

Stabilità

Se **acqua più densa** sta **sopra acqua meno densa**, il fluido è **instabile**. L'acqua più densa affonderà sotto l'acqua meno densa.

Al contrario, se **acqua meno densa** sta **sopra a quella più densa**, l'interfaccia tra i due tipi di acqua è **stabile**.

Possiamo definire tre forme di stabilità:

la stabilità statica associata ai cambi di densità con la profondità

La doppia-diffusione associata ai gradienti di salinità e temperatura dell'oceano

La stabilità dinamica associata alle velocità di *shear*

Stabilità dinamica

- In un flusso stratificato stabile, se la velocità cambia con la profondità, il fluido può diventare instabile se lo *shear* è abbastanza grande.
- Il vento che soffia su un Oceano crea le onde, e se il vento è abbastanza forte, la superficie diventa instabile e le onde si rompono.

Questo è un esempio di ***instabilità dinamica*** in cui un fluido stabile è reso instabile dalla velocità di '*shear*'.

Stabilità statica

Se **acqua più densa** sta sopra **acqua meno densa**, il fluido è **instabile**.

L'acqua più densa affonderà sotto l'acqua meno densa.

Al contrario, se **acqua meno densa** sta sopra a **quella più densa**, l'interfaccia tra i due tipi di acqua è **stabile**.

Ma **quanto stabile?**

Ipotizzare che più è grande la differenza di densità all'interfaccia più essa è stabile.

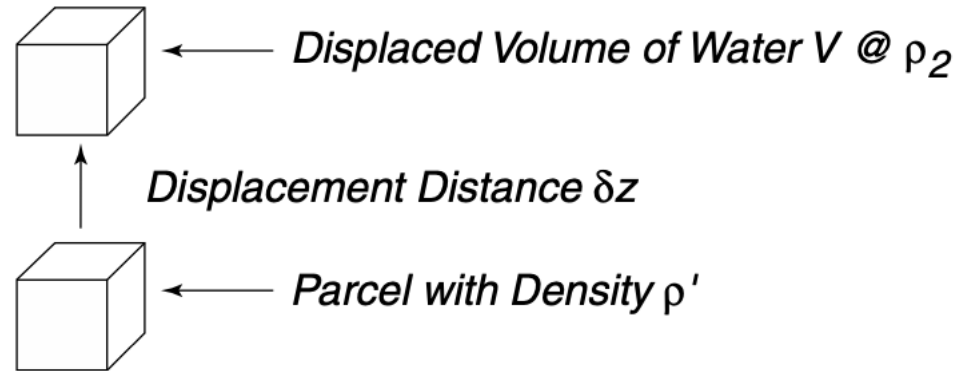
La stabilità statica è importante in ogni flusso *stratificato* dove la densità aumenta con la profondità; e quindi necessità di avere un **criterio per determinare la stabilità**.

**Come determiniamo la stabilità
statica?**

Stabilità statica

$$F_{\text{peso}} = V \rho' g \quad \downarrow$$

$$F_{\text{spinta}} = V \rho_2 g \quad \uparrow$$



Consideriamo una particella di acqua che è spostata verticalmente (δz) ed adiabaticamente (senza scambio di calore) in un fluido stratificato.

La **forza di galleggiamento** F che agisce sulla particella spostata è la differenza tra il suo peso $V \rho' g$ ed il peso dell'acqua intorno a lei $V \rho_2 g$, dove V è il volume della particella:

$$F = V g \rho_2 - V g \rho'$$



$$F = V g (\rho_2 - \rho')$$

Forza di galleggiamento

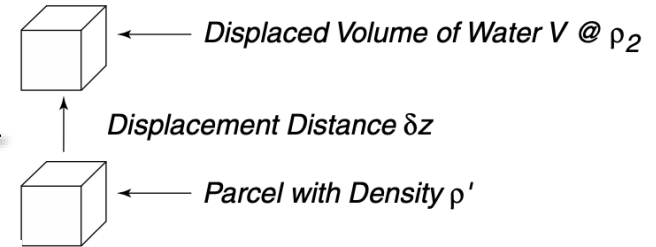
Stabilità statica

Forza di galleggiamento

Accelerazione della particella

$$F = V g (\rho_2 - \rho') \Rightarrow a = \frac{F}{m} = \frac{V g (\rho_2 - \rho')}{V \rho'} \Rightarrow a = \frac{F}{m} = \frac{g (\rho_2 - \rho')}{\rho'}$$

Siccome

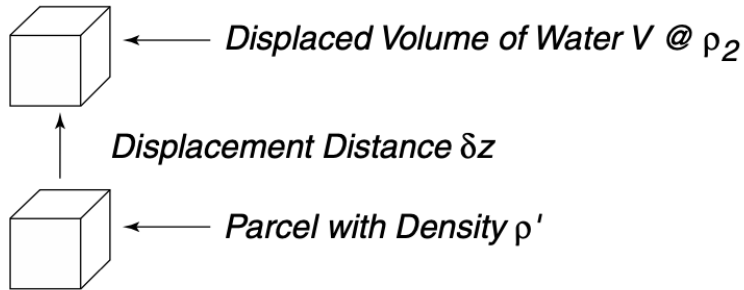


$$\rho_2 = \rho + \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)_{water} \delta z$$

$$\rho' = \rho + \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)_{parcel} \delta z$$

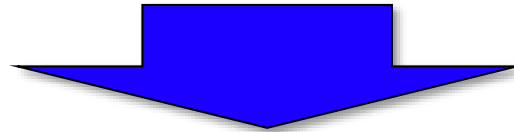
$$a = -\frac{g}{\rho} \left[\left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)_{water} - \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)_{parcel} \right] \delta z$$

Stabilità statica



Accelerazione della particella

$$a = -\frac{g}{\rho} \left[\left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)_{water} - \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)_{parcel} \right] \delta z$$



Stabilità

$$E \equiv -a/g \text{ con } \delta z = 1$$

E rappresenta il rapporto tra l'accelerazione della particella spostata e l'accelerazione dovuta alla gravità

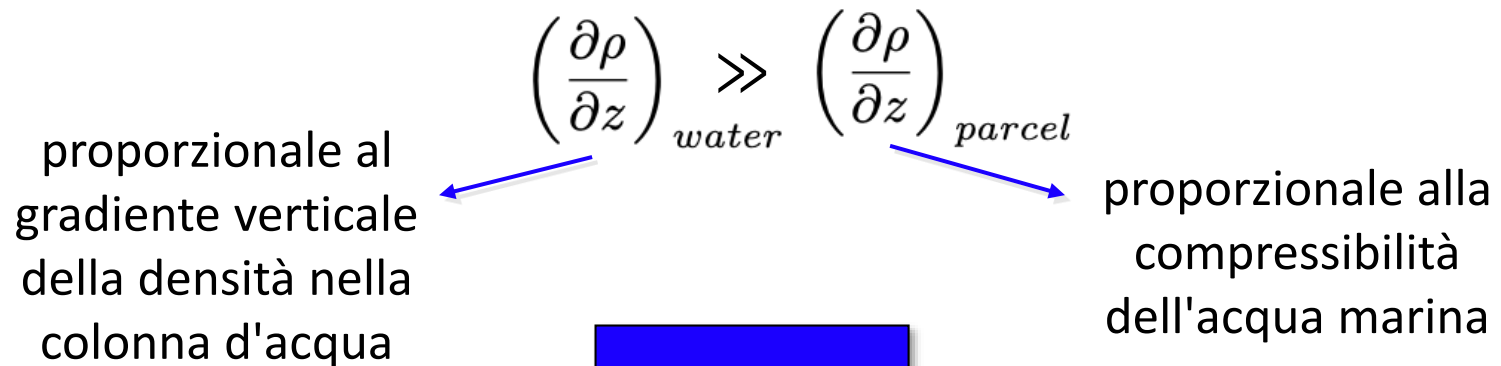
$$E = -\frac{1}{\rho} \left[\left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)_{water} - \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)_{parcel} \right]$$

Stabilità statica

Stabilità

$$E = -\frac{1}{\rho} \left[\left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)_{water} - \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)_{parcel} \right]$$

Nei primi 1000 m dell'Oceano la stabilità dell'oceano è grande quindi:



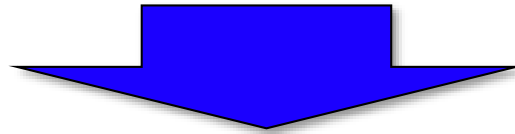
**Tracurando il
secondo termine**

$$E = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

Stabilità statica

Stabilità

$$E = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$



$E > 0$ Stable

$E = 0$ Neutral Stability

$E < 0$ Unstable

Nel primo kilometro di Oceano $z < 1000$ m, $E = (50-1000) \times 10^{-8}/\text{m}$

Nelle fosse profonde dove $z > 7000$ m, $E = 1 \times 10^{-8}/\text{m}$.

Stabilità statica

- **$E > 0$ colonna d'acqua è stabile e la particella spostata tenderà a ritornare nella posizione iniziale.**
 - Quando la particella viene spostata verso l'alto è più pesante dell'acqua circostante e tende a tornare verso il basso. Quando, invece, viene spostata verso il basso è più leggera dell'acqua circostante e la forza di galleggiamento la tira verso l'alto nella sua posizione di equilibrio.
 - Per muovere la particella dalla sua posizione di equilibrio è necessario svolgere un lavoro maggiore se è maggiore il gradiente di densità.
 - Per spostare una particella d'acqua è necessario un lavoro maggiore se le isopiche sono più orizzontali (maggiore stratificazione).
- **$E = 0$ l'acqua è neutralmente stabile e una particella spostata tenderà a rimanere nella posizione in cui è stata spostata.**
- **$E < 0$ l'acqua è instabile e una particella che è stata spostata tenderà a continuare lungo il percorso in cui è stata spostata.**

Stabilità statica

L'influenza della stratificazione è generalmente espressa dalla *frequenza di stabilità* ***N***

Frequenza di Brunt-Vaisala

$$N^2 = gE$$

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \text{ (radians/s)}^2$$

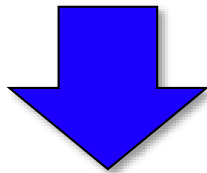
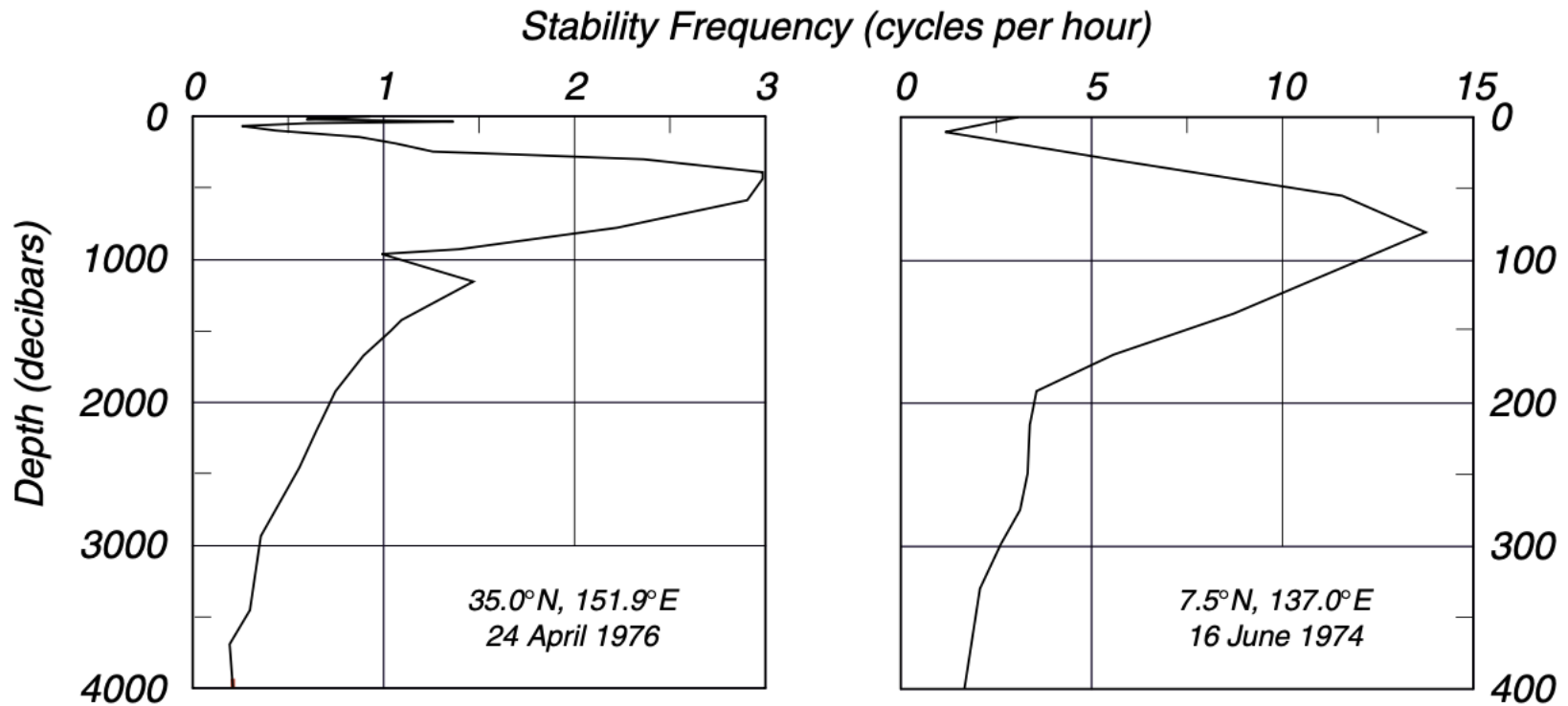
La frequenza può essere interpretata come la frequenza del moto verticale che la particella di fluido subisce sottoposta quando spostata dal suo equilibrio.

Si può dimostrare che è la frequenza massima di una onda interna dell'Oceano.

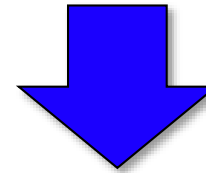
Maggiore è la stabilità più alta è la frequenza dell'oscillazione verticale

Valori tipici di *N* sono pochi cicli per ora

Stabilità statica



Medie latitudini



Vicino l'equatore

Stabilità statica

In oceano, il **periodo più piccolo osservato** è di circa **1 minuto** e corrisponde ad una **stabilità $E = 10^{-3} \text{ m}^{-1}$**

Nell'**oceano profondo** dove la **stabilità è dell'ordine di 10^{-7} a 10^{-8} m^{-1}**
Il **periodo** di Brunt-Väisälä è dell'ordine di **3 - 5 ore**.

Nelle regioni dove l'oceano ha una stabilità neutrale il periodo è infinito

Più le isopiche sono orizzontali maggiore è la frequenza di Brunt-Väisälä e più è stabile l'oceano

Nelle aree dove le **isopiche sono diradate (minore stratificazione)** lo stesso spostamento induce una minore differenza tra la densità della particella e dell'ambiente circostante rispetto ad **aree dove le isopiche sono più ravvicinate** (maggiore stratificazione) e la **forza di galleggiamento è più intensa**

Mixing

L'instabilità nell'Oceano porta al mescolamento.

Poiché' l'Oceano è stabilmente stratificato, gli spostamenti verticali devono lavorare contro la forza di galleggiamento.

Implicazioni della stratificazione degli oceani

Il **mescolamento verticale** richiede più energia di quello orizzontale. Più grande è la frequenza di stabilità e più grande sarà il lavoro richiesto per il mescolamento verticale. C'è bisogno di più energia per mescolare un termoclino pronunciato (in superficie) che un termoclino profondo (meno stratificato). Maggiore è la pendenza del picnoclino maggiore è l'energia cinetica del vento necessaria per mescolamento dell'oceano

Di conseguenza, il **mescolamento orizzontale** lungo le superfici a densità costante è molto più grande di quello verticale attraverso le superfici a densità costante.

Stratificazione e stabilità

Implicazioni della stratificazione degli oceani

Mescolamento verticale: più l'oceano è stratificato, più lavoro è necessario per far avvenire il mescolamento.

Il vento mescola la superficie dell'oceano creando lo strato mescolato.

C'è bisogno di **più energia per mescolare un termoclino pronunciato** (in superficie) **che un termoclino profondo** (meno stratificato). Maggiore è la pendenza del picnoclino maggiore è l'energia cinetica del vento necessaria per mescolare l'oceano

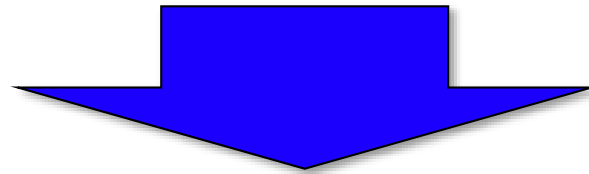
Mescolamento orizzontale: il mescolamento lungo le isopicne avviene più facilmente che ad un certo angolo con esse. Per fare avvenire il mescolamento lungo linee di uguale densità è necessario meno lavoro che perpendicolari ad esse (isopicne).

In oceano le isopicne sono **quasi orizzontali**, quindi il **mescolamento orizzontale è favorito** rispetto al mescolamento verticale.

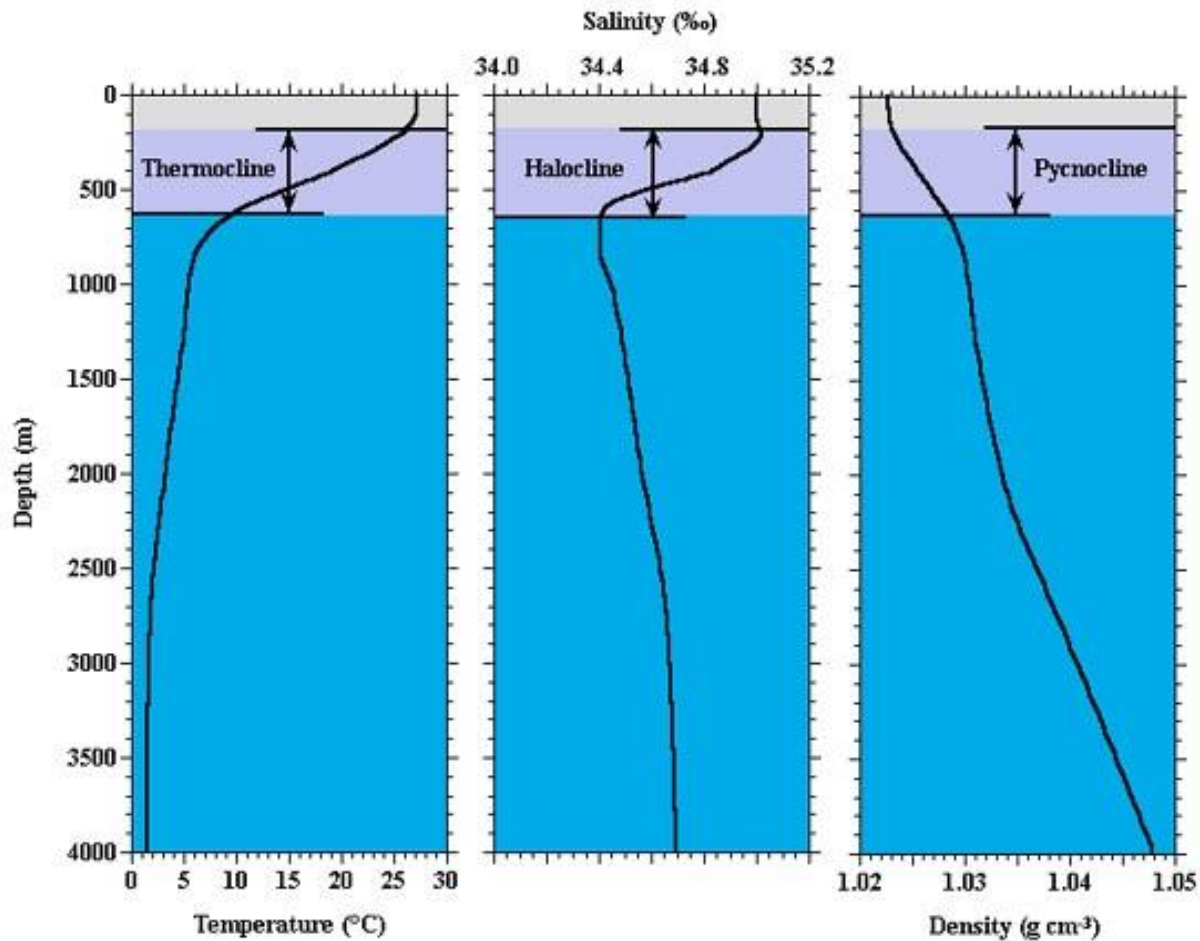
Doppia diffusione

Anche se la **colonna d'acqua è in condizioni di stabilità statica, può comunque generarsi instabilità** poiché **la velocità di diffusione del calore e del sale sono molto differenti.**

Se due masse d'acqua con la stessa densità ma con combinazioni diverse di T e S sono in contatto, la diffusione differenziale di queste due proprietà può dar luogo a differenze di densità.



Melvin Stern nel 1960 studiò il fenomeno della **doppia diffusione**



Picnoclino



**Forte Gradiente di
densità**



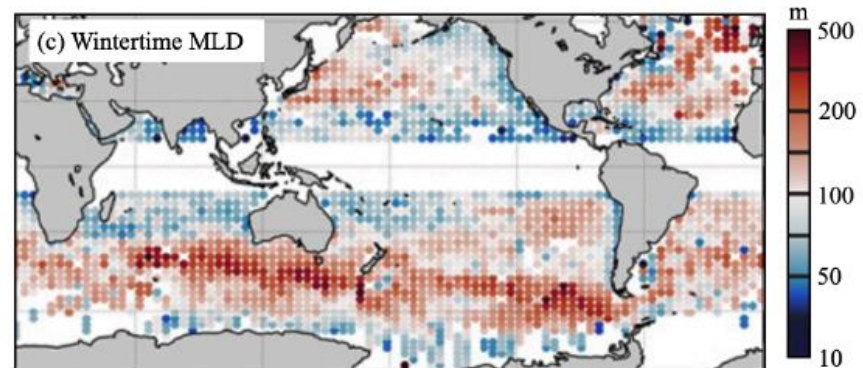
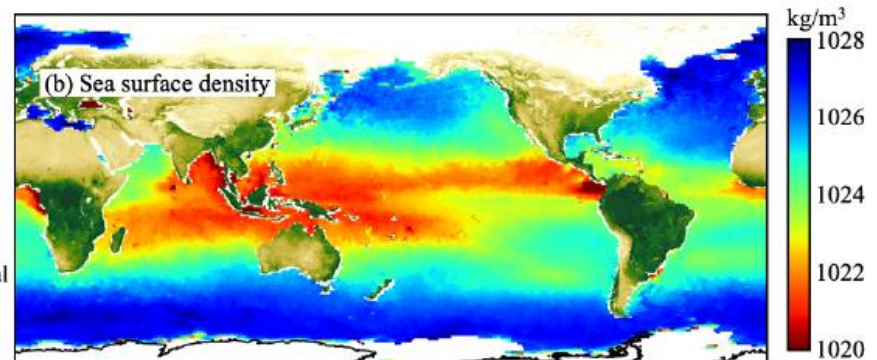
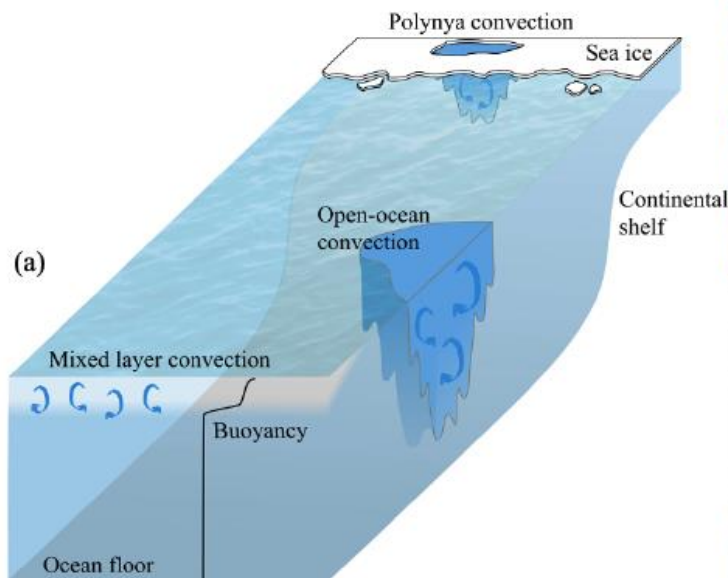
**Inibisce il
meccolamento
verticale**

Convezione

In particolari regioni caratterizzate da:

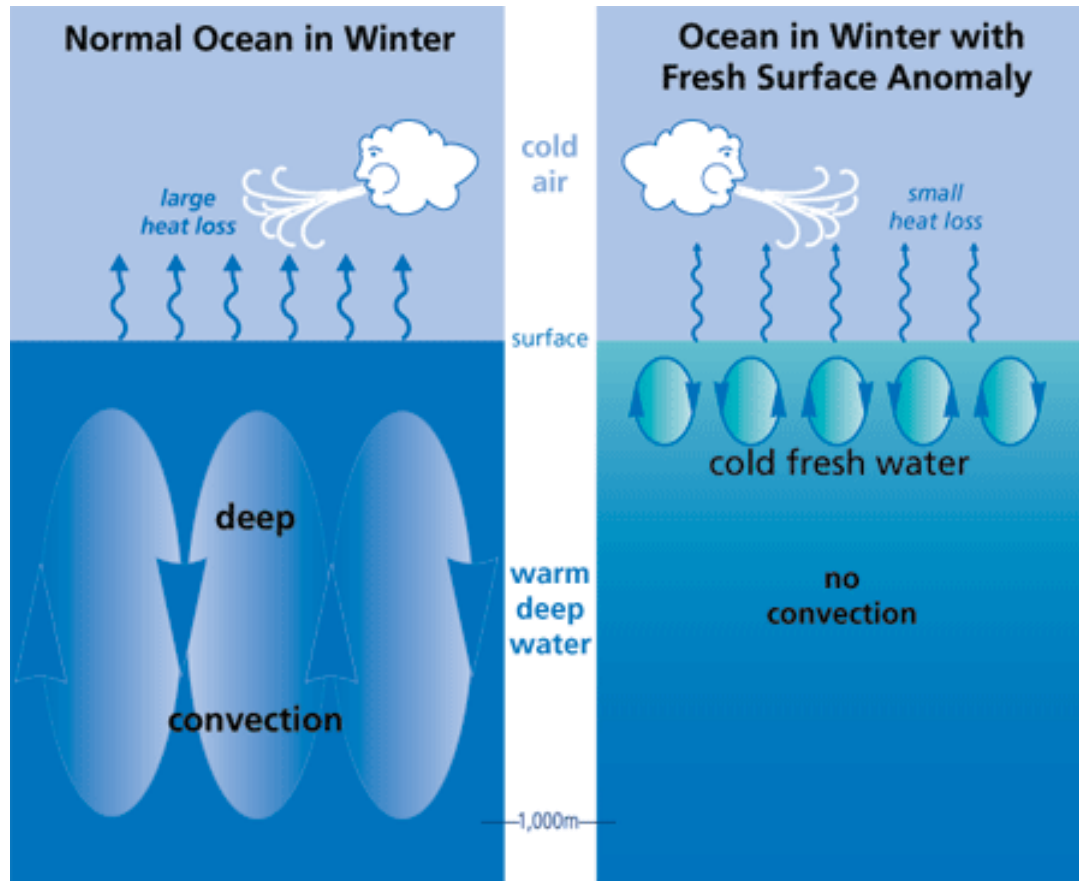
- Stratificazione debole
- Perdita di galleggiamento durante l'inverno

La convezione profonda mescola le acque superficiali verso elevate profondità



Convezione profonda & Equazione di Buoyancy

$$B = -g \alpha Q_T / (\rho c_p) + g \beta (E-P) S$$



B = Buoyancy

g = forza di gravità

α = coefficiente di espansione termica

Q_T = flusso di calore netto alla superficie

ρ = densità dell'acqua di mare

C_p = calore specifico dell'acqua di mare

β = coefficiente di contrazione alina

E = tasso di evaporazione

P = tasso di precipitazione

S = salinità superficiale

Convezione profonda & Equazione di Buoyancy

$$B = -g \alpha Q_T / (\rho c_p) + g \beta (E-P) S$$

B negativo, dovuto ad un riscaldamento della superficie del mare o a precipitazioni, tende a rendere gli strati superficiali dell'oceano più 'galleggianti'.

B positivo, dovuto al raffreddamento della superficie del mare o a evaporazioni, tende a rendere gli strati superficiali dell'oceano meno 'galleggianti'.

Condizioni per la convezione profonda

- 1) Forte perdita di calore dell'oceano durante l'inverno
- 2) Debole stratificazione al picnoclino
- 3) Un rialzo (*dome shape*) del picnoclino associato ad una circolazione ciclonica.

I punti 2 e 3 sono considerati come pre-condizioni per la convezione profonda

NORTHERN HEMISPHERE

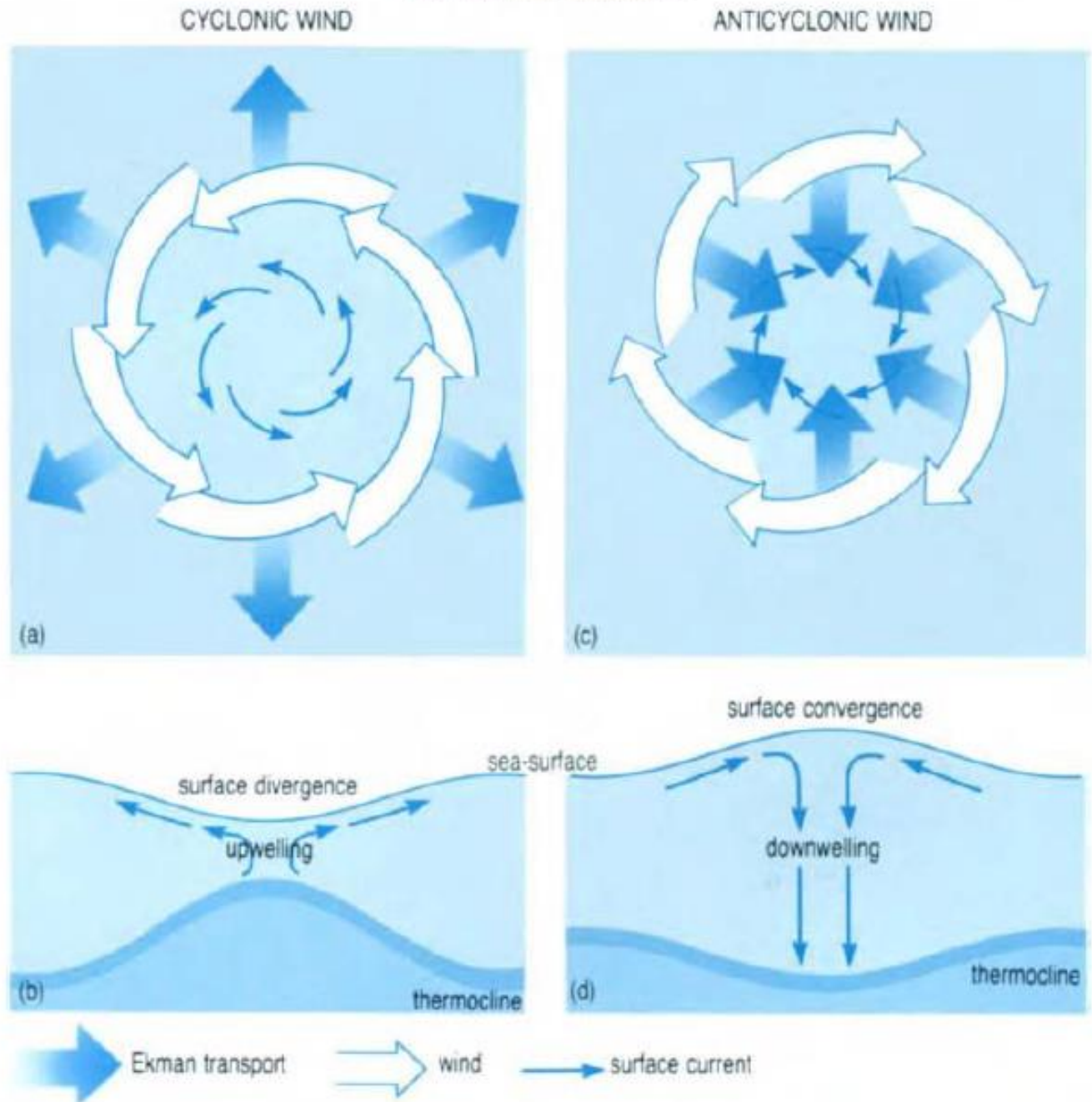


Figure 3.24 The effect of a cyclonic wind in the Northern Hemisphere (a) on surface waters (b) on the shape of the sea-surface and thermocline. Diagrams (c) and (d) show the effects of an anticyclonic wind in the Northern Hemisphere. (Remember that in the Southern Hemisphere, cyclonic = clockwise and anticyclonic = anticlockwise.)

Fasi della convezione profonda

Sono individuabili 4 fasi successive :

- 1)Precondizione
- 2)Convezione violenta
- 3)Scambi laterali
- 4)Ri-stratificazione

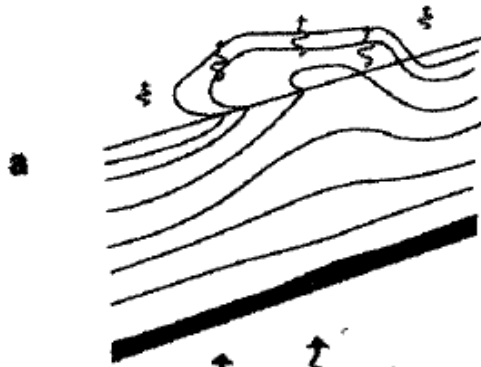
-La precondizione è legata alla circolazione ciclonica

La fase convettiva è innescata dal raffreddamento invernale e conseguente affioramento delle isopiche. Durante la convezione sono state misurate vel. vert. fino a 10 cm/s

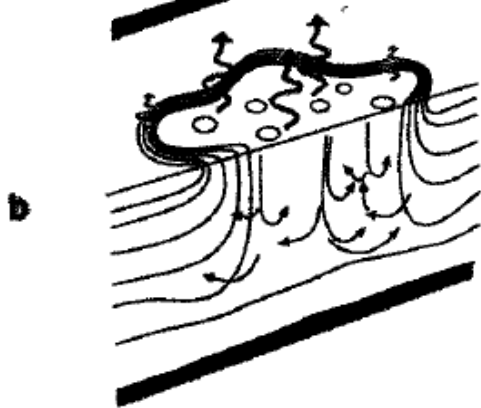
Gli scambi laterali avvengono a causa della pendenza delle isopiche che si innalzano verso il camino

Terminata la convezione inizia il processo di ri-stratificazione che dura da settimane a mesi

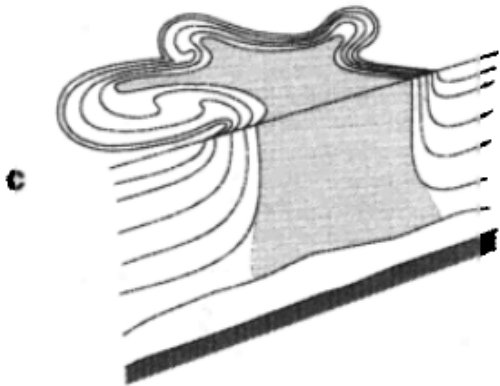
4 fasi:



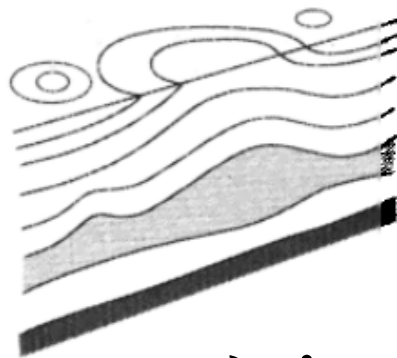
1)Precondizione



2)Convezione violenta

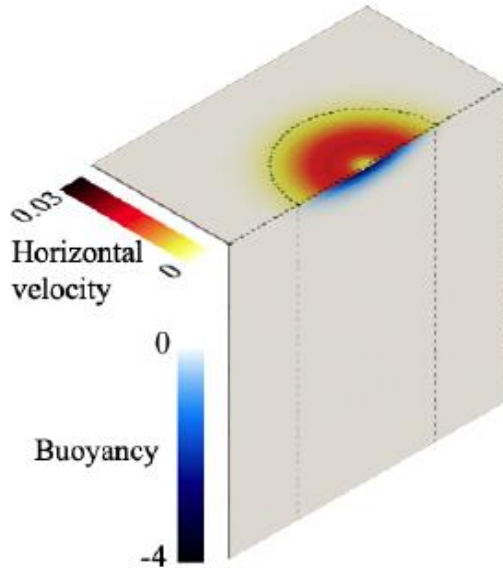


3)Scambi laterali



4)Ri-stratificazione

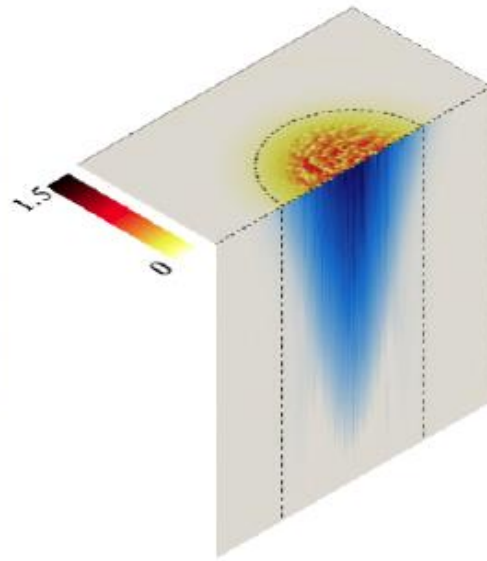
(a) Pre-conditioning



Preconditioning stage: the surface buoyancy loss begins to erode the stratification at the top of the water column.

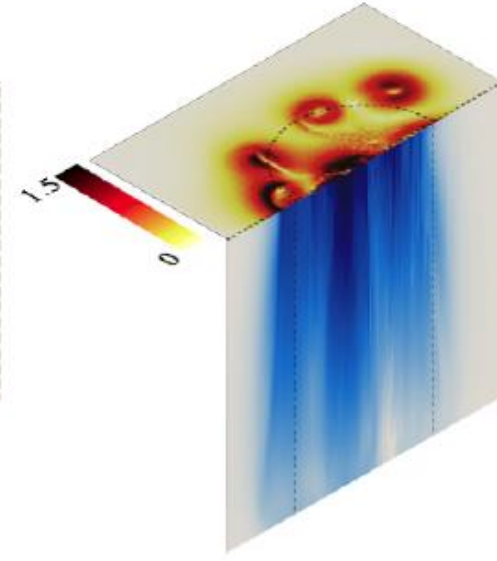
The preconditioning can occur over patches of tens to hundreds of kilometers across and it can take weeks to months, even years, to sufficiently precondition the near-surface.

(b) Deep convection



Once any stratification at the near-surface has been weakened, there is a rapid onset of convection. This starts as small-scale turbulent convective plumes that begin to punch through the mixed layer and pycnocline to abyssal depths.

(c) Lateral exchange via baroclinic eddies



The ongoing convection leads to a horizontal buoyancy gradient that can drive a geostrophic current around the deep convection patch.

During this stage, baroclinic eddies begin to form and mix the dense waters laterally.

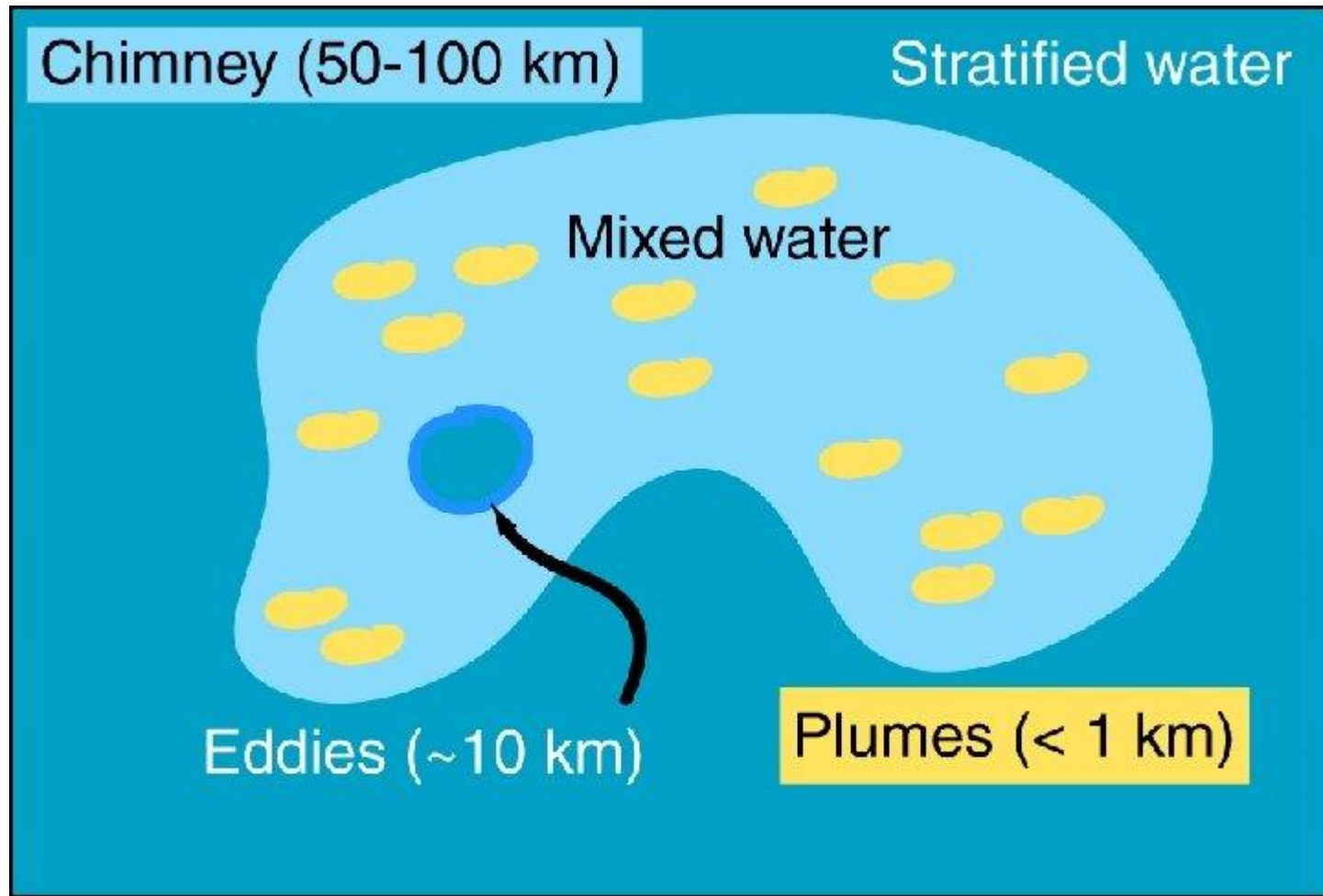


FIGURE S7.39 (From Talley et al. 2011)

Processes in a deep convection region. After Marshall and Schott (1999).

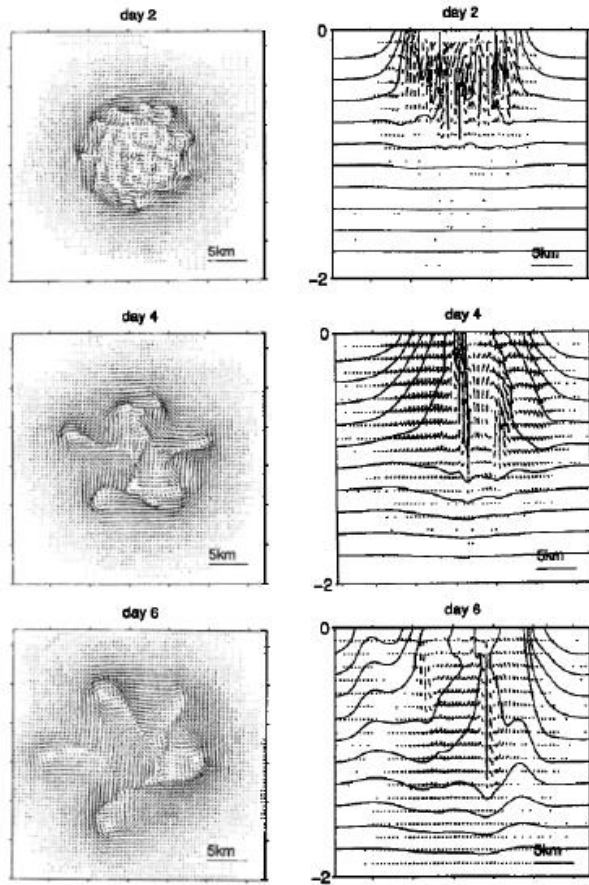


Figure 34. A numerical simulation of a mixed patch induced by a localized but extended patch of cooling applied to the surface of a resting, stratified ocean at days 2, 4, and 6. Plan views at the surface are shown on the left, with hydrographic sections through the evolving mixed patch on the right.

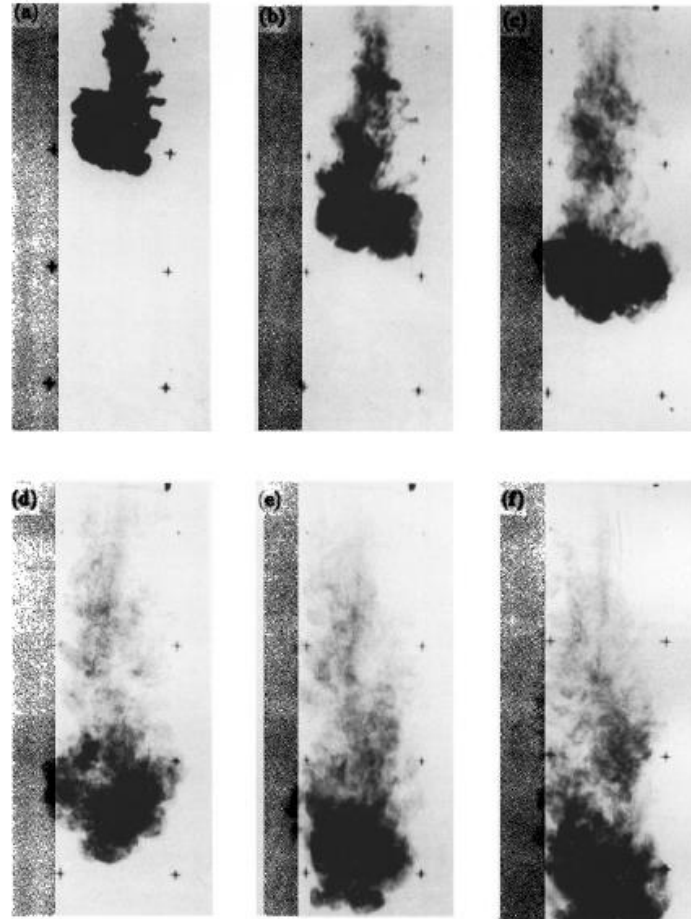
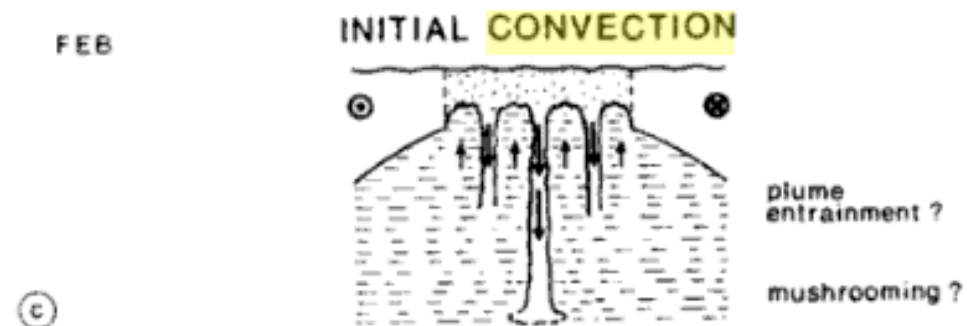
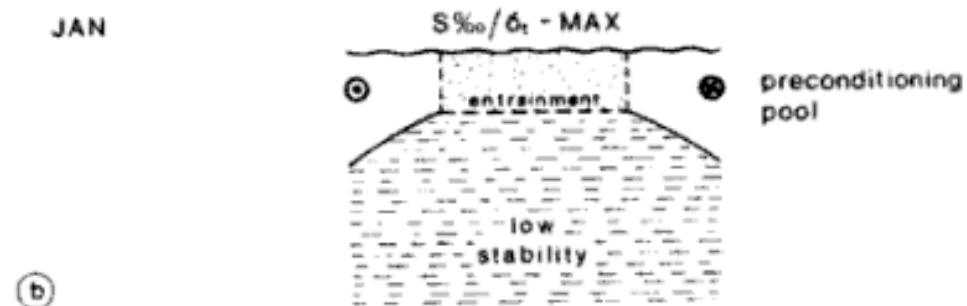
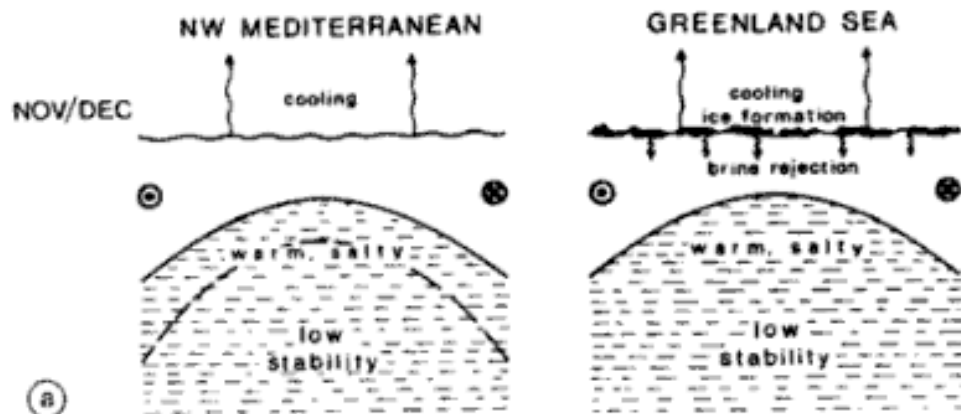


Figure 20. A sequence of photographs from a laboratory experiment carried out by *Heifrich* [1994]. The effects of rotation are evident in Figures 20d through 20f. The radius remains nearly constant, and the front fails to form a columnar structure, which ultimately undergoes geostrophic adjustment to form an anticyclonic eddy of dense fluid on the tank bottom.

PRECONDITIONING



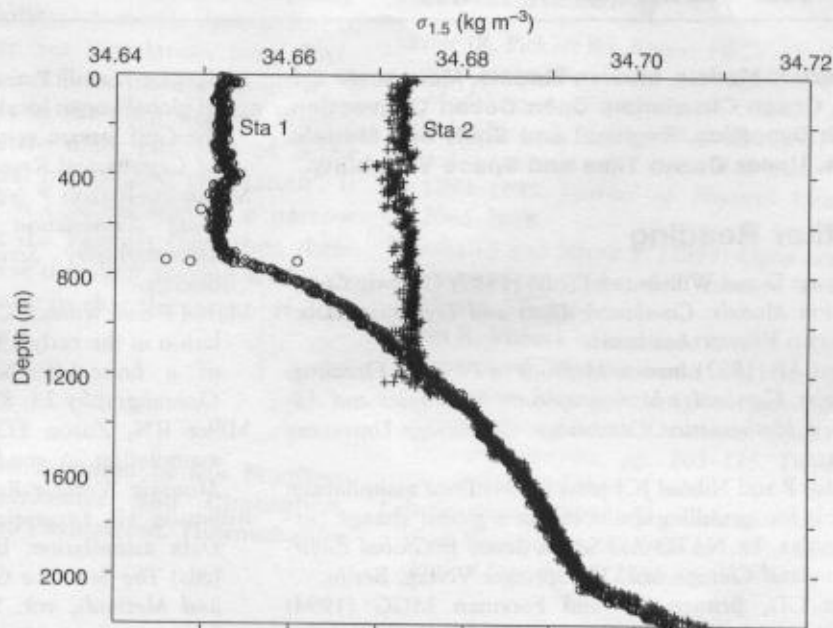


Figure 1 Vertical distribution of $\sigma_{1.5}$ obtained from R/V *Knorr* at 56.8°N, 54.2°W in the Labrador Sea on February 25 (Station 1) and March 8, 1997 (Station 2).

features provides the persistent heat loss from the same body of water that is needed to force convection to reach great depths.

The example of a deepening convection layer in Figure 1 shows profiles of $\sigma_{1.5}$ ($\sigma_{1.5} + 1000 =$ potential density in kg m^{-3} referenced to 1500 decibars; 1 decibar corresponds to about 1 m) versus depth, on February 25 and March 8, 1997, in the Labrador Sea. The convecting layer is the approximately homogeneous layer next to the surface about 750 m deep with a $\sigma_{1.5}$ of 34.65 kg m^{-3} on February 25 (Station 1) and 1150 m deep and 34.67 kg m^{-3} 11 days later (Station 2). The buoyancy that was removed between the two profiles is proportional to the area between them, i.e.

at constant pressure. The conversion suggests that a heat loss of about $0.68 \times 10^9 \text{ J m}^{-2}$ was required to remove the buoyancy between the two dates. Over the 11 days between the observations this heat loss is equivalent to an average rate of heat loss of 715 W m^{-2} . By a similar calculation, the heat loss required to increase the depth of convection to 2000 m would have been about $1.2 \times 10^9 \text{ J m}^{-2}$ or 460 W m^{-2} over a month.

If the profiles in Figure 1 had been obtained during an era of mild winters rather than during one of abnormally severe winters they probably would have exhibited a markedly lower density in the upper layers. This might occur because of abnormally large freshwater flows into the surface layers due to increased outflows from the Arctic summer run-

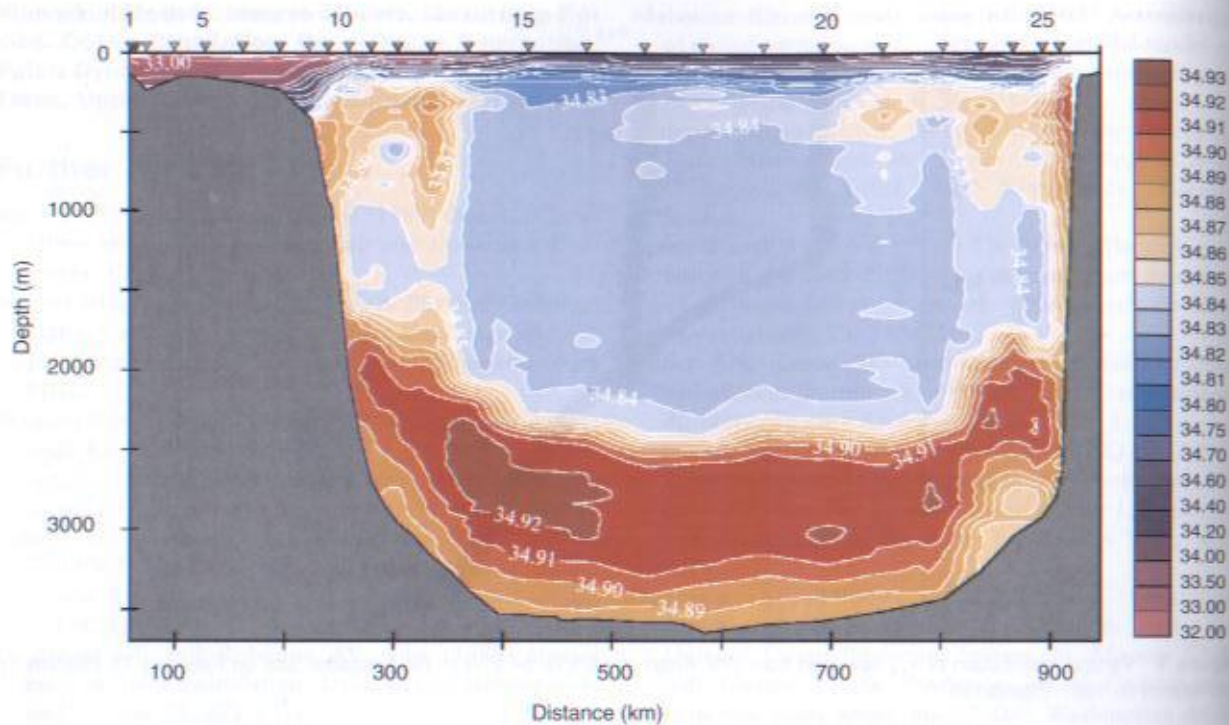
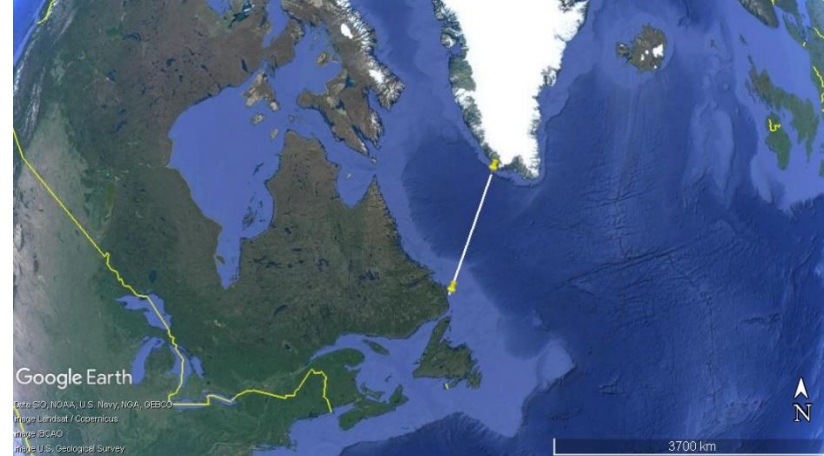
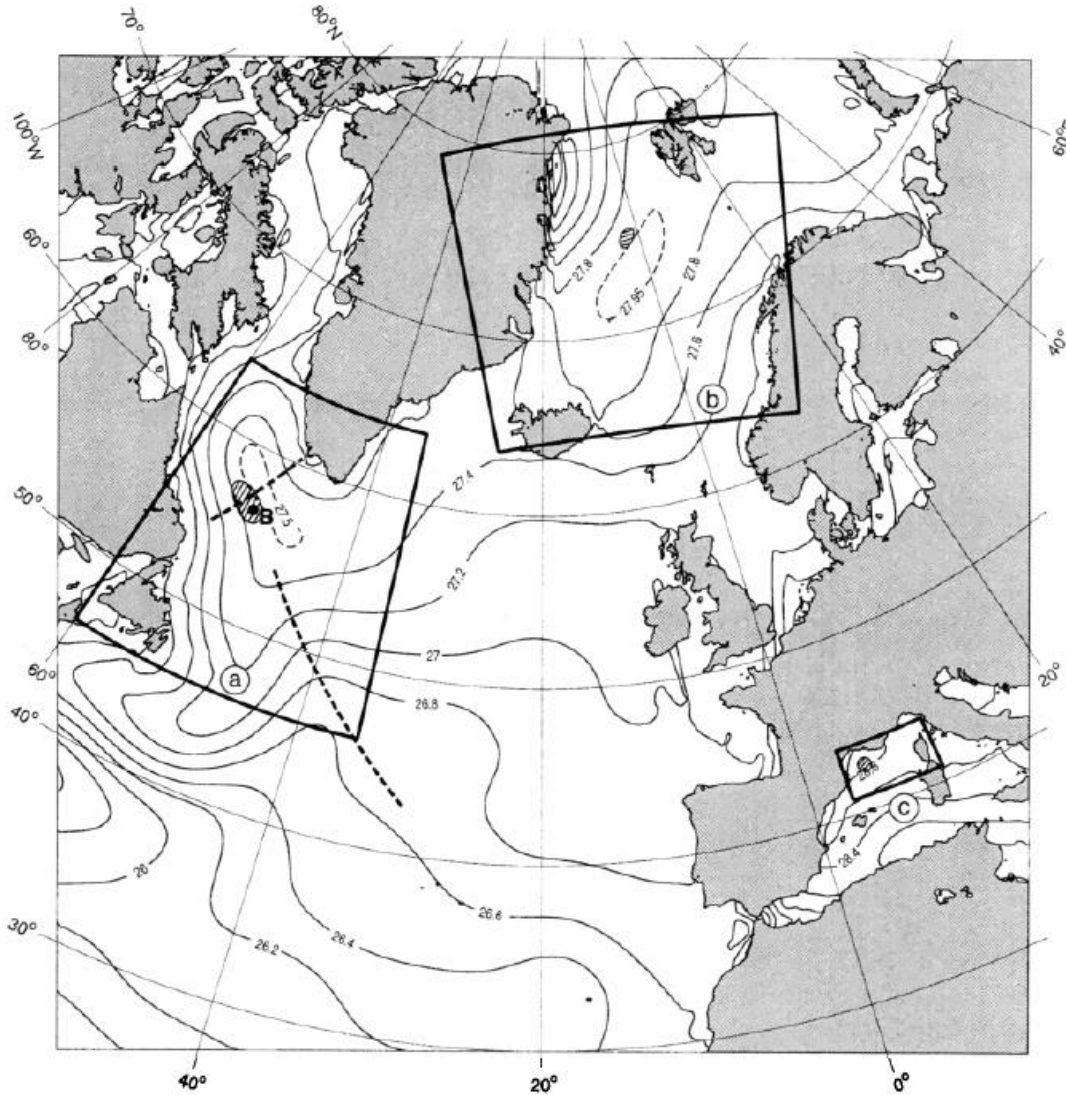
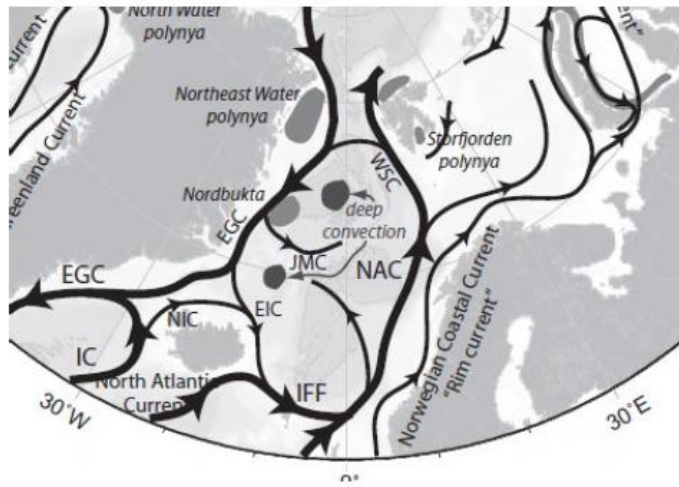


Figure 2 Salinity distribution across the Labrador Sea between 53.0°N , 55.5°W and 60.6°N , 49.3°W obtained between June 19 and 23, 1993. The water between 500 m and 2200 m in the central part of the section is unusually homogeneous because of deep convective mixing during the severe winter of 1992–93. The CTD station positions are indicated by numbered triangles along the surface.

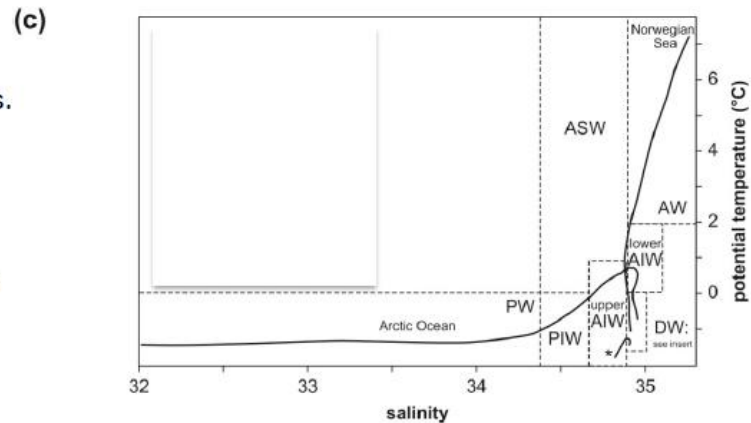
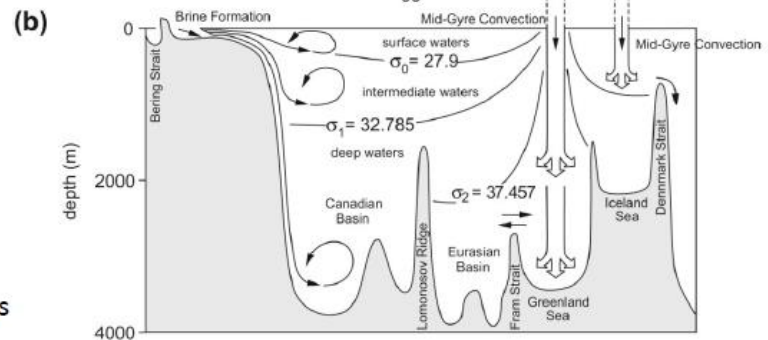
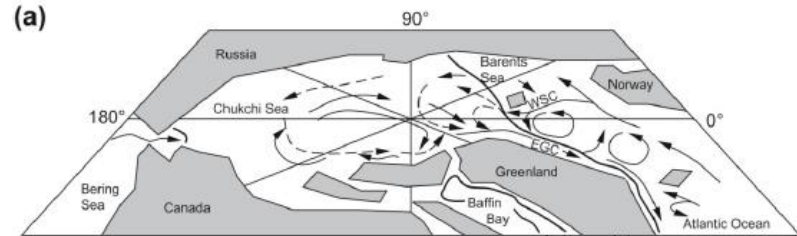


Aree di convezione profonda



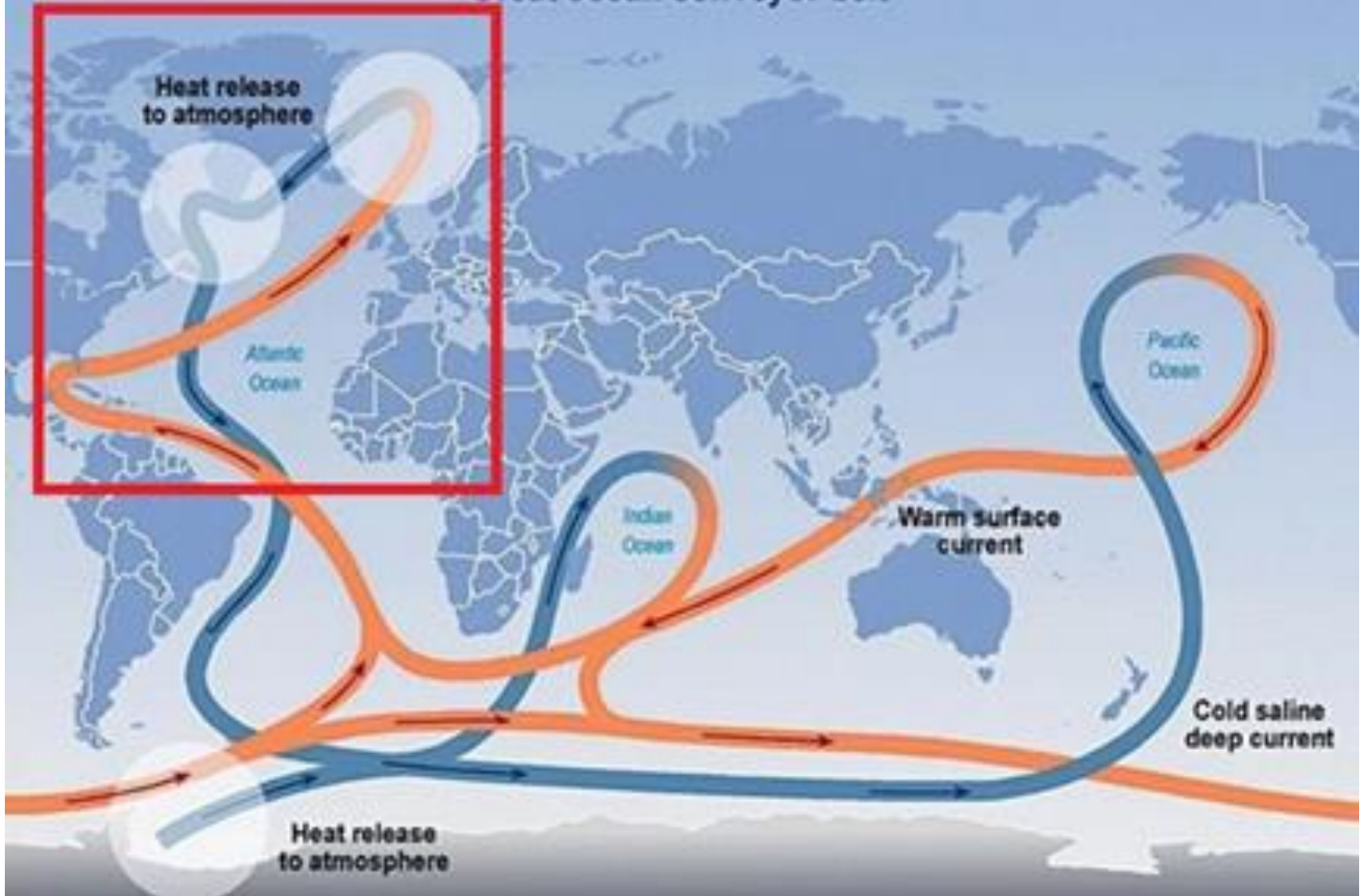


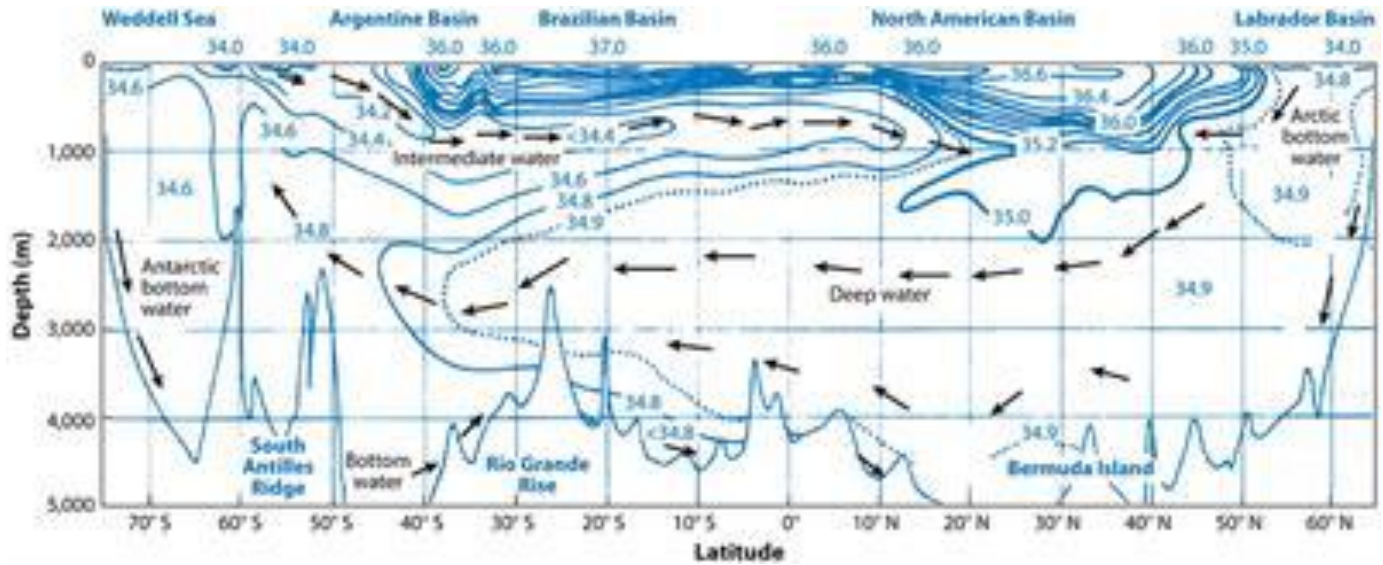
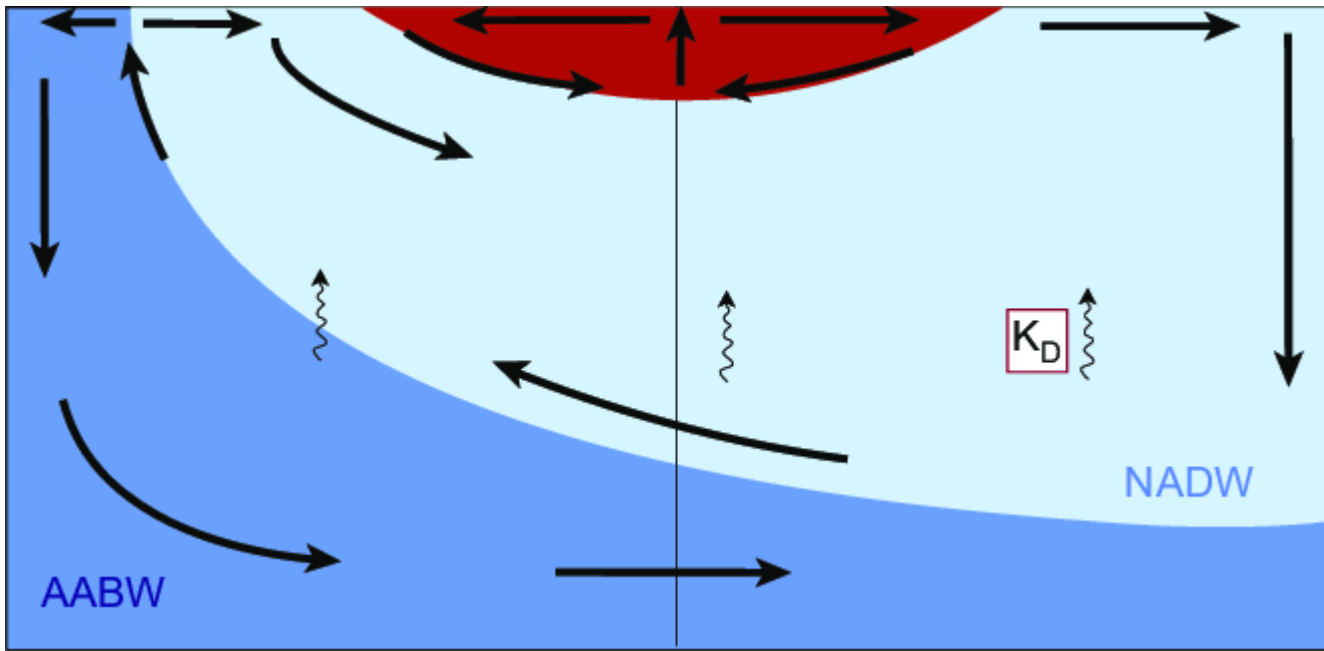
Overall schematic of (a) circulation, (b) water mass layers and transformation sites, and (c) water masses in potential temperature-salinity. Deep convection in the Greenland Sea in (b) has been replaced by mid-depth convection since the 1980s. Acronyms in (a): EGC, East Greenland Current; WSC, West Spitsbergen Current. Acronyms in (c): AW, Atlantic Water; AIW, Arctic Intermediate Water; ASW, Arctic Surface Water; DW, Deep Water; PIW, Polar Intermediate Water; PW, Polar Water.

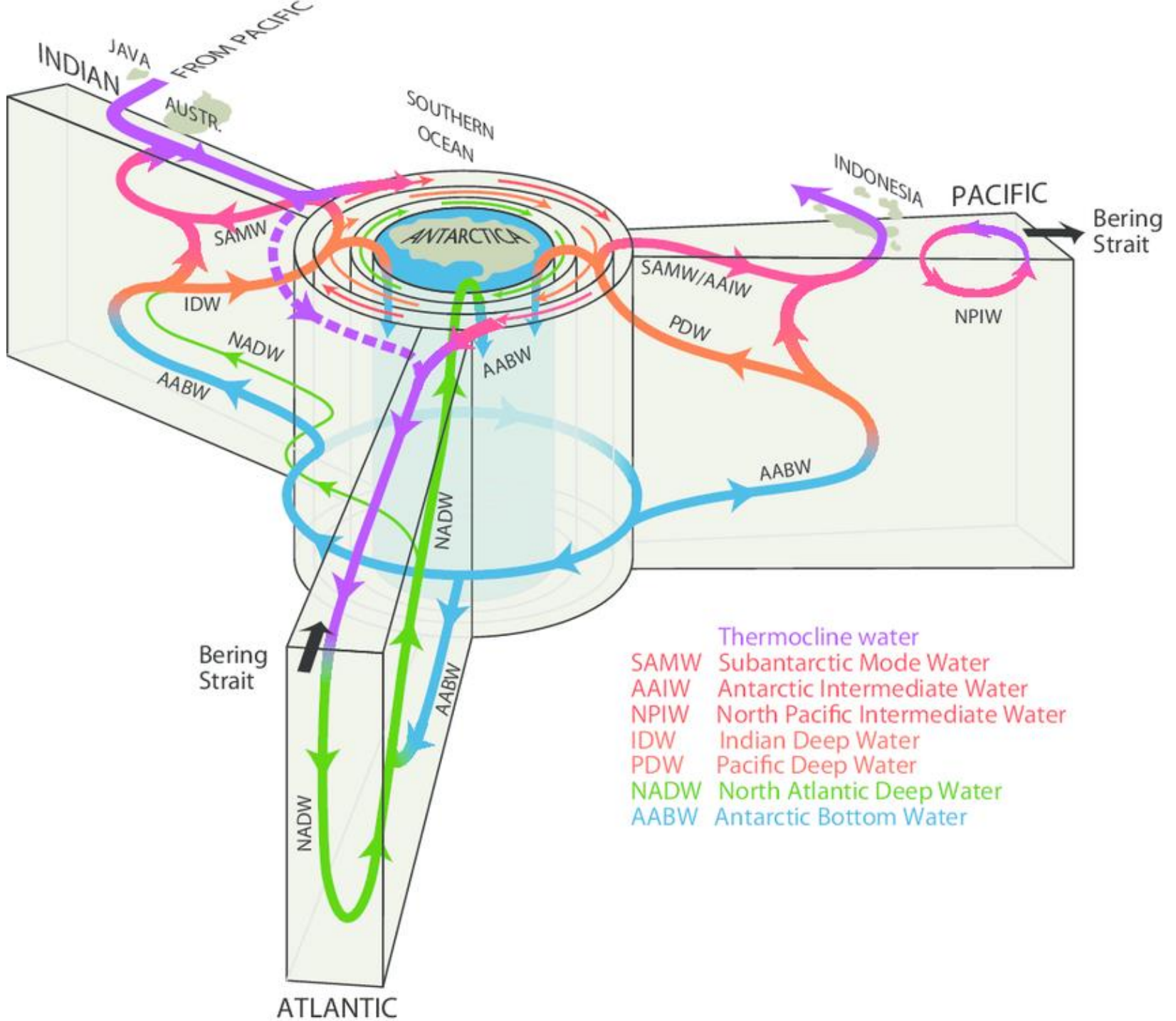





Great ocean conveyor belt









Convezione libera e forzata

- Il bilancio verticale dovuto alla stabilità della colonna d'acqua ha influenza ovviamente sull'apporto in superficie del calore necessario per la formazione della polynya
- **La convezione può essere libera** se la convezione è regolata dalla densità
- **La convezione può essere forzata** se intervengono forze (ad es. mescolamento turbolento) che muovono verticalmente masse d'acqua forzando anche il naturale equilibrio verticale



Convezione libera

- In ambiente polare si verifica quando due condizioni principali accadono :
 - C'è una riduzione locale di stabilità verticale (pre-conditioning)
 - produzione locale di brina
- Precondizione : gyre ciclonico oppure su piattaforma continentali quando venti autunnali trasportano off-shore acque più dolci, dovute alla fusione dei ghiacci e/o river runoff e lasciano acque più salate in piattaforma



Convezione Forzata

- Si ha principalmente in presenza di forte mescolamento turbolento come nel caso di mescolamento mareale, upwelling
 - Mescolamento mareale è il più studiato.
- Upwelling : trasferimento di calore verso la superficie sia in prossimità della costa che al centro di gyre (Cosmonaut Polynya)