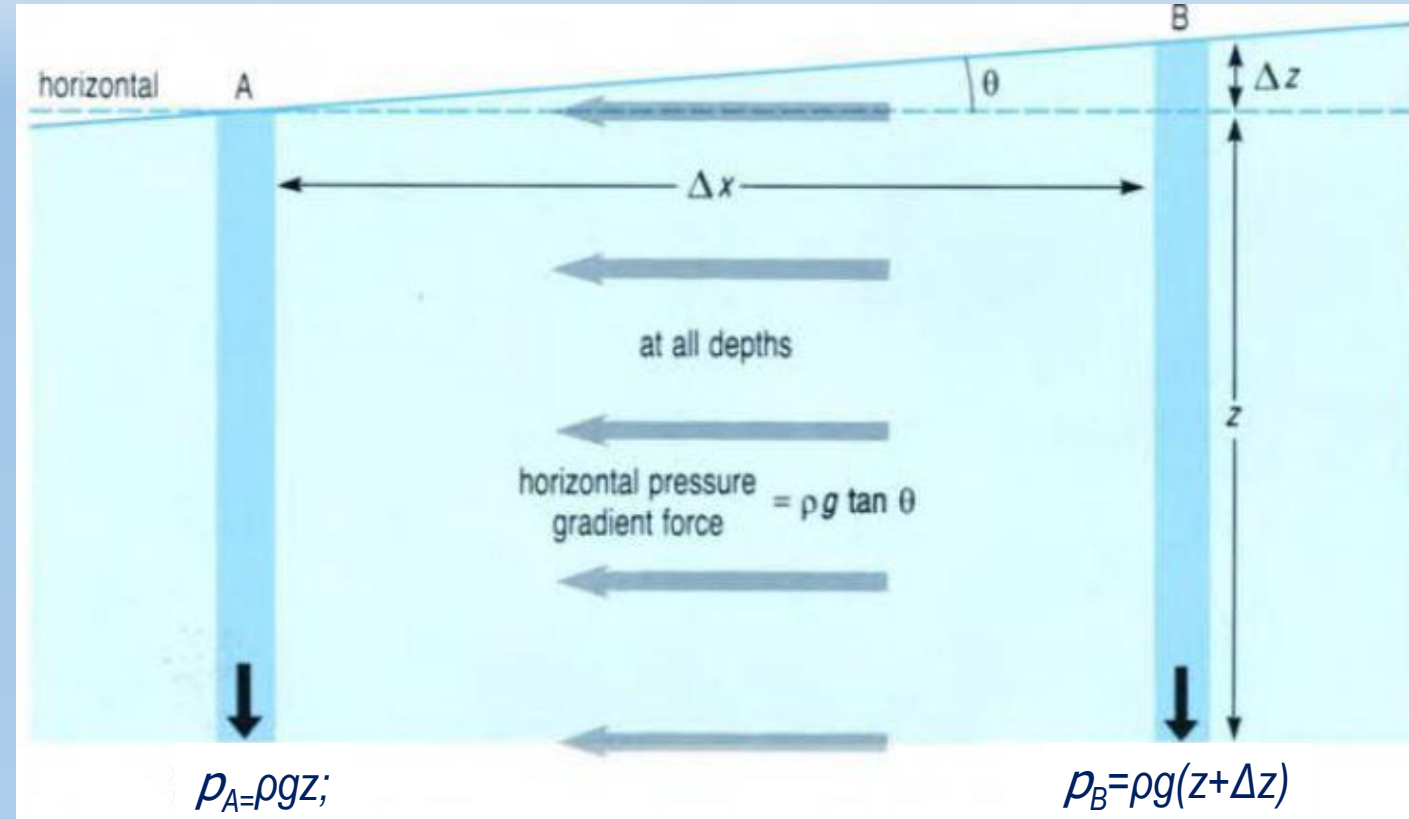
Gradiente di pressione orizzontale

- Oceano «ideale» in cui la superficie libera è mantenuta inclinata in assenza di correnti;
- La pressione nel punto A è data da:
 $p_A = \rho g z$;
- La pressione nel punto B è data da:
 $p_B = \rho g (z + \Delta z)$;
- La pressione nel punto B è maggiore di quella nel punto A; la differenza di pressione è Δp :

$$\Delta p = p_B - p_A = \rho g (z + \Delta z) - \rho g z = \rho g \Delta z;$$

- I punti A e B sono a distanza Δx ; la forza del gradiente di pressione orizzontale che si genera tra di loro è:

$$\frac{\Delta p}{\Delta x} = \rho g \frac{\Delta z}{\Delta x}$$

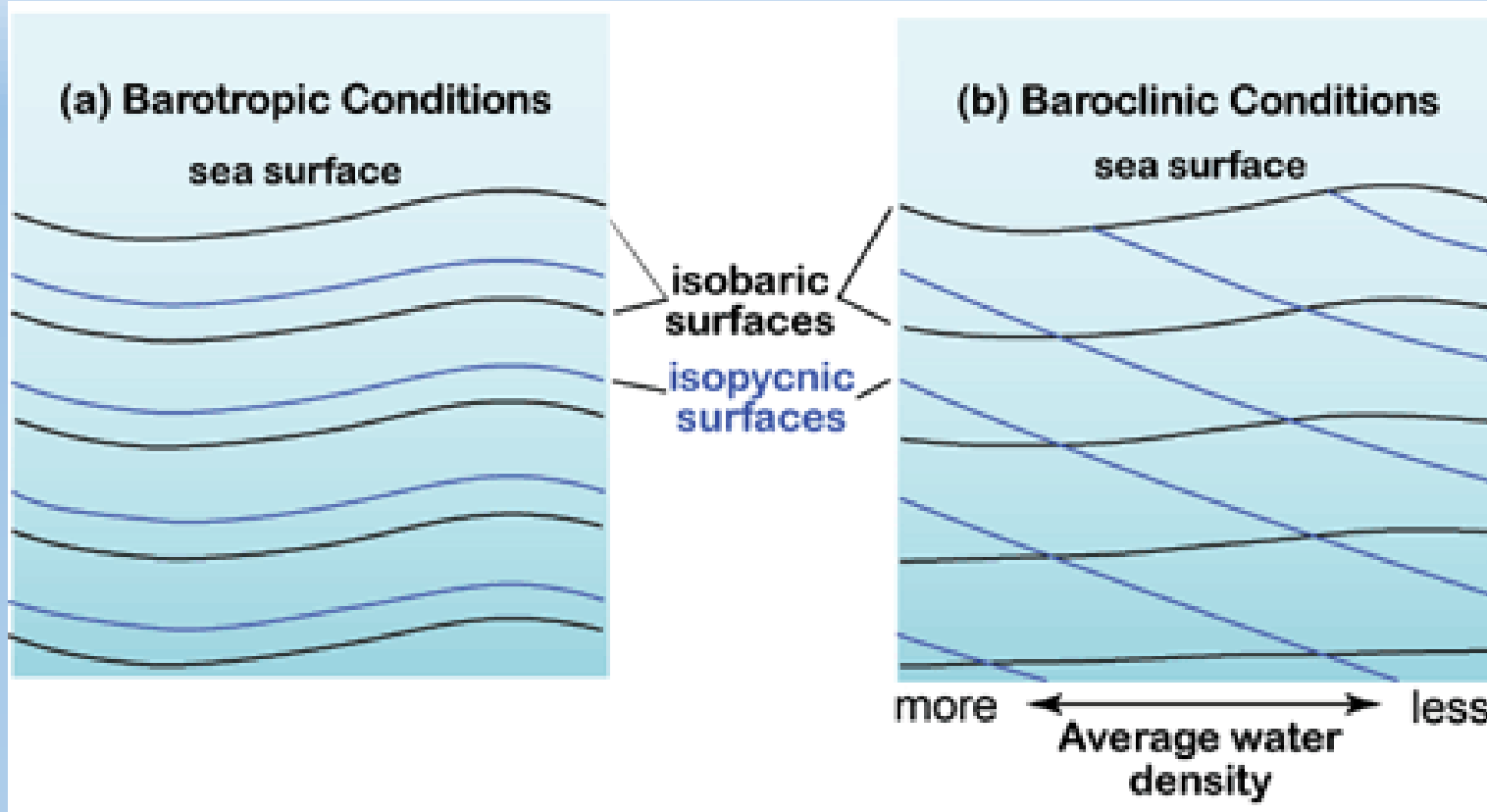


Poiché $\frac{\Delta z}{\Delta x} = \tan \theta$,

$$\frac{\Delta p}{\Delta x} = \rho g \tan \theta$$

Gradiente di pressione orizzontale in direzione x
(dipende dall'inclinazione della superficie libera)

Condizione barotropica e baroclina



- Le **condizioni barocline** si verificano in presenza di variazioni laterali di densità;
- Le isobate non sono parallele alla superficie libera;
- Le isopiche sono inclinate rispetto alle isobate;
- Le condizioni fortemente barocline (in cui l'angolo di inclinazione tra le superfici è grande) si trovano in presenza di intense correnti.

- In un **flusso barotropico**, le isopiche (superfici a densità costante) e isobare (superfici a pressione costante) sono parallele e le loro pendenze rimangono costanti con la profondità;
- Queste condizioni si verificano quando la densità e la pressione variano solo in funzione della profondità;
- Le condizioni barotropiche si verificano negli strati superficiali dell'oceano ben rimescolati;
- Esse caratterizzano anche l'oceano profondo, al di sotto del termocline permanente.

Le Equazioni del Moto (o di conservazione del momento)

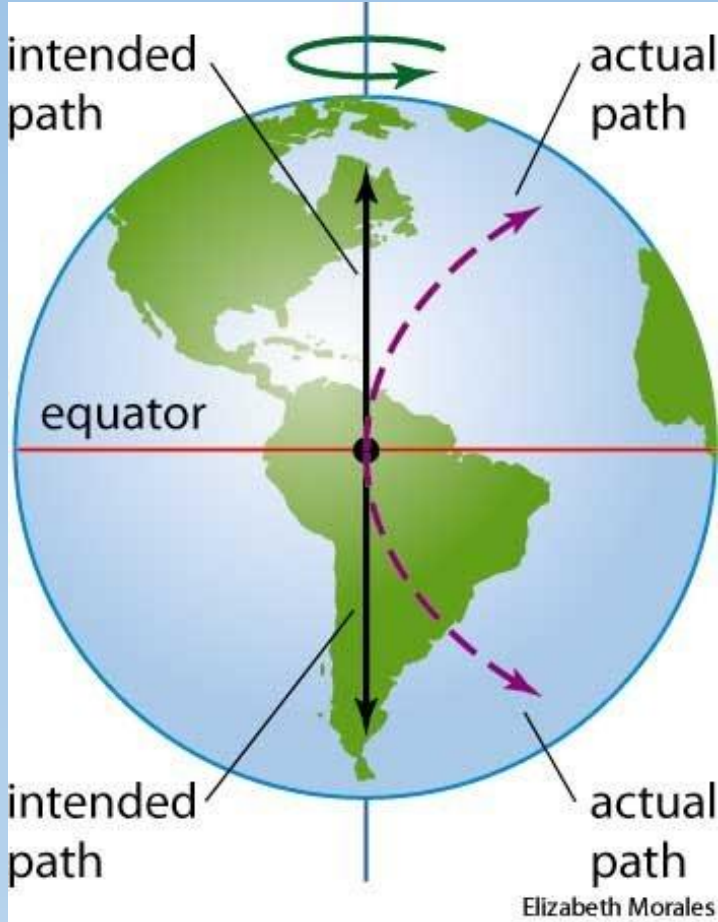
$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = \frac{1}{\rho} \cdot \left(\left(\begin{array}{c} \text{Forza del gradiente} \\ \text{di pressione} \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{Forza di} \\ \text{Coriolis} \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{Forza di} \\ \text{gravità} \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{Altre forze} \\ \text{per unità di volume} \end{array} \right) \right)$$


$$F_p = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{dp}{dx}, \frac{dp}{dy}, \frac{dp}{dz} \right) = -\frac{1}{\rho} \nabla p$$

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = \frac{1}{\rho} \cdot \left(-\nabla p + \left(\begin{array}{c} \text{Forza di} \\ \text{Coriolis} \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{Forza di} \\ \text{gravità} \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{Altre forze} \\ \text{per unità di volume} \end{array} \right) \right)$$

Forza di Coriolis

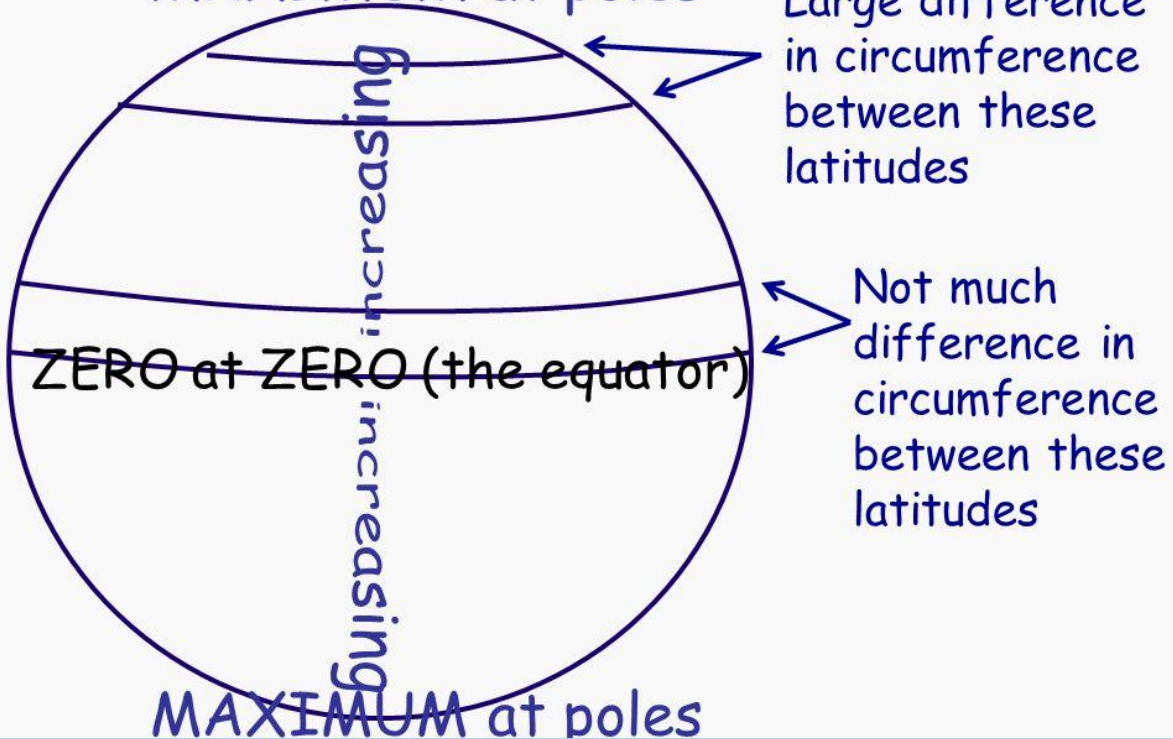
La forza di Coriolis **rappresenta il modo in cui la rotazione terrestre contribuisce alla circolazione delle correnti oceaniche.**



- Le correnti superficiali sono causate dal vento;
- Una volta messe in movimento dal vento, le masse d'acqua sono soggette alla **Forza di Coriolis**;
- La Forza di Coriolis **è il risultato della rotazione terrestre**. Si tratta di una deviazione apparente del percorso di un oggetto che si muove all'interno di un sistema di coordinate rotanti;
- In realtà l'oggetto non devia dal suo percorso, ma sembra farlo a causa del movimento del sistema di coordinate.
- Sulla Terra, un oggetto che si muove lungo un percorso nord-sud, subirà una **deviazione apparente** verso destra nell'emisfero settentrionale e verso sinistra nell'emisfero meridionale.

Forza di Coriolis

Coriolis Effect: last point
MAXIMUM at poles



- La **Forza di Coriolis** è **proporzionale al seno della latitudine φ** ;
- Diventa un termine addizionale delle Equazioni del Moto nella direzione x ed y ;
- Nella direzione z (profondità) i termine di Coriolis è proporzionale al coseno della latitudine e può essere trascurato (è molto piccolo);
- L'effetto di Coriolis è assente all'equatore, perché il seno di φ è zero ($\sin(0)=0$);

Componente in direzione x $2\Omega \sin \varphi v = f v$

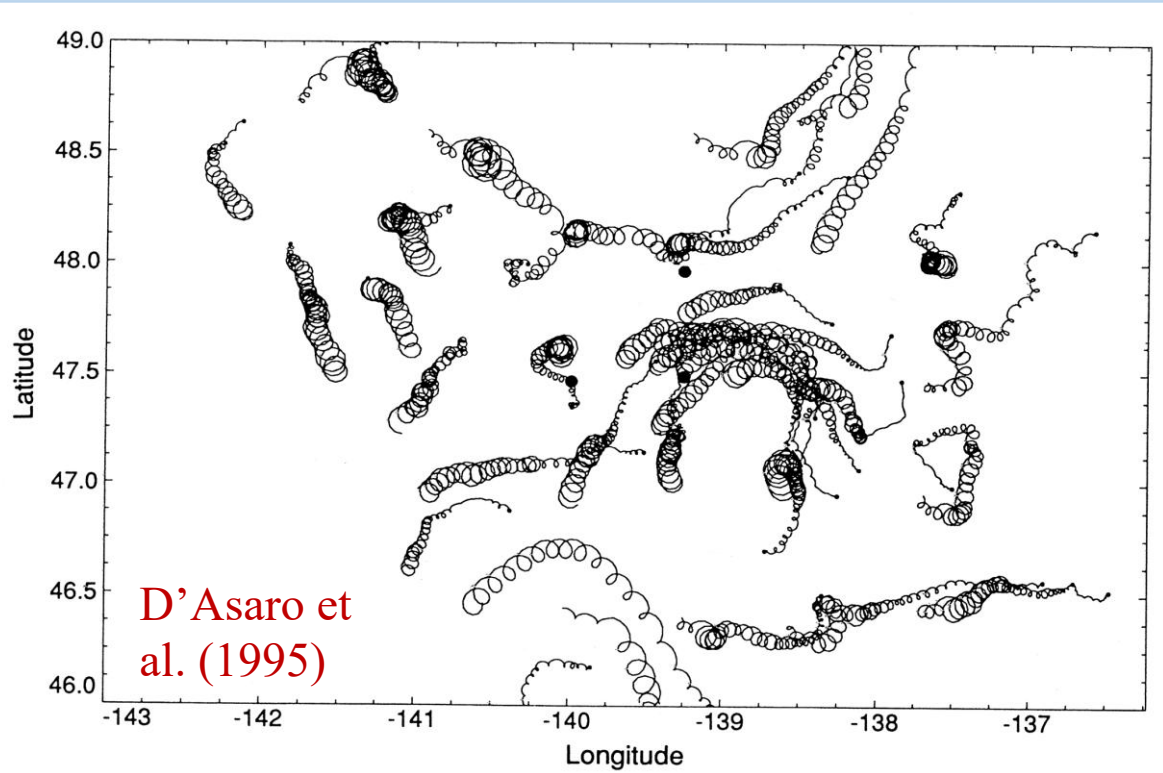
Componente in direzione y $-2\Omega \sin \varphi u = -f u$

$$f = 2\Omega \sin \varphi$$

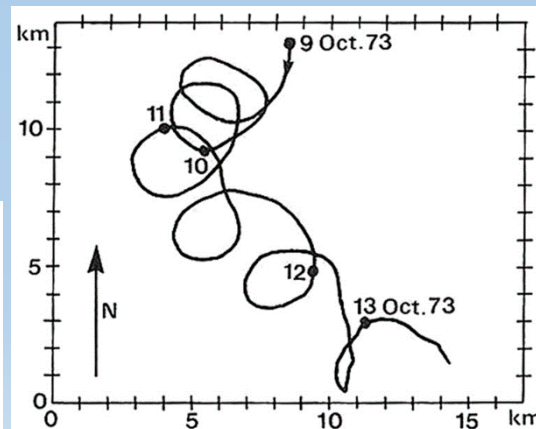
E' detto **Parametro di Coriolis**
e dipende dalla latitudine

Velocità angolare di
rotazione terrestre
 $\Omega = 729.2 \cdot 10^{-7} \text{ rad} \cdot \text{s}^{-1}$

Gli effetti di Coriolis negli oceani: correnti inerziali



Attrito: movimento che risulta dal trasferimento di quantità di moto tra parti differenti del fluido



- Il vento quando soffia sulla superficie degli oceani trasferisce quantità di moto ($q=mv$; massa x velocità);
- Quando il vento smette di soffiare, l'oceano non si ferma subito, ma continua a muoversi per attrito e per la forza di Coriolis che continuano ad agire su di esso;
- Il risultato è un movimento curvilineo che prende il nome di **corrente inerziale**;
- Se la forza di Coriolis è l'unica che agisce orizzontalmente ed il moto non comporta grandi variazioni in latitudine, la corrente inerziale è circolare;
- Il periodo delle correnti inerziali T è il tempo che una particella d'acqua impiega a compiere un giro:
$$T = \frac{2\pi}{f}$$
- Alla latitudine di 45°N , T è di circa 17 ore.

Numero di Rossby

- Il **numero di Rossby** è un numero adimensionale usato nella descrizione della meccanica dei fluidi nel caso del moto di un fluido influenzato da movimenti rotatori;
- Il numero di Rossby è dato dal rapporto tra le correnti (U) e la Forza di Coriolis in un fluido in un sistema di riferimento rotante;
- Il suo valore ci dice se siamo in una condizione in cui possiamo trascurare o meno la Forza di Coriolis;

$$R_o = \frac{U}{fL}$$

Numero di Rossby

- dove U è la scala di velocità, f è il parametro di Coriolis e L è la scala di lunghezza orizzontale.
- I flussi su larga scala sono definiti come quelli che sono significativamente influenzati dalla rotazione terrestre e con L sufficientemente grande perché R_o sia di ordine uno o inferiore (ad esempio, i flussi con **numero di Rossby** sufficientemente piccolo sono in equilibrio geostrofico);
- Nel caso della corrente oceanica, che si muove a pochi centimetri al secondo su una distanza, per esempio, di mille chilometri, il numero di Rossby è molto piccolo; nel caso di un proiettile che sfreccia, la velocità è molto grande e la distanza percorsa non supera i mille metri, il numero di Rossby è molto grande.
- La Terra ruota molto nel tempo necessario alla corrente oceanica per spostarsi da un luogo all'altro, quindi l'effetto della rotazione terrestre sul movimento del fluido è grande. Al contrario, la Terra ruota molto poco nel tempo che impiega il proiettile a spostarsi dal fucile al bersaglio, quindi l'accelerazione di Coriolis è trascurabile.

Le Equazioni del Moto (o di conservazione del momento)

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = \frac{1}{\rho} \cdot \left(-\nabla p + \left(\begin{matrix} \text{Forza di} \\ \text{Coriolis} \end{matrix} \right) + \left(\begin{matrix} \text{Forza di} \\ \text{gravità} \end{matrix} \right) + \left(\begin{matrix} \text{Altre forze} \\ \text{per unità di volume} \end{matrix} \right) \right)$$

$$2\Omega \times \mathbf{V}$$

ρf_v Componente in direzione x

$-\rho f_u$ Componente in direzione y

La forza di Coriolis agisce a destra rispetto alla direzione della corrente, per questo la componente di Coriolis che agisce nella direzione x è proporzionale alla velocità nella direzione y e vice versa.



$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = \frac{1}{\rho} \cdot \left(-\nabla p + 2\Omega \times \mathbf{V} + \left(\begin{matrix} \text{Forza di} \\ \text{gravità} \end{matrix} \right) + \left(\begin{matrix} \text{Altre forze} \\ \text{per unità di volume} \end{matrix} \right) \right)$$

Bilancio geostrofico

- Nelle regioni oceaniche lontane dai boundary, le forze di attrito hanno minore importanza e le equazioni del moto per le componenti orizzontali (direzioni x e y) possono essere espresse come un semplice **equilibrio del gradiente di pressione orizzontale e della Forza di Coriolis**;

$$\cancel{\frac{dV}{dt}} = \frac{1}{\rho} \cdot \left(-\nabla p + 2\Omega \times V + \left(\begin{array}{c} \text{Forza di} \\ \text{gravità} \end{array} \right) + \left(\begin{array}{c} \text{Altre forze} \\ \text{per unità di volume} \end{array} \right) \right)$$

(no accelerations, no viscosity, the pressure is hydrostatic)

Equazioni
geostrofiche (o del
vento termico)

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{dp}{dx} = \rho f v g; \\ \frac{dp}{dy} = -\rho f u g; \\ \frac{dp}{dz} = -\rho g; \end{array} \right.$$

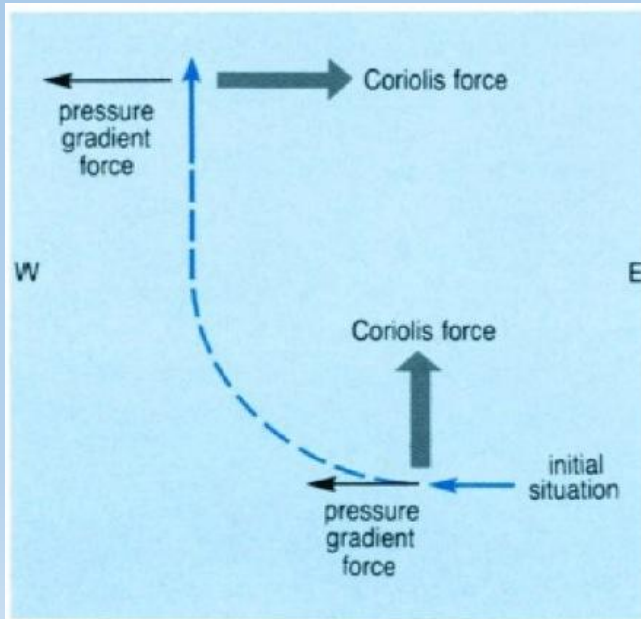
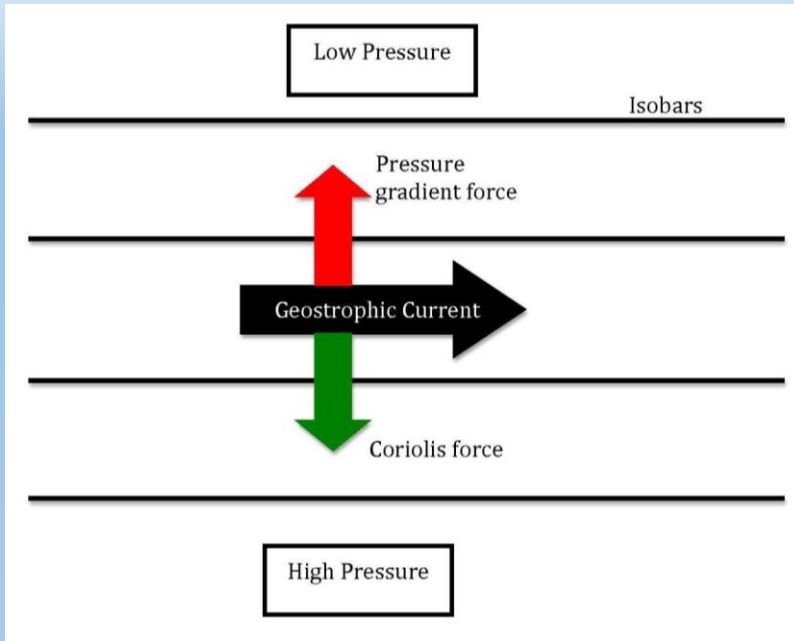


$$v_g = \frac{1}{f\rho} \frac{dp}{dx}$$

$$u_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{dp}{dy}$$

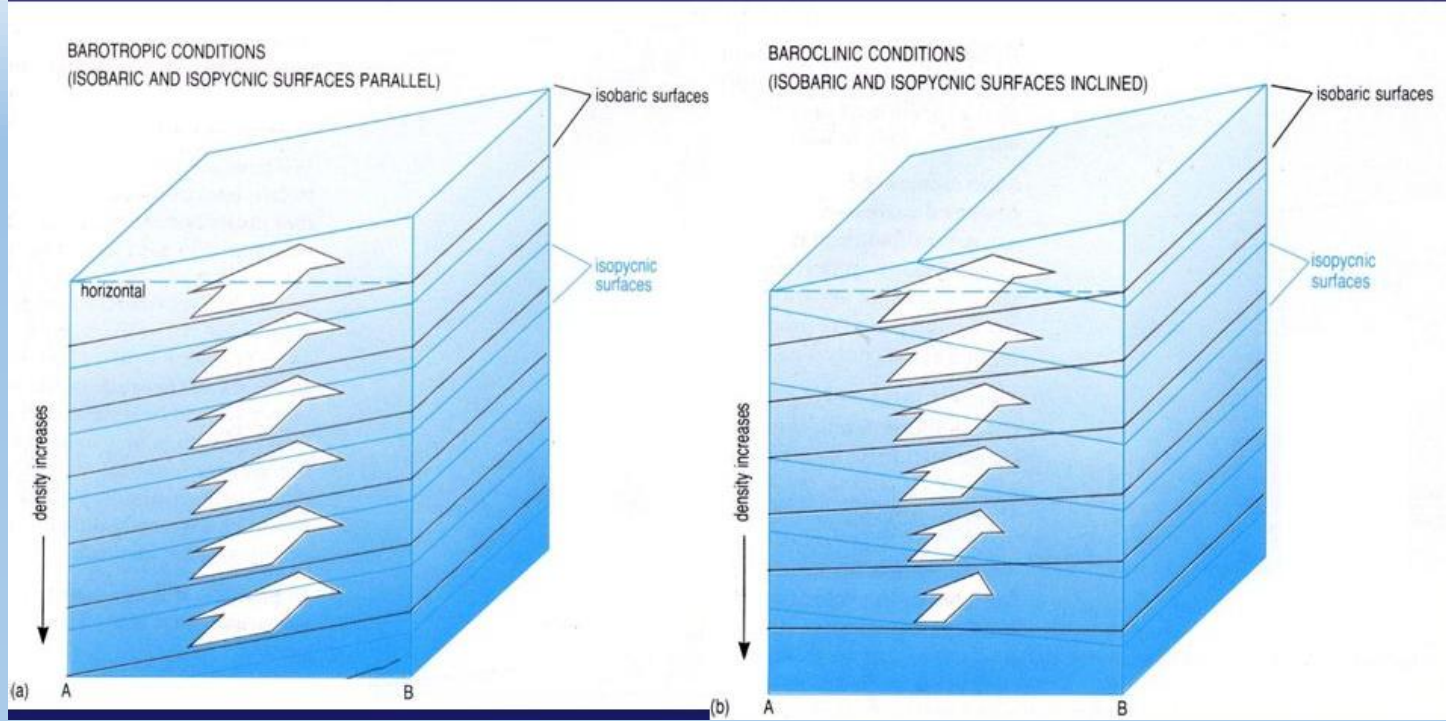
Velocità
geostrofiche

Correnti Geostrofiche

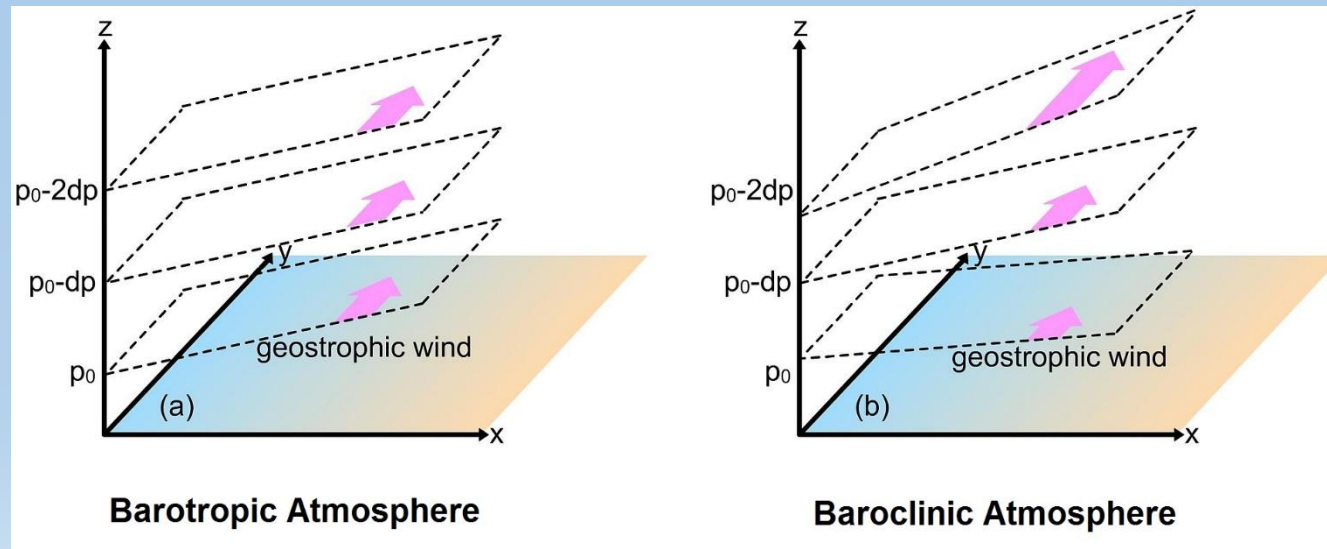


- La Forza del gradiente di pressione è diretta dalla alta alla bassa pressione;
- **La Forza di Coriolis bilancia la Forza del gradiente di pressione** (perché siamo in equilibrio geostrofico), quindi è uguale e contraria ad essa;
- **Il flusso geostrofico è parallelo alle isobare ed è diretto in maniera tale da lasciare l'alta pressione a destra nell'Emisfero Nord ed a sinistra nell'Emisfero Sud;**
- Le correnti geostrofiche si verificano sia in condizioni barotropiche (omogenee) che barocline (con variazioni laterali di densità) (Brown et al., 2001);
- Nell'oceano reale, appena l'acqua si mette in moto è soggetta alla forza di Coriolis;
- Ad esempio nell'Emisfero Nord, una particella d'acqua che si muove verso ovest seguendo il gradiente di pressione, viene immediatamente deviata verso nord dalla forza di Coriolis finché le due forze non trovano un equilibrio.

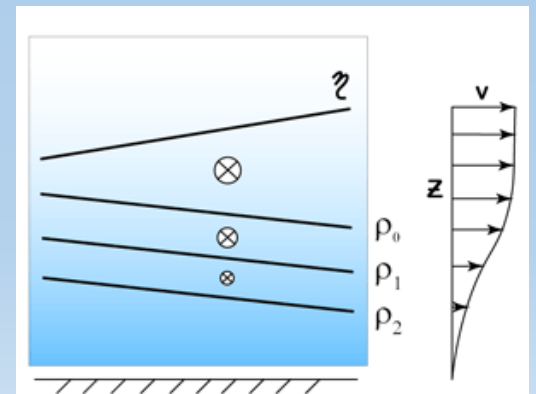
Correnti Geostrofiche: situazione barotropica e baroclina



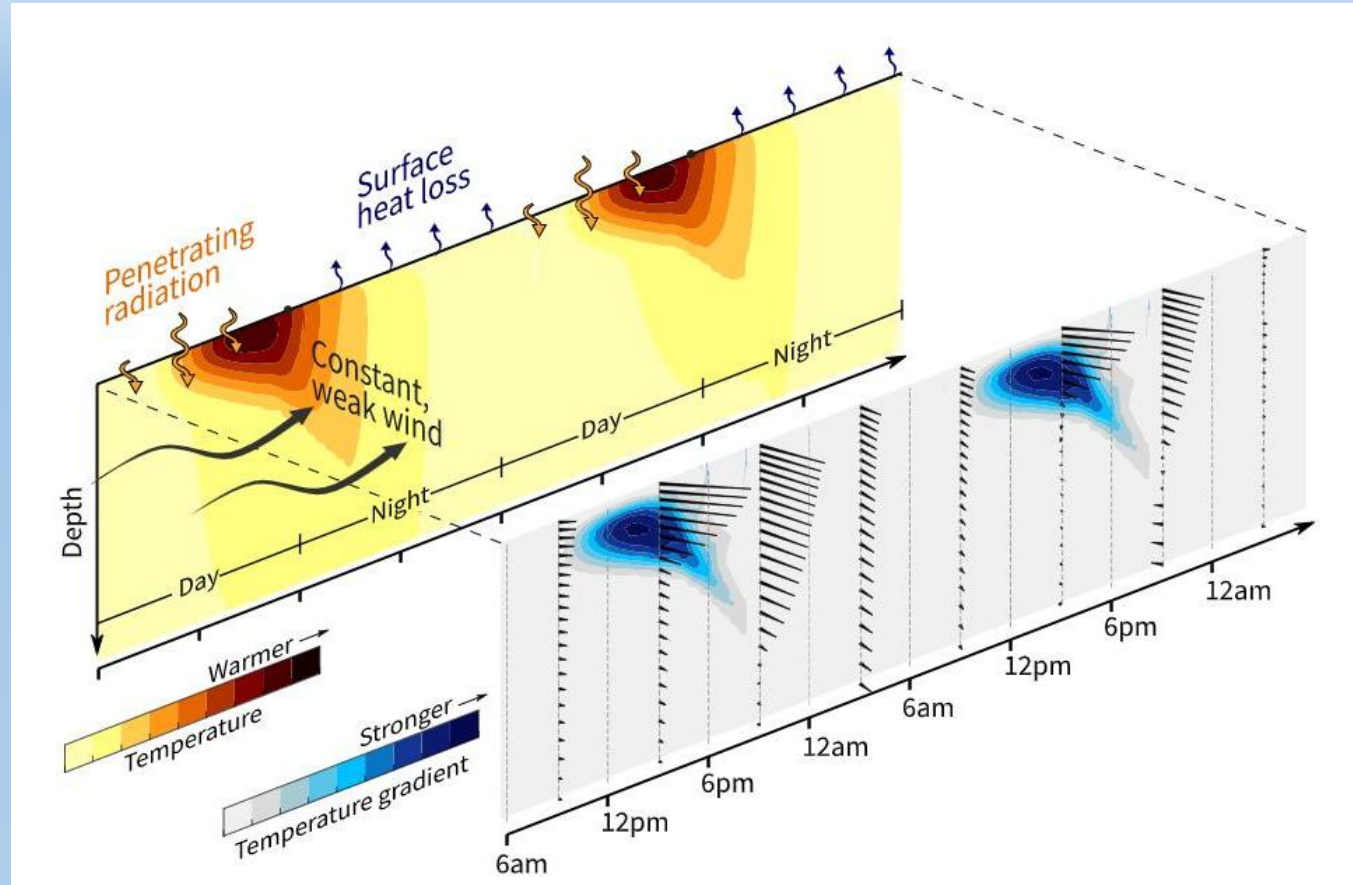
- Nella condizione **barotropica** il gradiente di pressione orizzontale tra i punti A e B è costante con la profondità, quindi le correnti geostrofiche hanno uguale intensità in tutta la colonna d'acqua;
- Nella condizione **baroclina**, la densità media della colonna d'acqua nel punto A è maggiore di quella del punto B;
- In questa condizione le superfici isobariche diventano sempre più orizzontali con la profondità e l'intensità delle correnti geostrofiche diminuisce;



**Shear di velocità
verticale
(condizione
baroclina)**

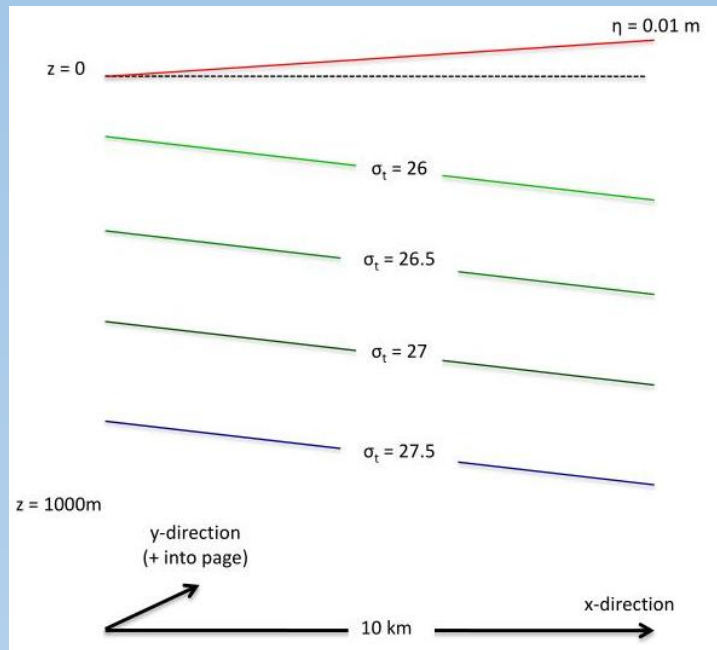
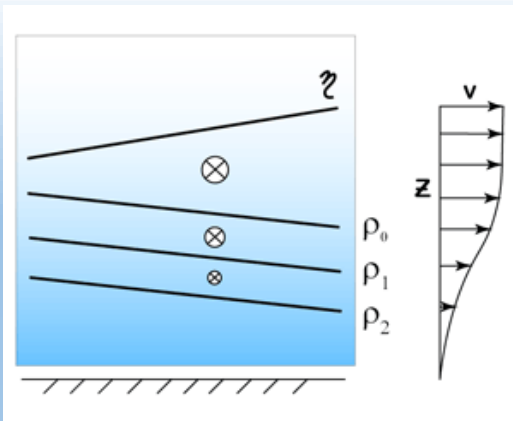


Shear di velocità verticale

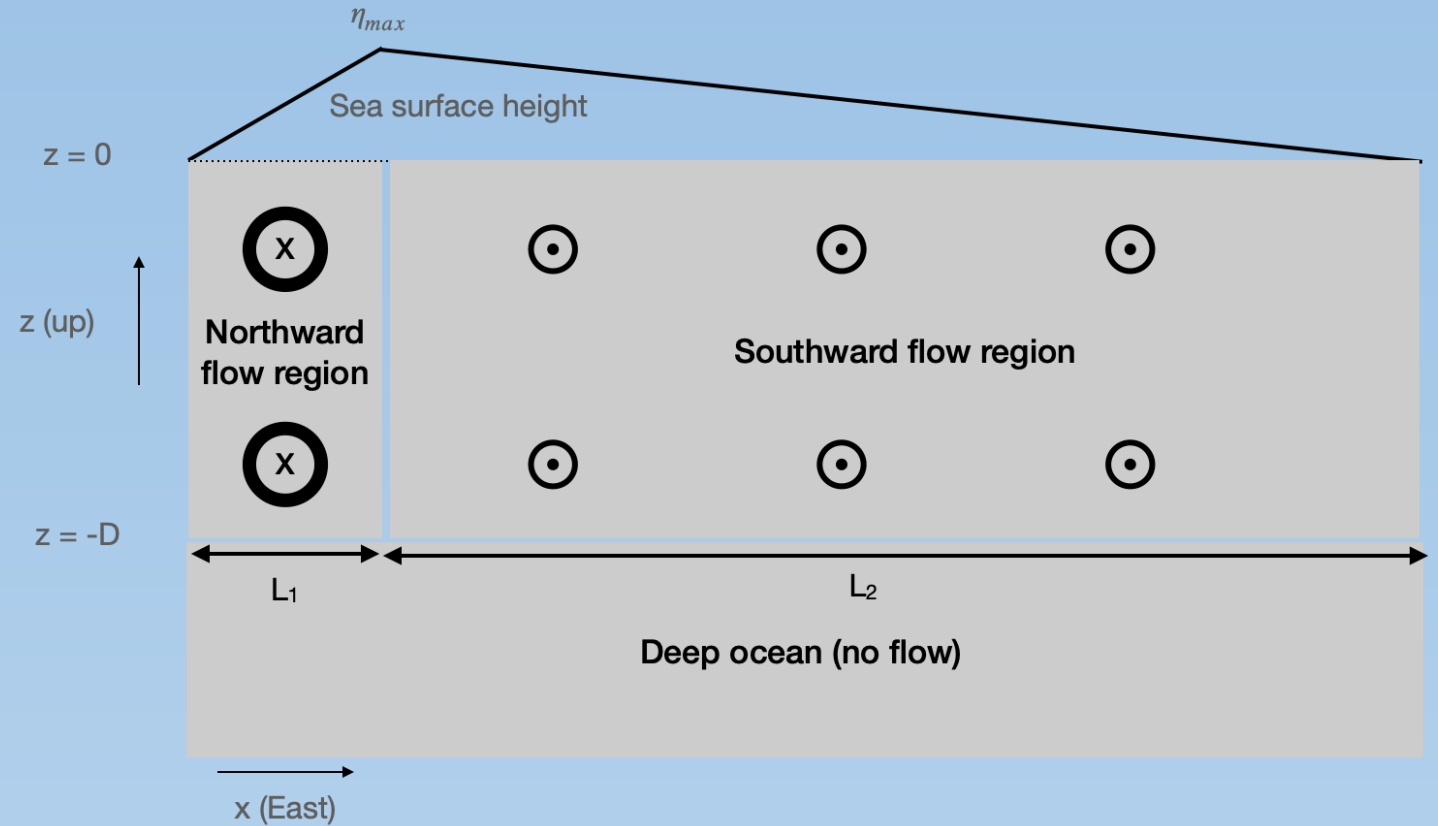


- Shear di velocità verticale indotto dal riscaldamento diurno;
- Il forte gradiente di temperatura durante il giorno crea forti gradienti orizzontali di densità e induce il flusso geostrofico;
- L'intensità del flusso è maggiore negli strati superiori della colonna d'acqua e decresce con la profondità (shear);
- Durante la notte la colonna d'acqua è rimescolata ed il flusso geostrofico è costante con la profondità;

Correnti Geostrofiche

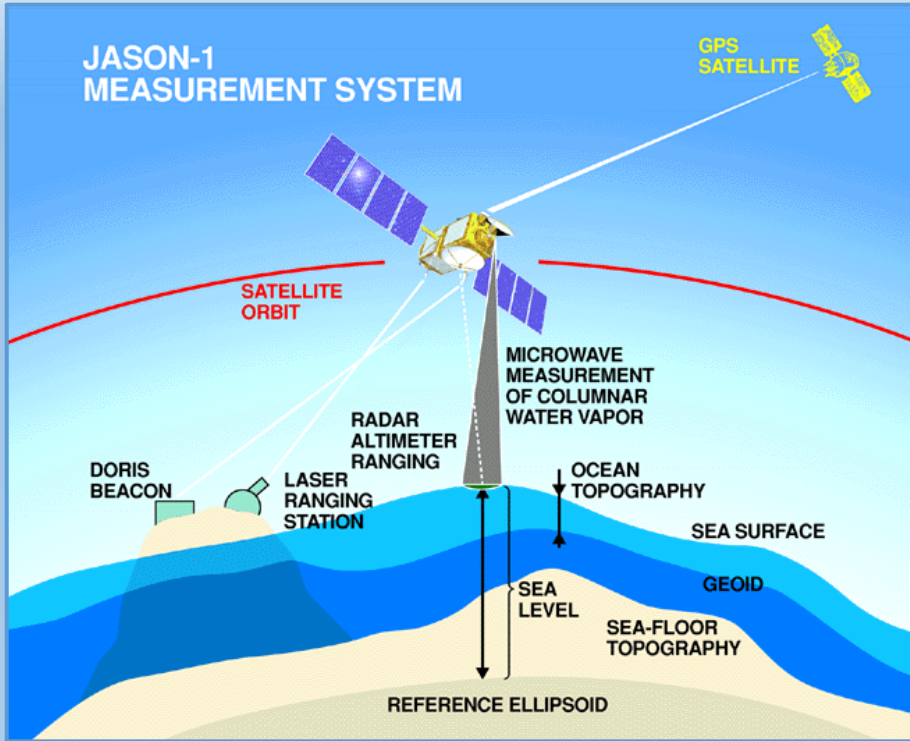


North Atlantic Gyre Cross Section



- Per convenzione le correnti geostrofiche vengono indicate con $\otimes$ quando fluiscono verso l'interno della pagina (sono entranti nella pagina); con $\odot$ quando fluiscono verso l'esterno della pagina (sono uscenti dalla pagina, v positive).

Satellite altimetry data: ocean currents



SSH anomalies are used to retrieve the surface currents

$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dx}$$

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dy}$$

$$p = \rho g \eta$$

Geostrophic Equations
(no accelerations, no viscosity, the pressure is hydrostatic)

Horizontal Velocity components

Gravity Force

$$u = -\frac{g}{f} \frac{d\eta}{dy}$$

Sea Surface Height

$$v = \frac{g}{f} \frac{d\eta}{dx}$$

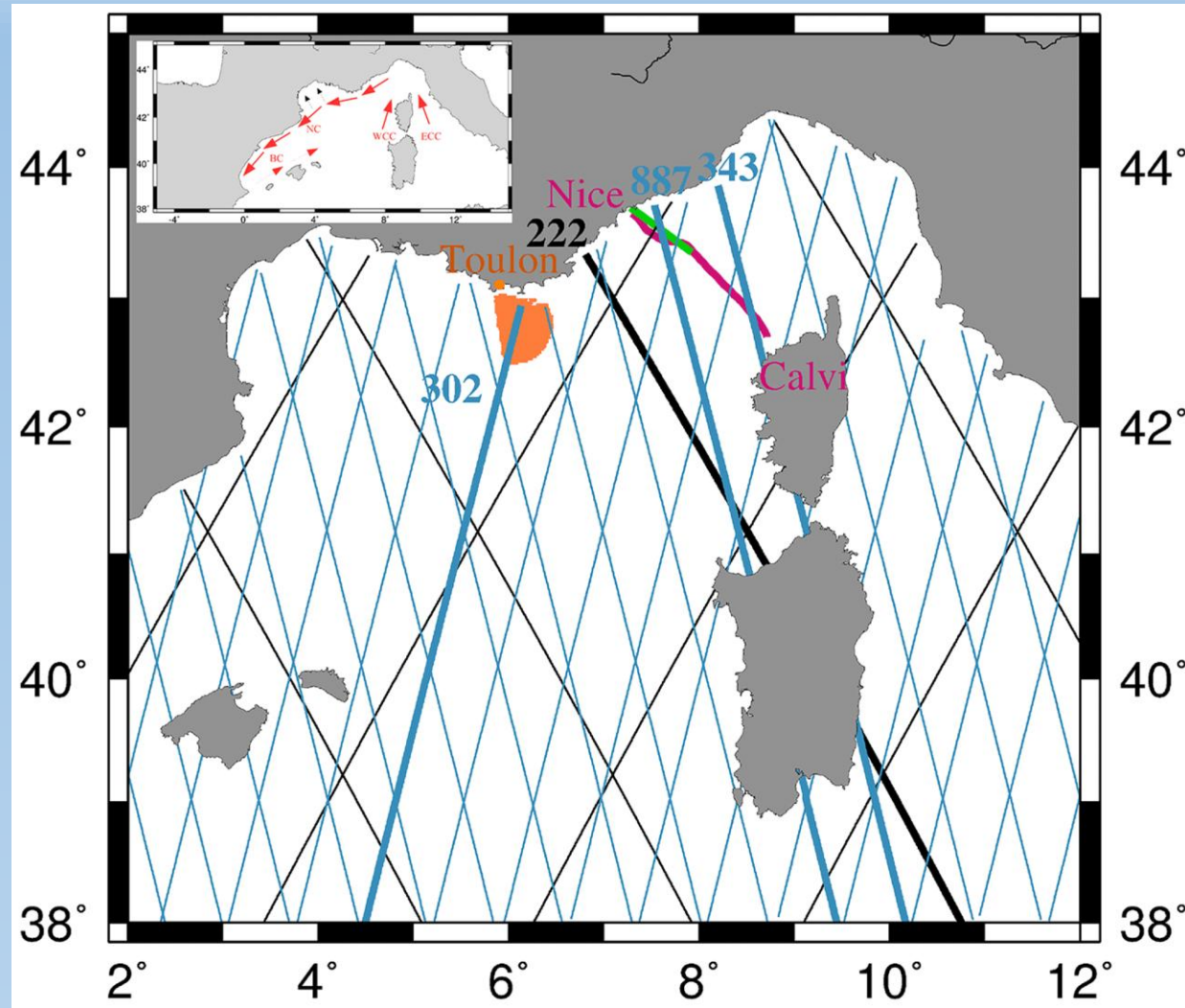
Coriolis Parameter

The total current (u_T) is the sum of the geostrophic currents (u_g), the Ekman currents (u_e), the wind generated slip (u_s) and a number of other ageostrophic currents (u_a) associated:

$$u_T = u_e + u_g + u_s + u_a$$

Satellite altimetry tracks

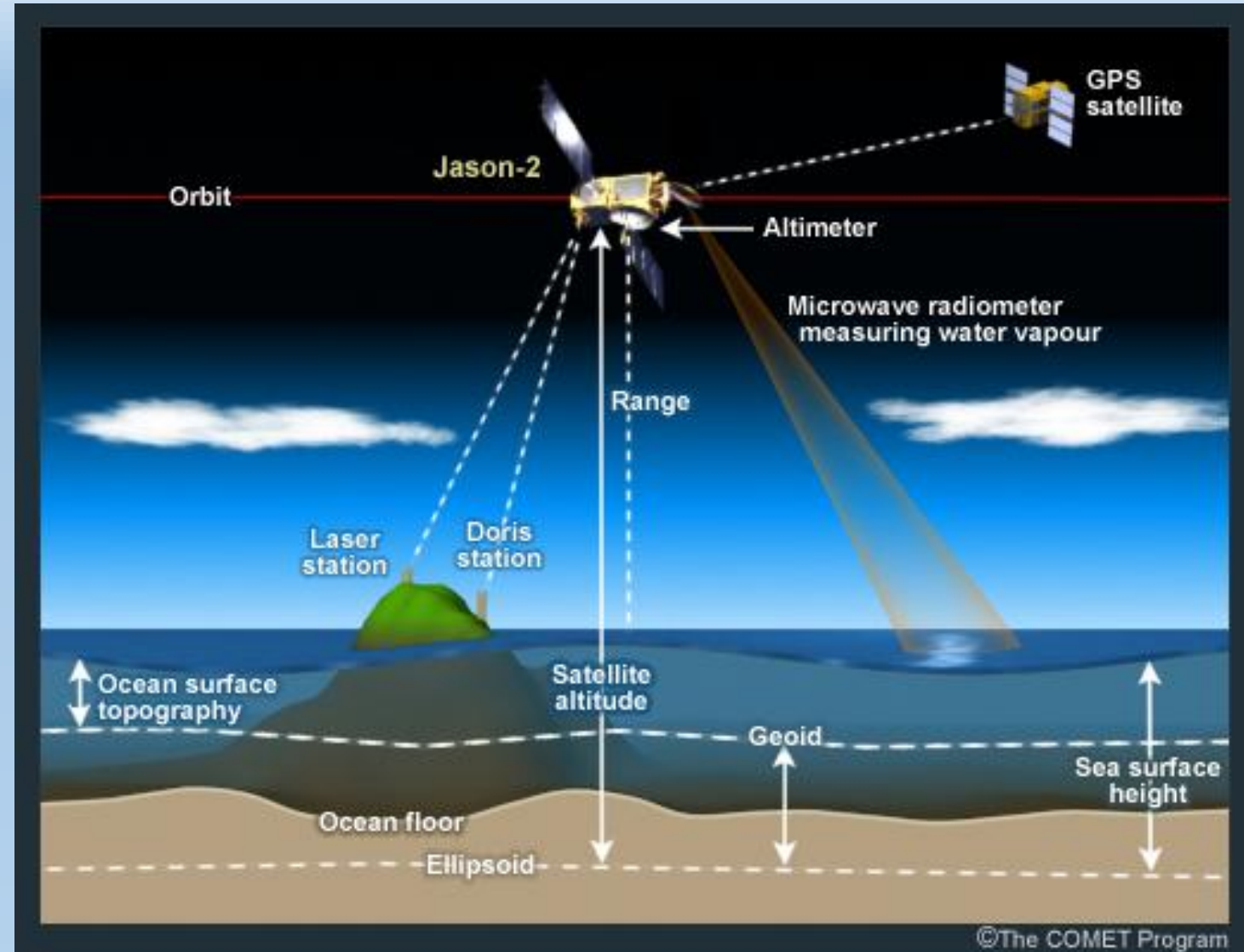
Black= Jason 2 tracks,
geostationary orbit;
Blue= SARAL tracks;
polar orbit.



Carret et al., 2019

Satellite altimetry data

- ✓ Satellite altimeters measure the Sea Surface Height (**SSH**) with respect to the reference **ellipsoid**;
- ✓ The Ocean surface topography (or **Absolute Dynamic Topography - ADT**) is the sea surface height with respect to the **geoid**;
- ✓ The **geoid** is the sea surface assuming a complete absence of perturbing forces (tides, winds, currents, etc).

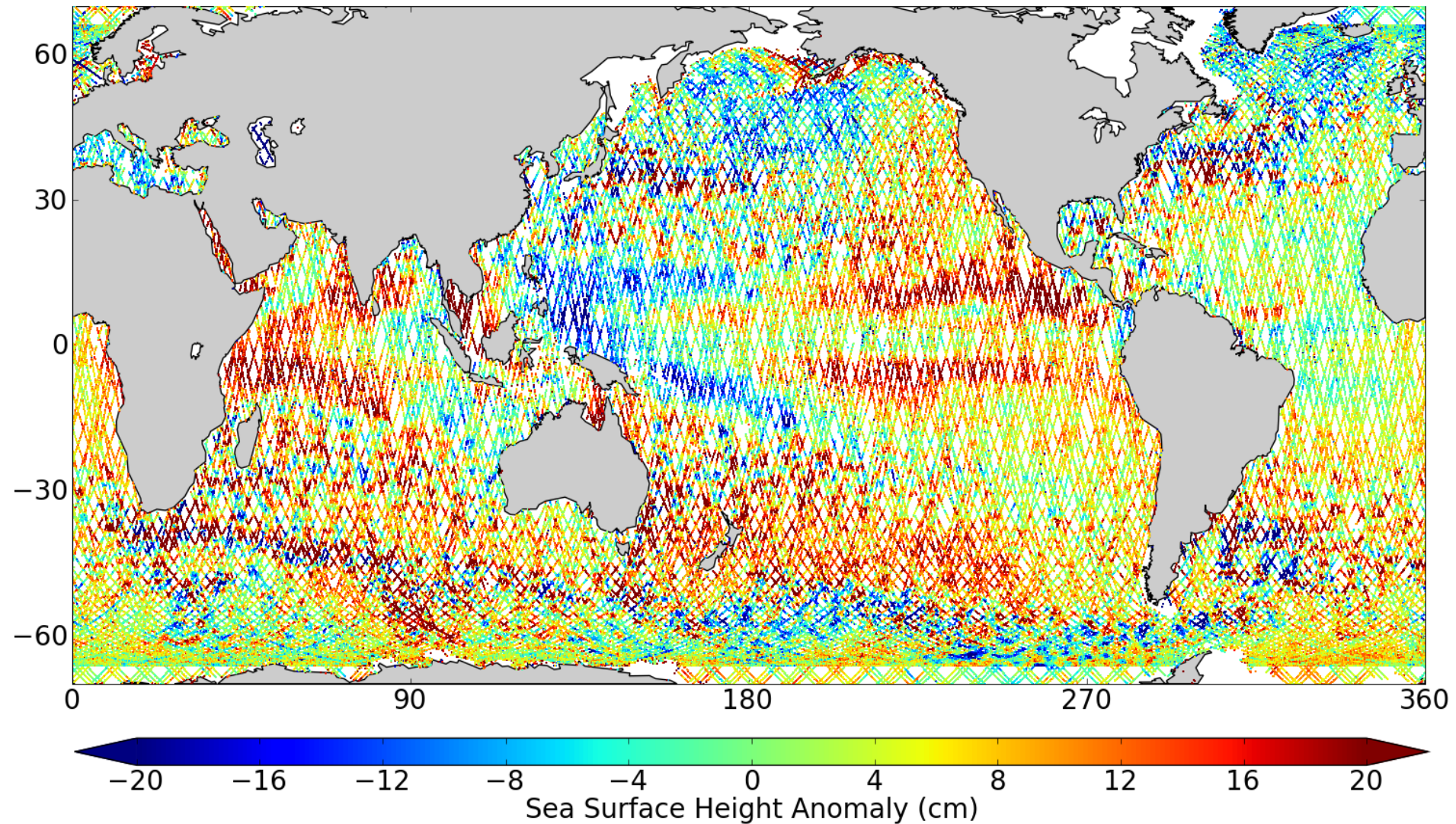


$$\text{Satellite altitude} - \text{Range} = \text{Sea Surface High (SSH)}$$
$$\text{SSH} = \text{ADT} + \text{Geoid}$$



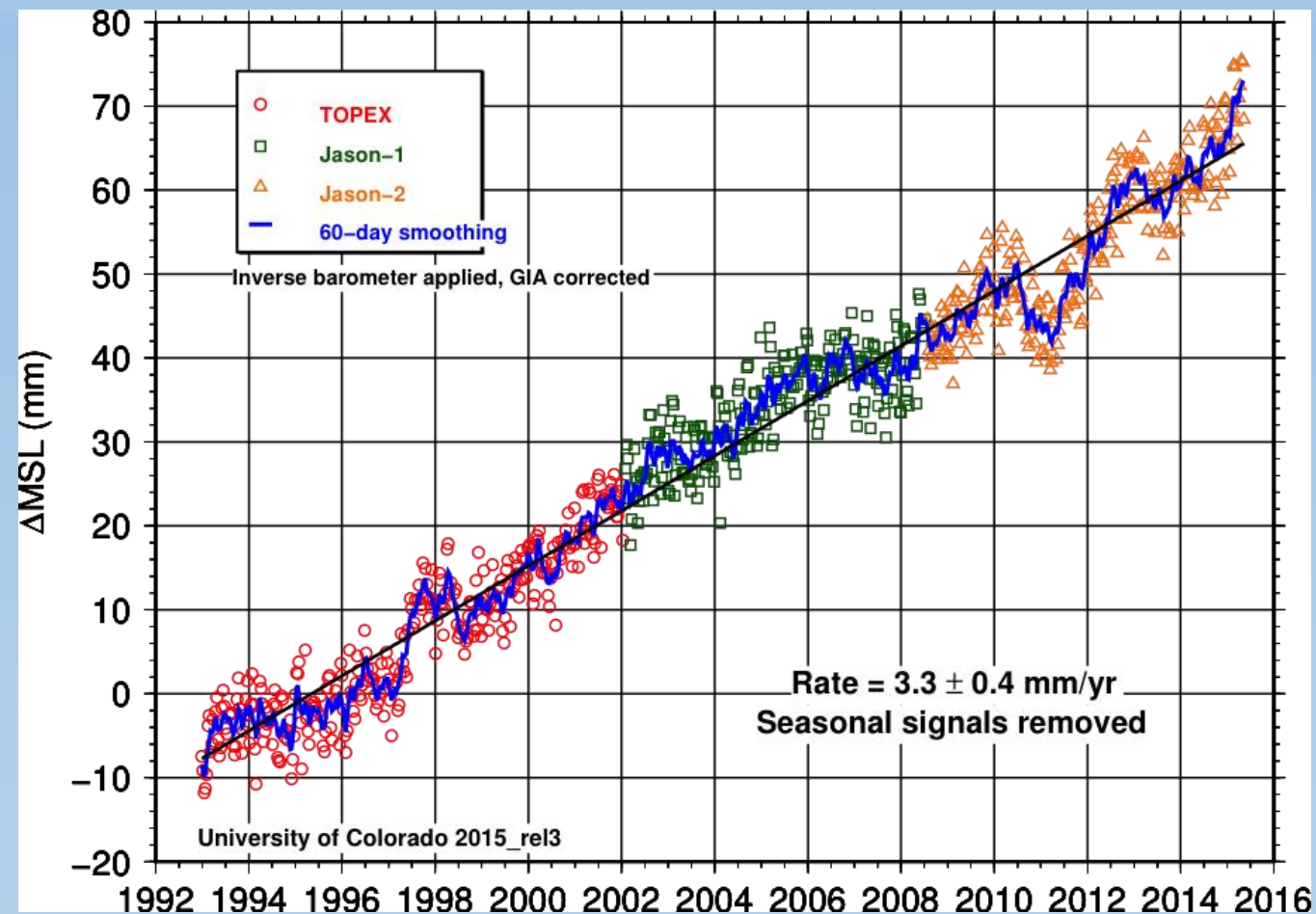
Satellite altimetry data

Sea Surface Height Anomaly: SARAL and Jason-2 Measurements from 23-Feb-2016 to 03-Mar-2016

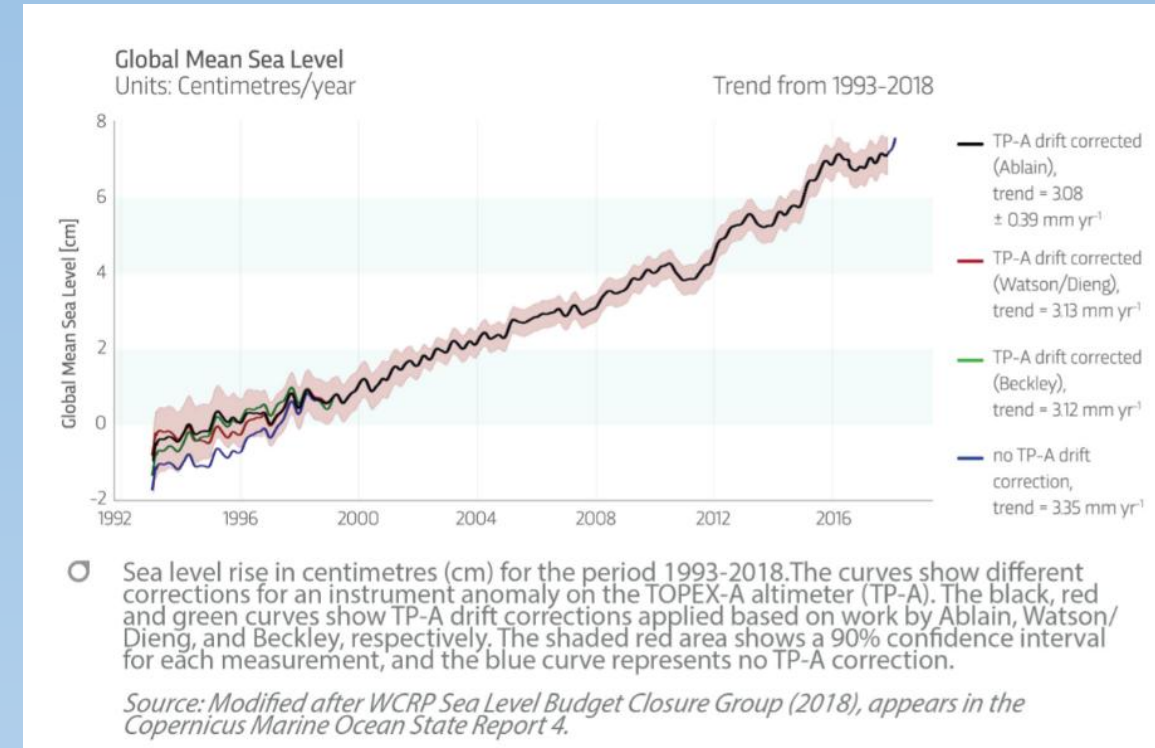


Satellite altimetry data

Global mean sea level timeseries



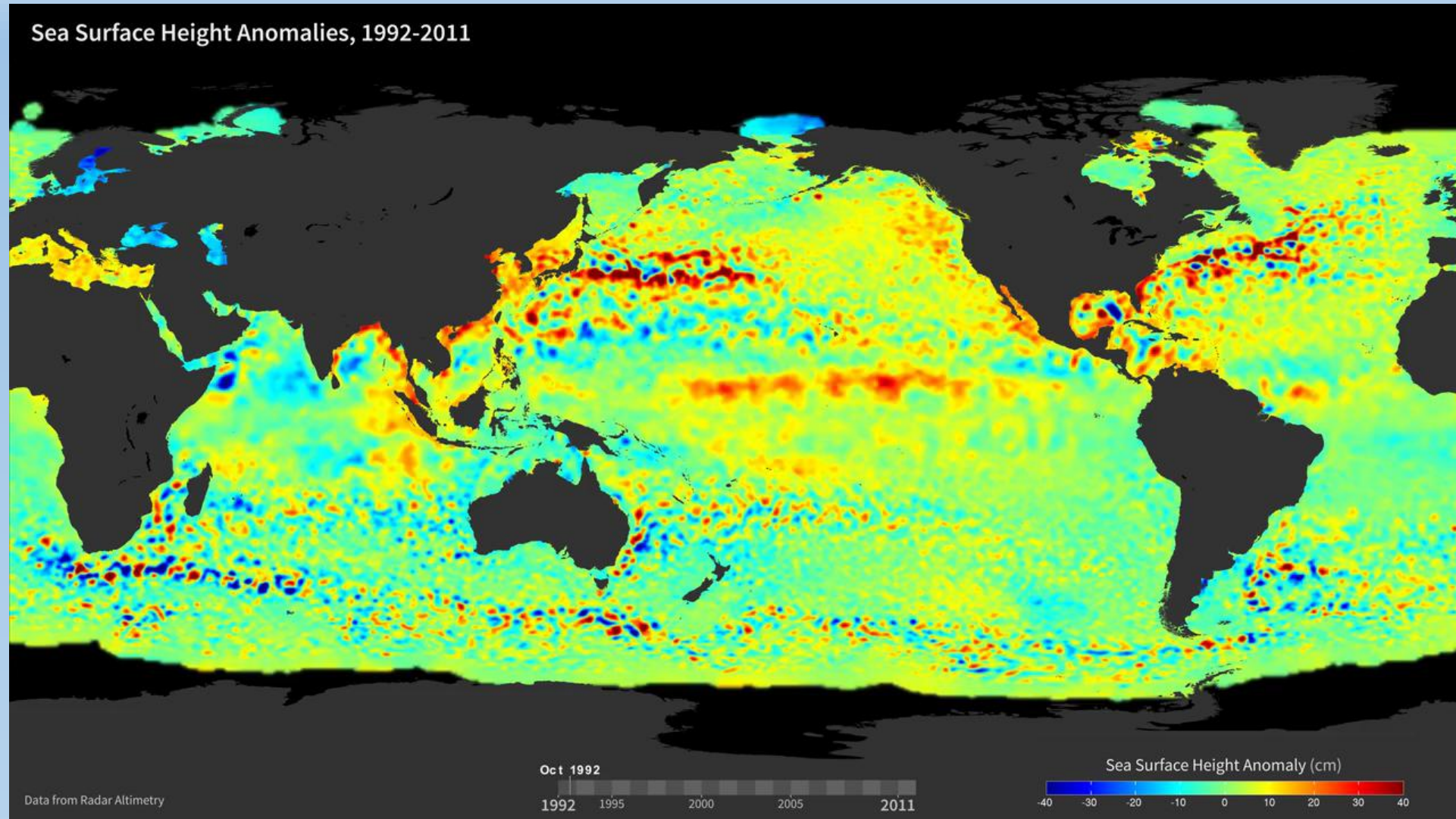
Mean sea level trend of 3.3 mm/year



sea level rise is accelerating, with a rate increasing by $0.12 \pm 0.073 \text{ mm/year}$ each year.

<https://marine.copernicus.eu/access-data/ocean-state-report/ocean-state-report-9>

Surface Circulation Structures: Eddies



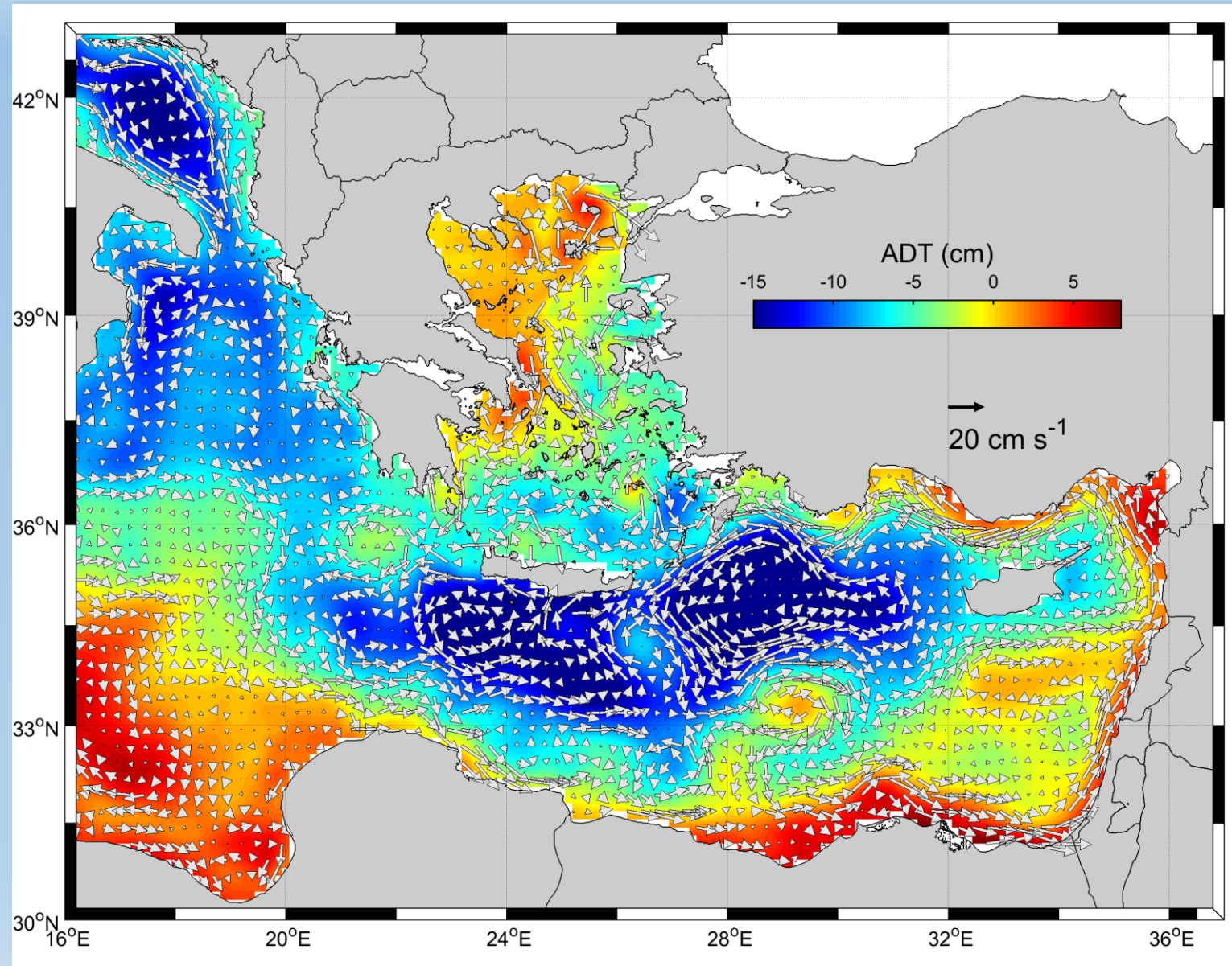
from Sea Surface Height (SSH)



Satellite altimetry data: ocean currents

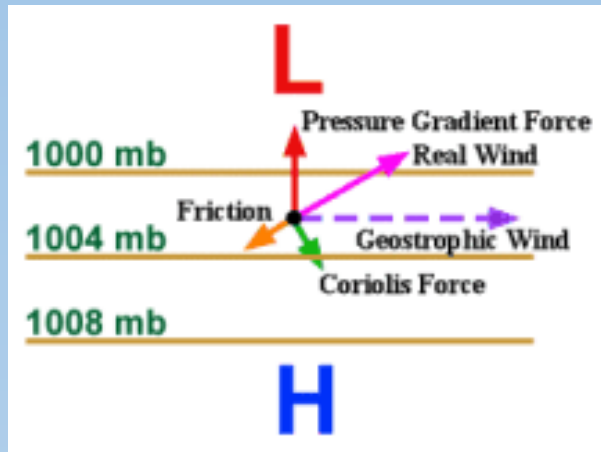
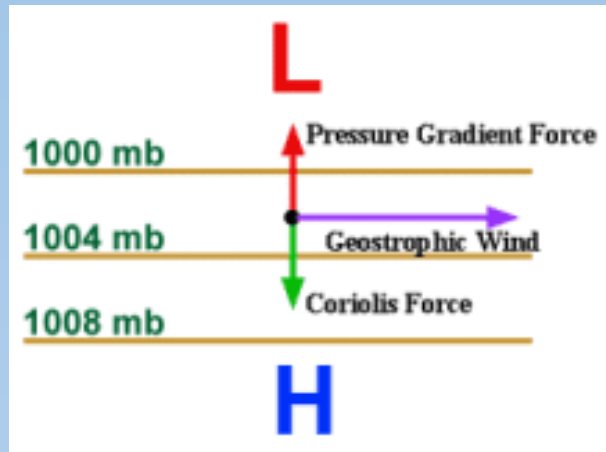
Mean ADT and geostrophic currents in the Eastern Mediterranean (1993-2019)

- Le correnti che ruotano in **senso orario** (**anticiclonico**) mostrano un livello del mare più alto al loro interno;
- Le correnti che ruotano in **senso antiorario** (**ciclonico**) mostrano un livello del mare più basso al loro interno;



L'effetto del vento sulle acque superficiali

- Quando il **vento soffia** sulla superficie degli oceani, **trasferisce energia allo strato superficiale** (Forza di attrito);
- Questa energia viene impiegata per creare le onde di gravità e le correnti;
- Un vento che soffia costantemente per 12 ore a una velocità media di circa 100 cm/s produrrebbe una corrente di 2 cm al secondo (circa il 2% della velocità del vento).



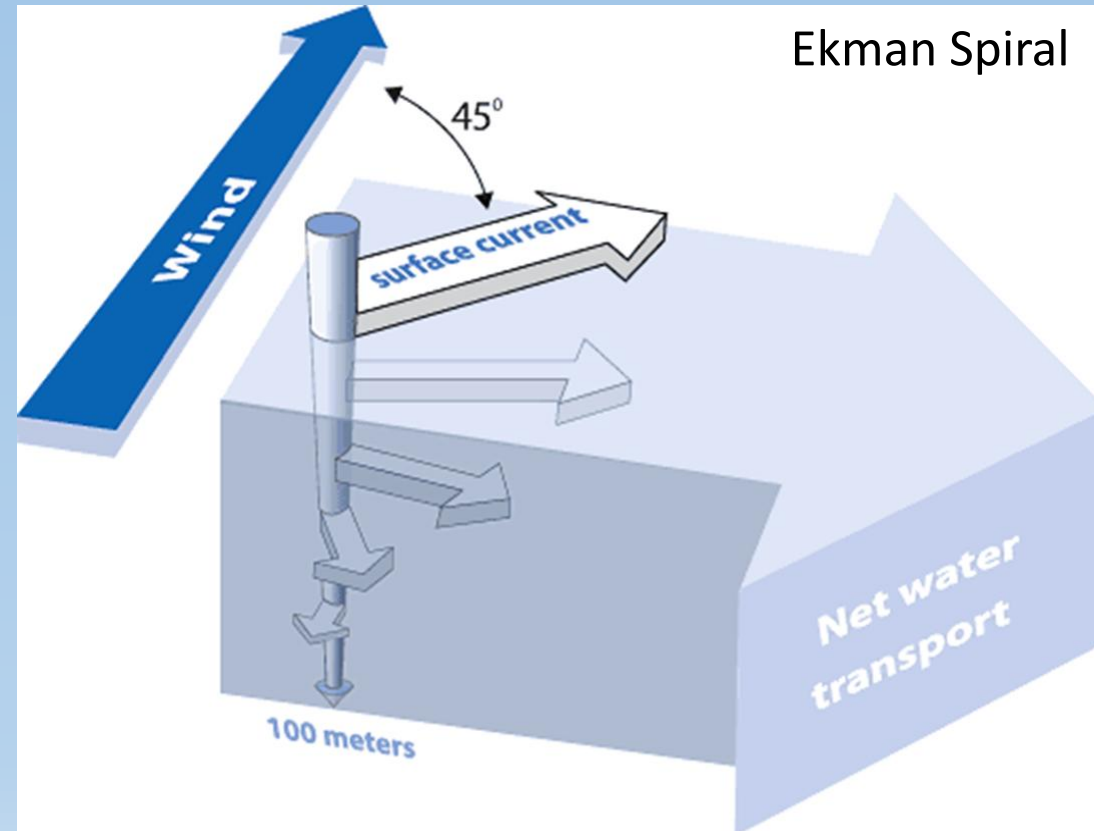
- In questo esempio **siamo in una condizione geostrofica prima dell'arrivo del vento;**
- Il vento inizia a soffiare muovendosi trasversalmente alle isobare, dalla alta alla bassa pressione;
- La forza di attrito è in direzione opposta rispetto al vento;
- **L'equilibrio tra le tre forze non è più una corrente geostrofica;**

Stress del vento e spirale di Ekman

- La forza di attrito che agisce sulla superficie del mare come risultato dell'azione del vento è detta **wind stress** (τ);
- Il wind stress** è proporzionale alla velocità del vento W ;
- c è il coefficient di drag che aumenta all'aumentare dell'intensità del vento;
- Se la Terra non ruotasse, l'attrito tra l'aria in movimento e la superficie dell'oceano spingerebbe un sottile strato d'acqua nella stessa direzione del vento.
- Questo strato superficiale trascinerebbe a sua volta lo strato sottostante, mettendolo in movimento.
- Questa interazione si propagherebbe verso il basso attraverso gli strati successivi dell'oceano;
- Poiché la Terra ruota**, lo strato superficiale di acqua messo in movimento dal vento viene deviato a destra della direzione del vento nell'emisfero settentrionale e a sinistra della direzione del vento nell'emisfero meridionale dall'**effetto di Coriolis**;
- Tranne che all'equatore, dove l'effetto Coriolis è nullo, ogni strato d'acqua messo in movimento dallo strato sovrastante cambia direzione a causa della rotazione terrestre.**

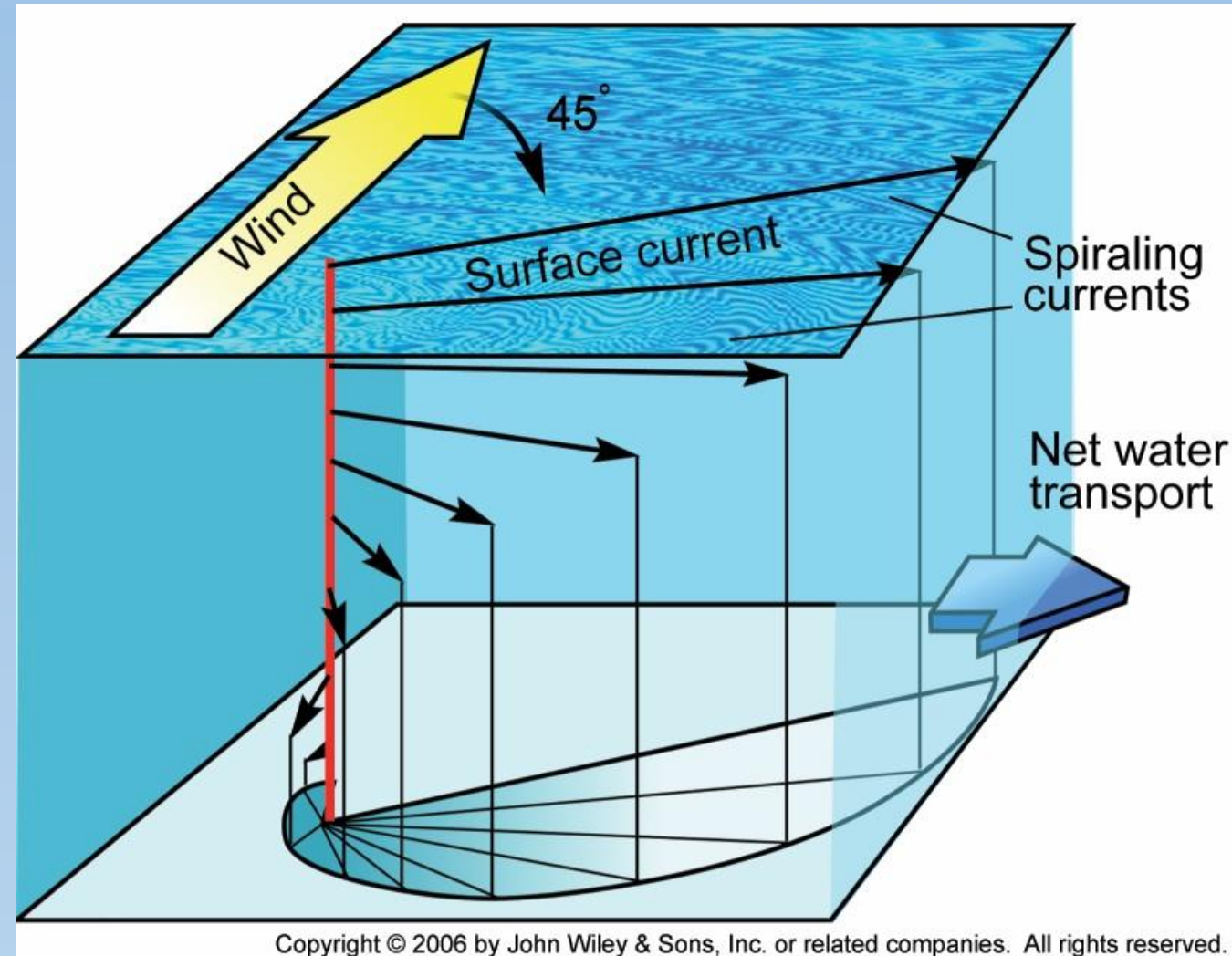
$$\tau = cW^2$$

Wind stress



La spirale di Ekman

- La **corrente superficiale** è **deviata di circa 45°** a destra (sinistra) rispetto alla direzione del vento nell'emisfero settentrionale (meridionale).
- **L'acqua sotto la superficie** non "sente" la sollecitazione del vento, ma è invece **influenzata dall'attrito dell'acqua appena sopra di essa**.
- Questo attrito fa sì che l'acqua sotto la superficie si muova a spirale verso il basso nella **Spirale di Ekman**.
- In media, il trasporto dell'acqua nello strato superficiale (quello interessato dal vento) è di **90°** a destra (sinistra) rispetto alla sollecitazione del vento nell'Emisfero Settentrionale (Meridionale).



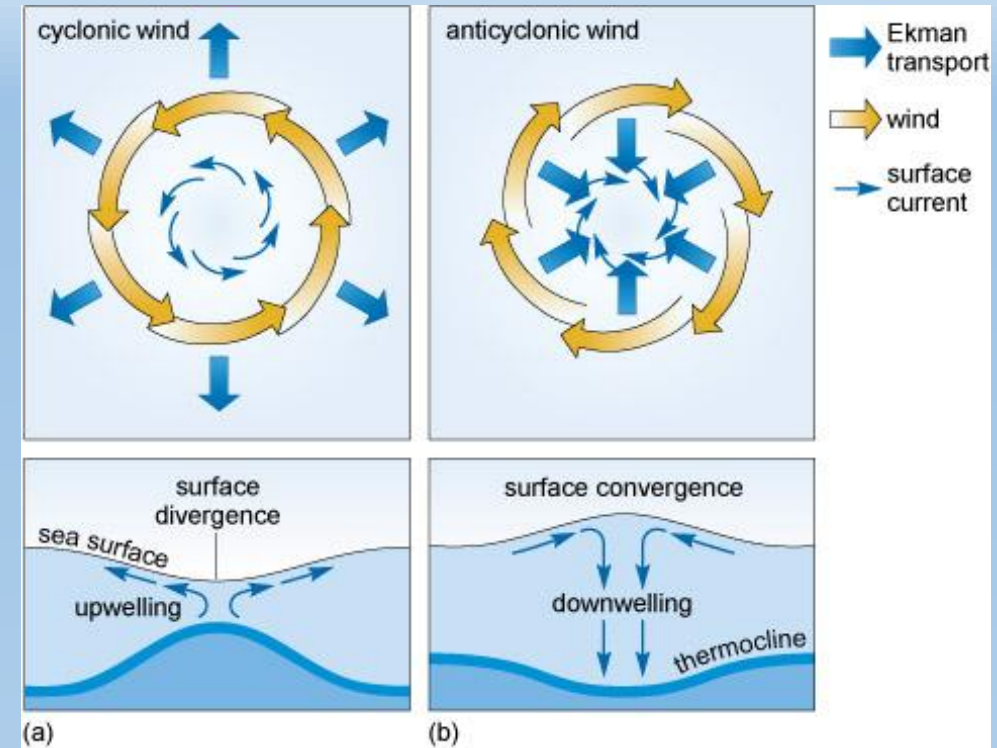
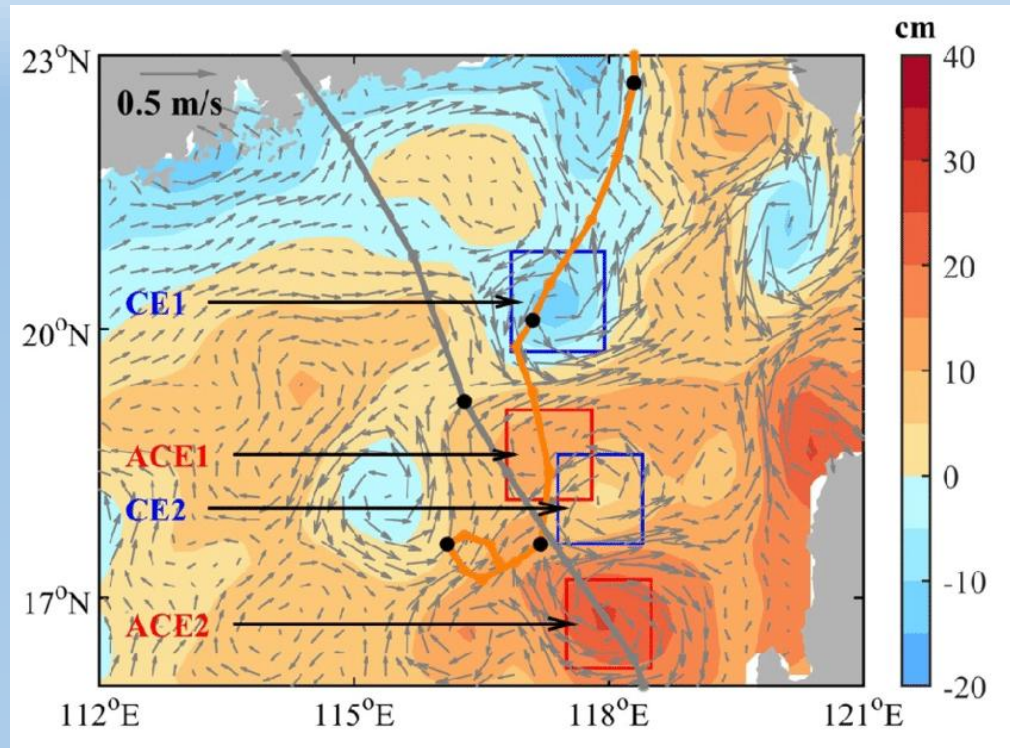
Le Equazioni del Moto (o di conservazione del momento)

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = \frac{1}{\rho} \cdot \left(-\nabla p + 2\Omega \times \mathbf{V} + g + \left(\begin{array}{c} \text{Altre forze} \\ \text{per unità di massa} \end{array} \right) \right)$$

$[\mathbf{curl}(\boldsymbol{\tau})]_z$

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = \frac{1}{\rho} \cdot \left(-\nabla p + 2\Omega \times \mathbf{V} + g + (F_{wind}) \right)$$

Divergenza e convergenza



- Lo stress del vento sulla superficie del mare non causa solo correnti orizzontali ma anche verticali;
- Quando il vento crea una situazione di **divergenza** in superficie, le acque più profonde risalgono (**upwelling**);
- Quando il vento crea una situazione di **convergenza** in superficie, le acqua superficiali affondano (**downwelling**);
- In presenza di un vento ciclonico (anticiclonico) nell'Emisfero Nord, il trasporto di Ekman causa divergenza (convergenza) delle acque superficiali ed upwelling (downwelling) nelle acque sub-superficiali (**Ekman Pumping**);