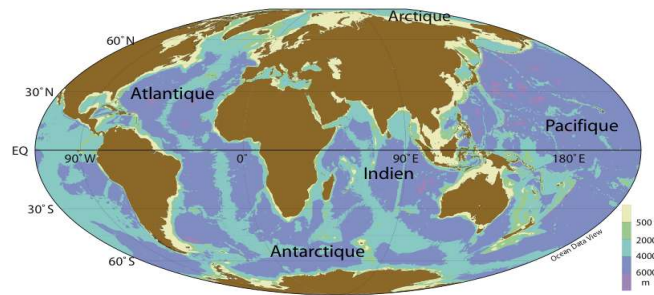


# COURS D'OCÉANOGRAPHIE RÉGIONALE



## INTRO (JLD)

### GÉNÉRALITÉS (JLD &

Caractéristiques de l'océan (JLD)

- Échanges de chaleur et d'eau entre l'océan et l'atmosphère (JLD)
- Masses d'eau - analyse hydrologique (AP)
- Circulation océanique (AP)
- Rôle du vent (AP)
- Changement climatique (JLD)

### OCÉANS **ANTARCTIQUE (JLD 4)**, **ATLANTIQUE (AP 4)**, **ARCTIQUE (AD 2)**, **INDIEN (JLD 2)**, **PACIFIQUE (AP 2)**, **MEDITERRANEE (AD 6)**

- Caractéristiques géographiques
- Climatologie : Pressions, régime des vents, précipitations
- Circulation de surface
- Hydrologie, masses d'eau

## RESUME (AD 2)

1



## L'océan planétaire

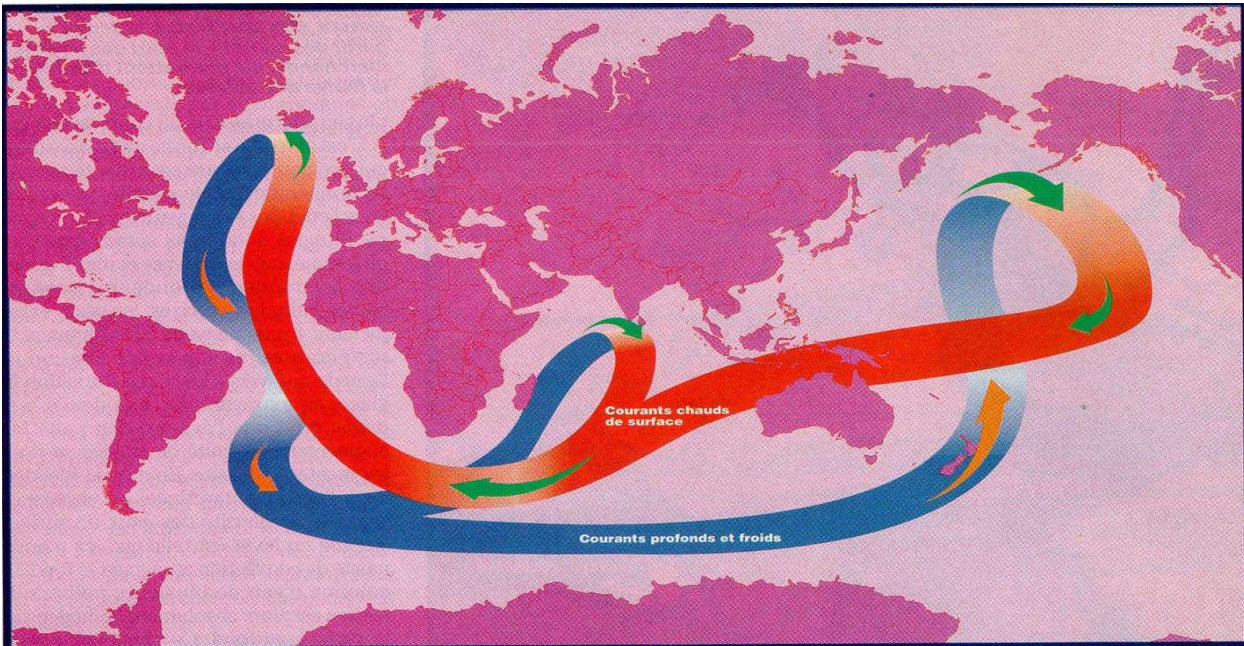
Michèle Fieux



LES PRESSES DE L'ENSTA

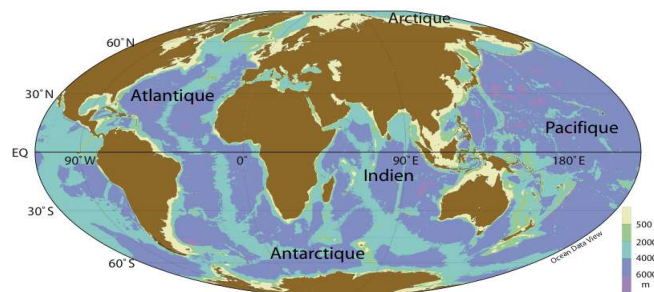
2

La circulation océanique extrêmement schématisée  
(en rouge, la circulation de surface, en bleu, la circulation profonde)



3

## COURS D'OCÉANOGRAPHIE RÉGIONALE



### GÉNÉRALITÉS

- **Caractéristiques de l'océan**
- Échanges de chaleur et d'eau entre l'océan et l'atmosphère
- Masses d'eau - analyse hydrologique
- Circulation océanique
- Rôle du vent
- Techniques d'observations

### OCÉANS ANTARCTIQUE, ATLANTIQUE, INDIEN, PACIFIQUE, MEDITERRANEE

- Caractéristiques géographiques
- Climatologie : Pressions, régime des vents, précipitations
- Circulation de surface
- Hydrologie, masses d'eau

### EN CONCLUSION

- Particularités de chaque océan
- Rôle de l'océan dans le système climatique

4



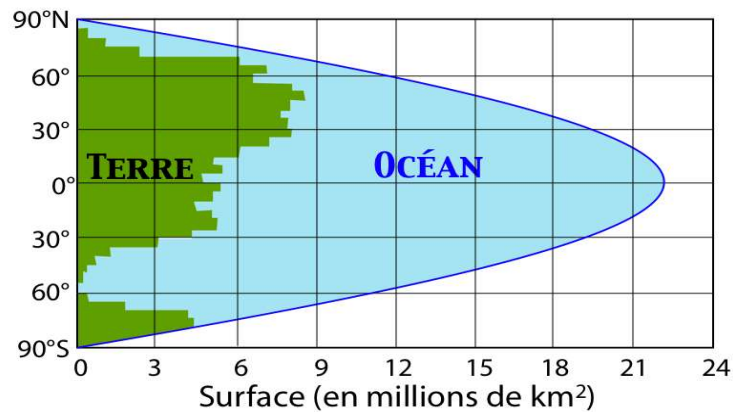
## Caractéristiques spatiales

### Répartition des terres et des mers :

mers = 361.059.000 km<sup>2</sup> = **70,8%**

terres = 148.892.000 km<sup>2</sup> = **29,2 %**

(total ~ 510.000.000 km<sup>2</sup>)



Hémisphère NORD (Mer = 60,7 %  
(Terre = 39,3 %

Hémisphère SUD (Mer = 80,9 %  
(Terre = 19,1 %

5

surface des mers = **70,8 %** de la surface du globe



hémisphère continental



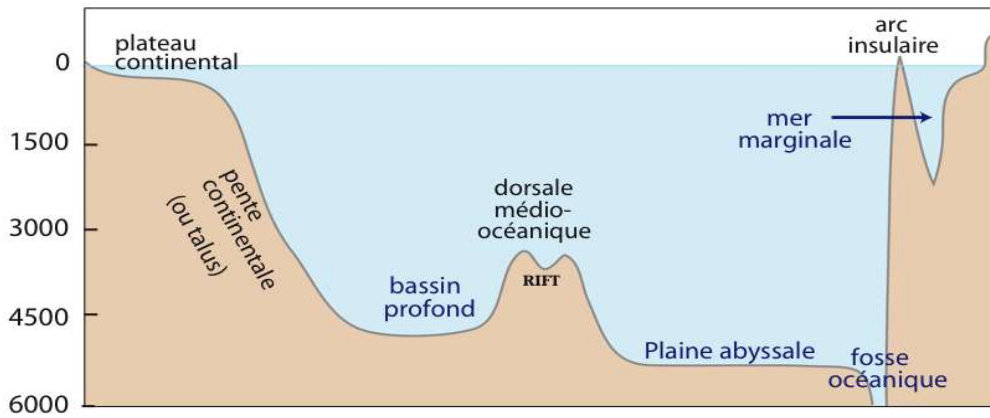
hémisphère maritime

• Terre = 120 millions km<sup>2</sup>  
• Océan = 135 millions km<sup>2</sup>  
**53 %**

= 29 millions km<sup>2</sup>  
= 226 millions km<sup>2</sup>  
**89 %**

6

## Fonds océaniques

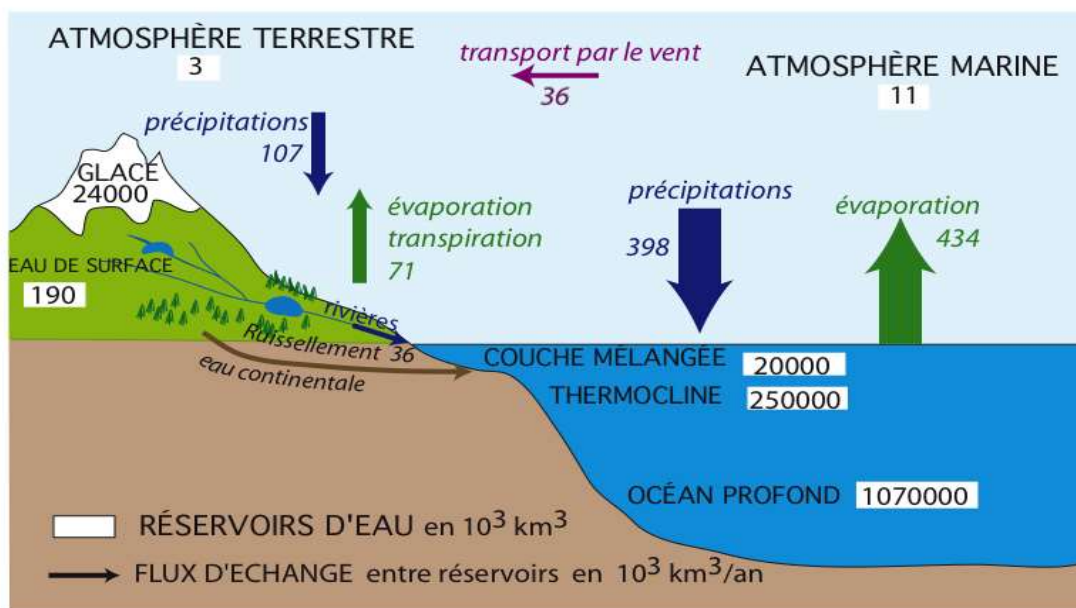


• Plateau continental	0 à 200 m	7,6 %
Talus continental	( 200 à 1000 m 4,3 %) (1000 à 2000 m 4,2 %) (2000 à 3000 m 6,8 %)	15,3%
• Bassins océaniques	(3000 à 4000 m 19,6 %) (4000 à 5000 m 33 %) (5000 à 6000 m 23,3 %) (6000 à 7000 m 1,1 %)	77 %
. Fosses	> 7000 m	0,1 %

volume océan ~ 1370 millions de km<sup>3</sup>

7

**Océan** = 97% du volume d'eau libre sur Terre, **atmosphère** = 0,001%



La place de l'océan au sein du cycle de l'eau dans l'ensemble océan-atmosphère

8



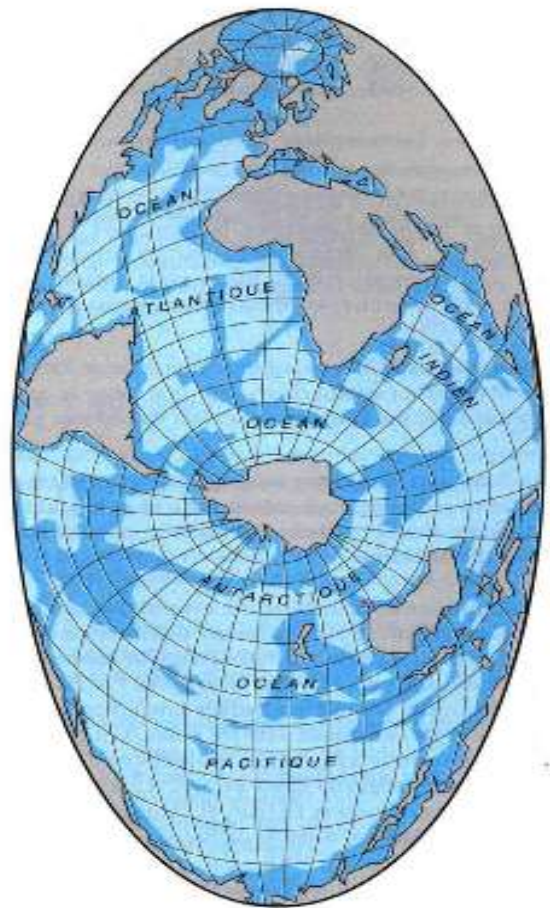
profondeur moyenne des océans = **3800 m**

fosse des Mariannes (Challenger) = 11000 m

altitude terrestre moyenne = **840 m**

altitude Everest = 8882 m

**océan** plus « profond » que la terre n'est « élevée »



(Fieux, 2010) 9

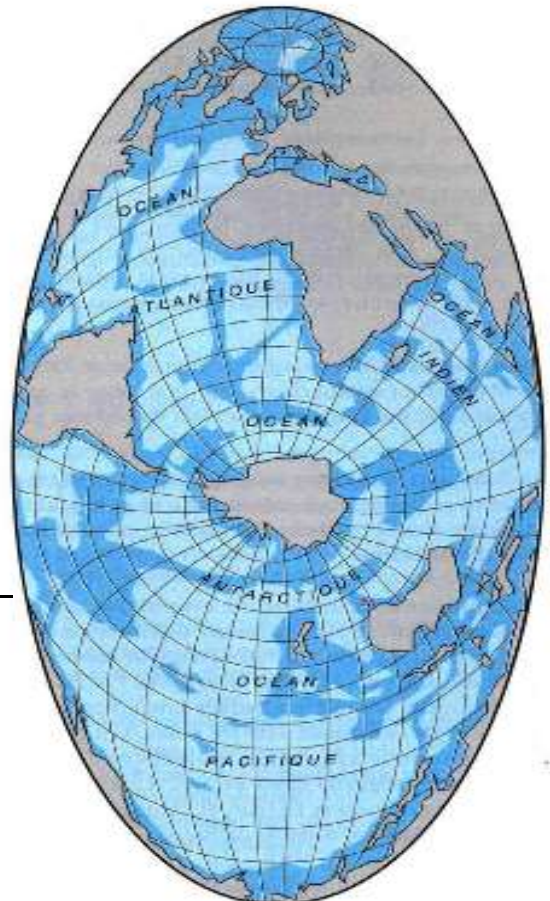
profondeur moyenne des océans = **3800 m**

(rayon moyen Terre = 6370 km)

**océan = très mince pellicule d'eau salée**

dimensions verticales de l'ordre de 1

dimensions horizontales 1000



(Fieux, 2010) 10

**L'océan est un tout**

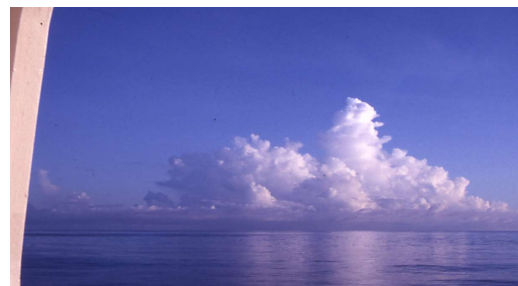
**et l'océan = immense réservoir de chaleur**

**pour l'ensemble océan-atmosphère**

## Caractéristiques physiques de l'eau

- **seul** composé naturel existant sous les **3 états** =>
- **chaleur spécifique\* la plus élevée** (1 cal/(g .°C))
- chaleur de fusion élevée (80 cal/g)
- chaleur de vaporisation élevée (537 cal/g)
- conductibilité thermique faible
- Reflète peu le rayonnement solaire, forte absorption
- **Forte inertie thermique**
- faible viscosité
- peu compressible
- augmentation de volume à la congélation => **glace flotte**
- bon solvant

\* Chaleur spécifique = capacité thermique massique ( $\text{J K}^{-1} \text{kg}^{-1}$ )  
capacité du matériau à emmagasiner la chaleur par rapport à son poids. Elle est définie par la quantité de chaleur à apporter à 1kg du matériau pour élever sa température de 1°C.



vapeur



liquide



solide

11

## Composition chimique de l'eau de mer

chlorure de sodium (NaCl) ou ( $\text{Na}^+ \text{Cl}^-$ )	77,8 %
chlorure de magnésium ( $\text{MgCl}_2$ )	10,9%
sulfate de magnésium ( $\text{MgSO}_4$ )	4,7%
sulfate de calcium ( $\text{CaSO}_4$ )	3,6%
sulfate de potassium ( $\text{K}_2\text{SO}_4$ )	2,5%
carbonate de calcium, bromure de magnésium et autres sels	0,5%
(Les sels sont sous forme d'ions, car l'eau a la plus grande capacité diélectrique)	

Composition complexe, mais **stable**

Concentrations variables, mais **proportions relatives constantes**

**Equilibre de composition** par processus régulateurs :

- circulation océanique
- facteurs de solubilité
- activité biologique (sels solubles => sels insolubles)

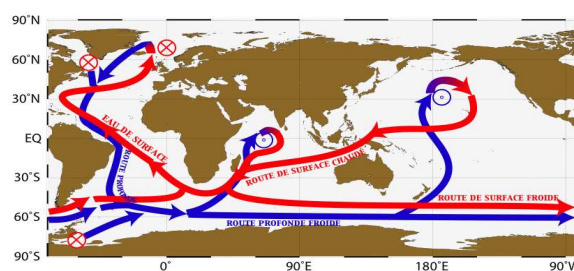


Schéma de la circulation thermohaline

12



# La salinité

- La salinité est le poids de sels contenu dans 1 kg d'eau de mer
- (La salinité est la quantité totale des résidus solides (en grammes) contenu dans 1 kg d'eau de mer, quand tous les carbonates ont été transformés en oxydes, le brome et l'iode remplacé par le chlore et que toute la matière organique a été oxydée).
- (environ 35 g pour 1 kg) que l'on notait : 35 ‰ ;
- Concentrations en sels variables, mais proportions relatives constantes
- Il suffisait donc de mesurer la concentration d'un des sels ( le chlorure de sodium) par une méthode chimique pour obtenir la salinité
- Puis mesure (plus facile) la salinité d'un échantillon d'eau de mer en mesurant sa conductivité par rapport à un échantillon étalon à la même température, c'est donc un chiffre sans unité, mais on garde parfois 35 psu (per standard unit)
- maintenant (TEOS10) mesures puis calcul de la Salinité absolue

13

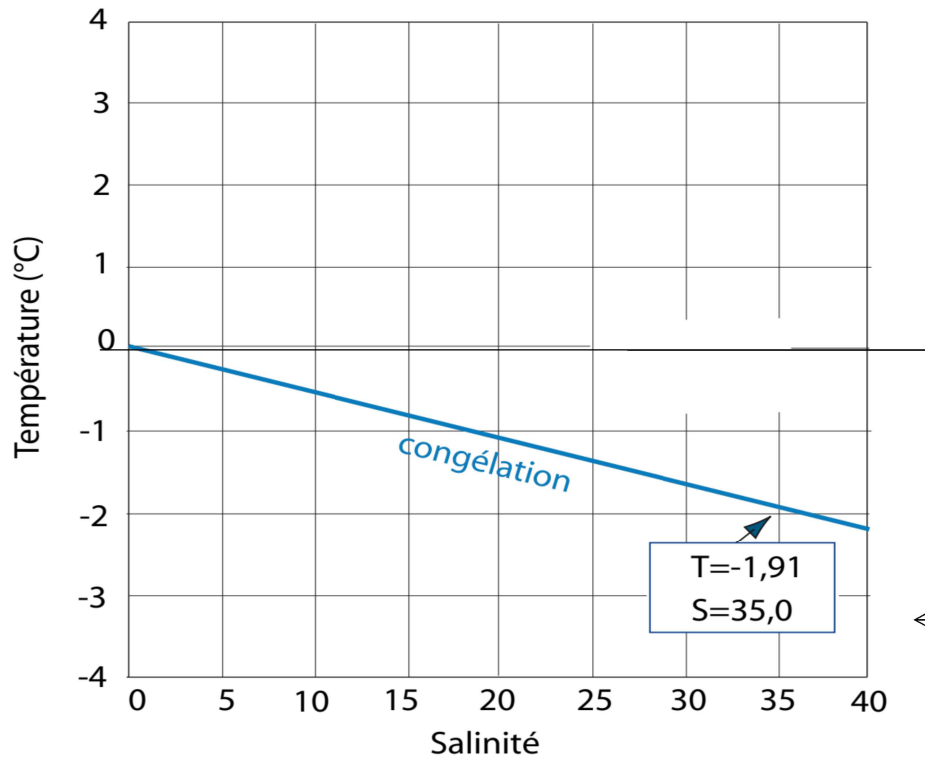
Les sels dissous dans l'eau de mer,  
caractérisée par sa salinité,  
modifient certaines caractéristiques comme :

- la température du point de congélation
- la température du maximum de masse volumique (densité)
- la conductivité (ce qui permet d'en déduire la salinité)

14

## Influence des sels dissous

sur la température du **point de congélation** de l'eau de mer



pour  
 $P = P_{\text{atm}} = P_0$

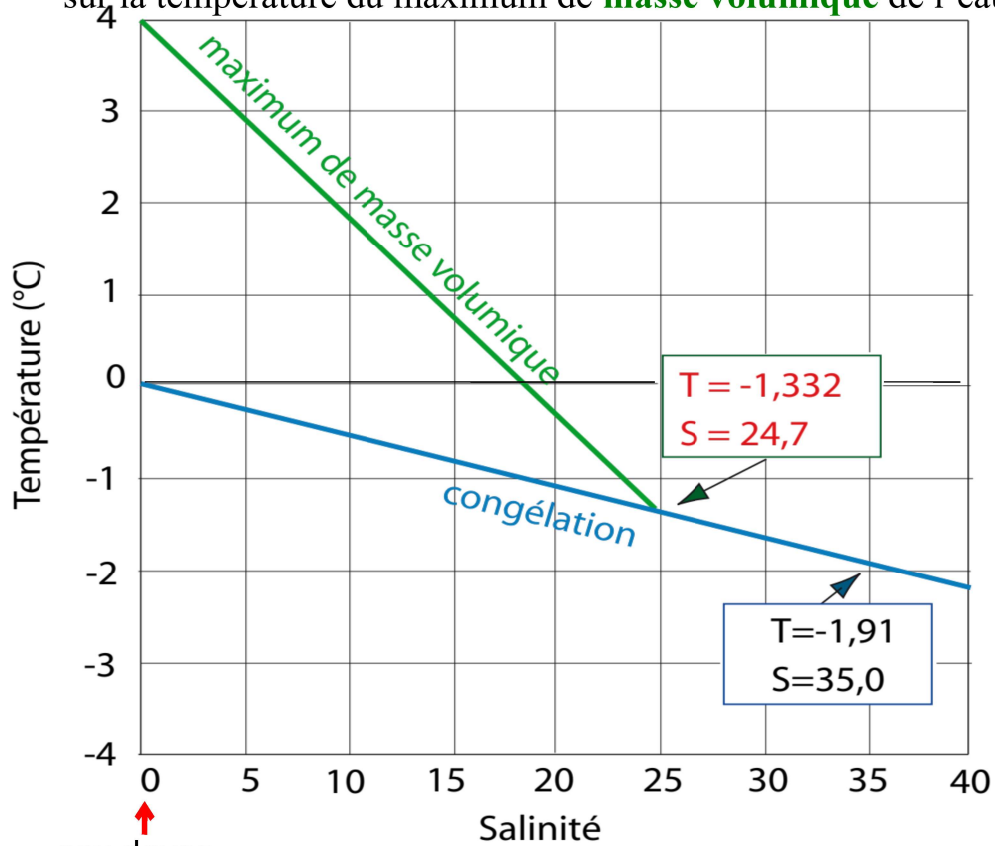
← exemple

↑  
eau douce

15

## Influence des sels dissous

sur la température du maximum de **masse volumique** de l'eau de mer

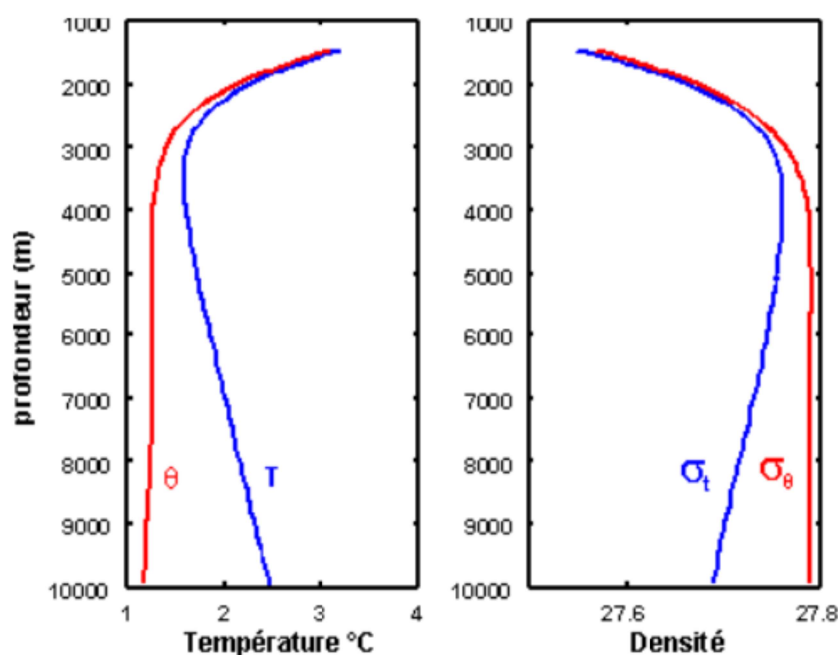


pour  
 $P = P_{\text{atm}} = P_0$

↑  
eau douce

16





comparaison des températures et sigma in situ  
et potentielles dans la fosse de Mindanao

<http://lecalve.univtl.fr/oceano/fiches/fiche3C.htm>

17

# TEOS-10

## Equation thermodynamique de l'eau de mer - 2010 (Thermodynamic Equation Of Seawater - 2010)

La Commission Intergouvernementale Océanographique (IOC, "Intergovernmental Oceanographic Commission"), avec l'appui du Comité Scientifique de Recherche Océanographique (SCOR, "Scientific Committee Oceanic Research") et de l'Association Internationale Des Sciences Physiques de l'Océan (IAPSO, "International Association of the Physical Sciences of the Oceans"), a adopté l'Equation Thermodynamique de l'eau de mer 2010 (TEOS-10, "Thermodynamic Equation of Seawater - 2010") comme définition officielle des propriétés de l'eau de mer et de la glace en science de l'océan. Il est d'hors et déjà fortement conseillé aux océanographes d'utiliser les algorithmes et variables définis par TEOS-10 pour rapporter leurs résultats.

Les différences fondamentales de TEOS-10 par rapport à EOS-80 sont :

- (1) l'utilisation de la Salinité Absolue (Absolute Salinity  $S_A$ ) pour décrire la salinité de l'eau de mer; la Salinité Absolue prend en considération la variabilité spatiale de la composition de l'eau de mer. En pleine mer, l'usage de cette nouvelle salinité a un effet non trivial sur le gradient horizontal de masse volumique, et ainsi sur les vitesses calculés via l'équation du "vent thermique".
- (2) l'utilisation de la Température Conservatrice (Conservative Temperature  $\Theta$ ) pour remplacer l'utilisation de la température potentielle  $\theta$ . Ces deux températures sont des grandeurs déterminées à partir d'une expérience de pensée (à savoir, grandeurs ramenés à la pression de surface de manière adiabatique et isohaline). La Température Conservatrice présente l'avantage de mieux représenter la capacité calorifique de l'eau de mer, avec une précision supérieure par deux ordres de grandeur à celle de la température potentielle.
- (3) Les propriétés de l'eau de mer définies par TEOS-10 découlent toutes mathématiquement d'une fonction de Gibbs (notamment par différenciation) et sont ainsi compatibles les unes avec les autres (contrairement à l'approche EOS-80 désormais obsolète, dans laquelle différents polynômes

AVANT	(Température) Température potentielle
TEOS 10	Température Conservative (notée aussi CT ou TC)

**Ces deux grandeurs sont déterminées à partir d'une expérience de pensée.**

Température potentielle = température qu'aurait la masse d'eau ramenée à la surface (pression  $p=0$ ) de façon adiabatique (ie sans échange de chaleur) et isohaline (sans échange de sel).

**Température Conservative** = enthalpie potentielle divisée par la capacité de chaleur  $C_p$  ( $C_p = 3991,867\ 957\ 119\ 63$ ). **J.kg<sup>-1</sup>.K<sup>-1</sup>**

\* Rappel : **enthalpie** = énergie totale d'un système thermodynamique.  
= énergie interne (énergie nécessaire pour créer le système)  
+ travail que ce système doit exercer contre la pression extérieure pour occuper son volume.

L'enthalpie est une fonction d'état, dont l'unité de mesure est le joule (J). **ici en J.kg<sup>-1</sup>**

L'enthalpie potentielle peut être évaluée de la même façon que la T potentielle (à savoir, enthalpie ramenée à la pression de surface de manière adiabatique et isohaline).

19

La Température Conservative présente l'avantage de mieux représenter la capacité calorifique de l'eau de mer, avec une précision supérieure par deux ordres de grandeur à celle de la température potentielle .

Les processus turbulents détruisent la température potentielle mais généralement laissent intacte l'enthalpie ; du coup l'enthalpie est plus conservative que la température potentielle par généralement deux ordres de magnitude

(McDougall, JPO, 2003, Potential Enthalpy: A Conservative Oceanic Variable for Evaluating Heat Content and Heat Fluxes).

C'est pour cela que l'utilisation de la Température Conservative est recommandée par TEOS.

Les nouvelles fonctions pour calculer ces valeurs peuvent être récupérées sur le site <http://www.teos-10.org/software.htm#1> (Note : Si vous utilisez des programmes de la GSW Oceanographic Toolbox il est demandé d'inclure la référence à McDougall and Barker (2011), sous la forme: McDougall, T.J. and P.M. Barker, 2011: Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanogr. Toolbox, 28pp., SCOR/IAPSO WG127, ISBN 978-0-646-55621-5).

La température Conservative peut être évaluée à partir de la température in situ avec la fonction **gsw\_CT\_from\_t** ;

si l'on connaît la Salinité absolue :  $CT = \text{gsw\_CT\_from\_t}(SA, T, p)$ , p en decibar.

20



La différence entre température Conservative et température potentielle peut aller jusqu'à  $T_{pot} - TC = -1,4^{\circ}C$  pour de l'eau douce très chaude ( $T > 30^{\circ}C$ ).

Pour les eaux océaniques classiques, cette différence est beaucoup plus faible, de l'ordre de  $\pm 0,1^{\circ}C$ .

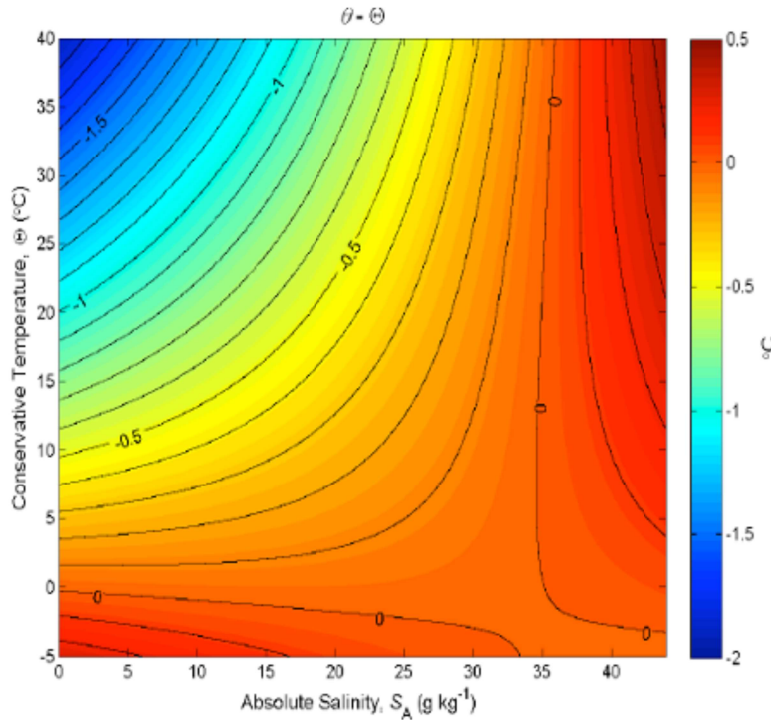


Figure A.17.1. Contours (in  $^{\circ}C$ ) of the difference between potential temperature and Conservative Temperature  $\theta - \Theta$ . This plot illustrates the non-conservative production of potential temperature  $\theta$  in the ocean.

21

Masse volumique de l'eau de mer ( $kg/m^3$ ) **800 fois** celle de l'air  
 $1025 kg/m^3$   $1,29 kg/m^3$

Poids de la colonne d'air à la surface = 1 bar ou  $10^5$  Pascal

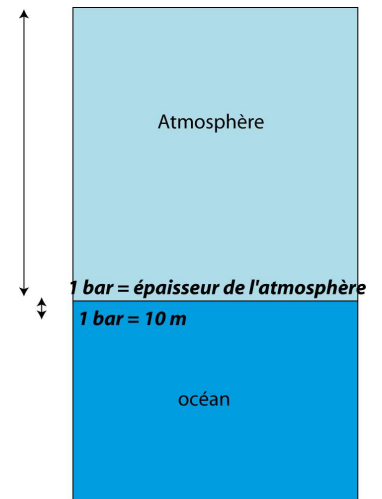
Dans l'océan : pression augmente de 1 bar tous les 10 mètres

Pression hydrostatique = poids de la colonne d'eau ( $dp = \rho g dz$ )

La **masse** de l'océan = **250 fois** la masse de l'atmosphère  
 $1400 \cdot 10^{18} kg$  -  $5,6 \cdot 10^{18} kg$

**chaleur spécifique\*** de l'eau = **4 fois** celle de l'air

(\* quantité de chaleur nécessaire pour élever 1 kg d'eau ou d'air de  $1^{\circ}K$   
 appelée aussi chaleur massique)

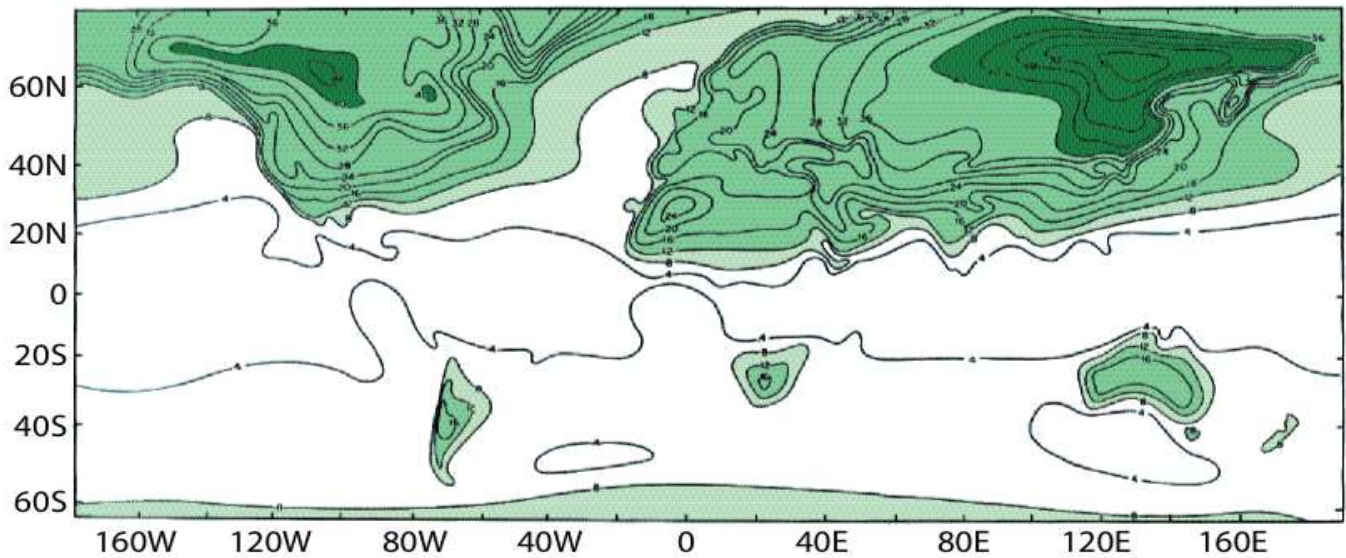


**==> premiers mètres de l'océan ont autant de capacité thermique que toute la colonne d'air qui les surmonte**

**=> océan = immense réservoir de chaleur** pour l'ensemble océan-atmosphère (exemple suit)

**→ volant thermique**

22



Variabilité saisonnière de la température de l'air au sol  
(isolignes tous les 4°C du blanc au vert foncé >40°C)

En raison de la chaleur spécifique très élevée de l'eau,

→ **la mer** se refroidit et se réchauffe beaucoup **moins vite que la terre**.

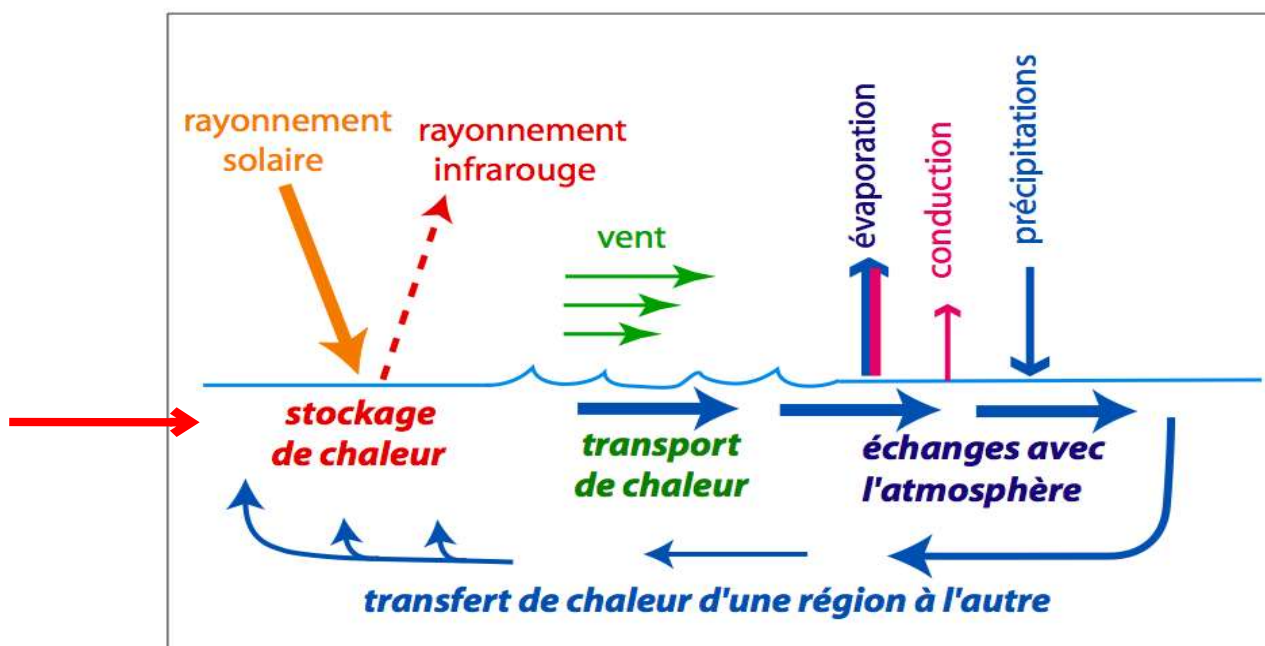
Les variations sont beaucoup plus faibles sur l'océan

et dans la zone tropicale où les variations saisonnières de T sont faibles.

→ **L'océan tempère les variations de température sur la planète**

23

## Rôles de l'océan



La **masse volumique de l'eau de mer**  $\rho$  dépend  
de la température, de la salinité et de la pression

$$\rho = f(T, S, P) \quad (\text{équation d'état de l'eau de mer})$$

$$\rho \nearrow = \text{si } T \searrow \text{ ou si } S \nearrow \text{ ou si } P \nearrow$$

À la pression atmosphérique  $P_0$ , elle varie entre environ **1022 et 1029 kg/m<sup>3</sup>**  
(par exemple : pour  $T=10^\circ\text{C}$ ,  $S=35$  psu et  $P = P_0 \rightarrow \rho_0 = 1026,97 \text{ kg/m}^3$ )

La gamme de  $\rho$  étant faible, les océanographes utilisent

**l'anomalie de masse volumique**  $\sigma = \rho - 1000 \text{ kg/m}^3$   
et les océanographes prennent la liberté de l'appeler « **densité** »

(dans l'exemple précédent :  $\sigma_0 = 26,97$ )

$\sigma$  augmente d'environ une unité

- quand  $T$  diminue de  $5^\circ\text{C}$ ,
- ou quand  $S$  augmente d'une unité,
- ou quand la pression augmente de 20 bars (environ 200 m)



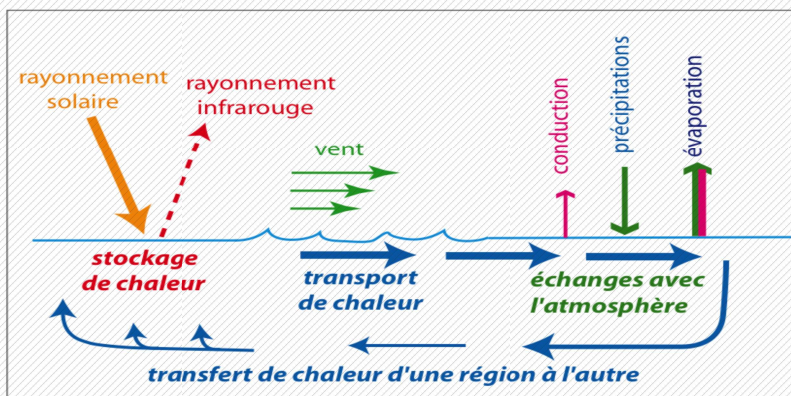
25

## Causes de la circulation océanique

**DIFFÉRENCES de DENSITÉ** : effets des échanges avec l'atmosphère

=> formation de masses d'eau => **circulation thermohaline**

**VENT** : transfert d'énergie mécanique => 1) **circulation d'Ekman**



=> convergence, divergence

=> gradient de pression

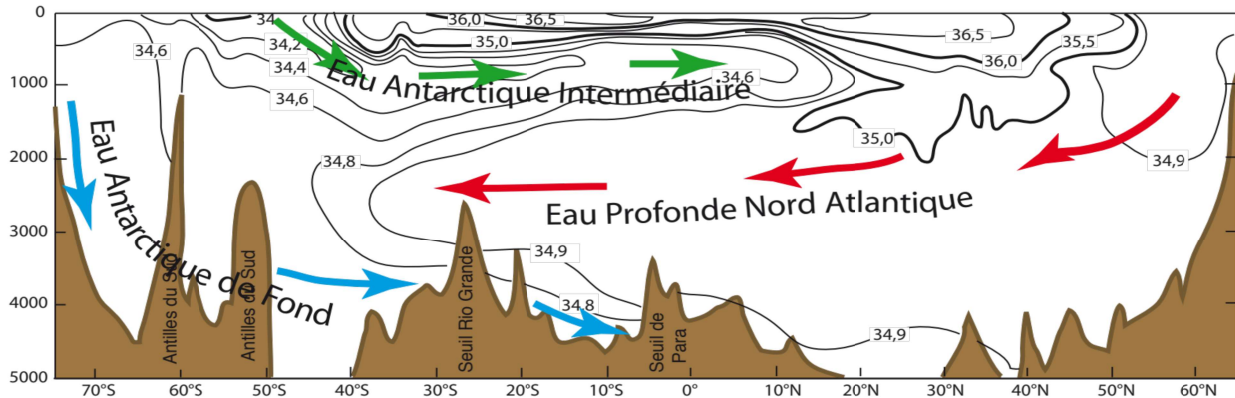
=> 2) Courant géostrophique

=> **circulation des grandes gyres océaniques en SURFACE**



Les **flux de chaleur et d'eau douce** à la **surface** entre l'atmosphère et l'océan agissent sur la **dynamique interne de l'océan**.

Par exemple, sous l'effet du **refroidissement** hivernal associé à une forte **évaporation** (soit directe, soit indirecte par formation de glace de mer), la **densité** de l'eau de surface augmente, ce qui entraîne des **mouvements de convection** plus ou moins profonds, atteignant parfois le fond.



Cette circulation **profonde**, engendrée par des modifications de la température et de la salinité en **surface**, est appelée **circulation thermohaline** (exemple de l'océan Atlantique)

27

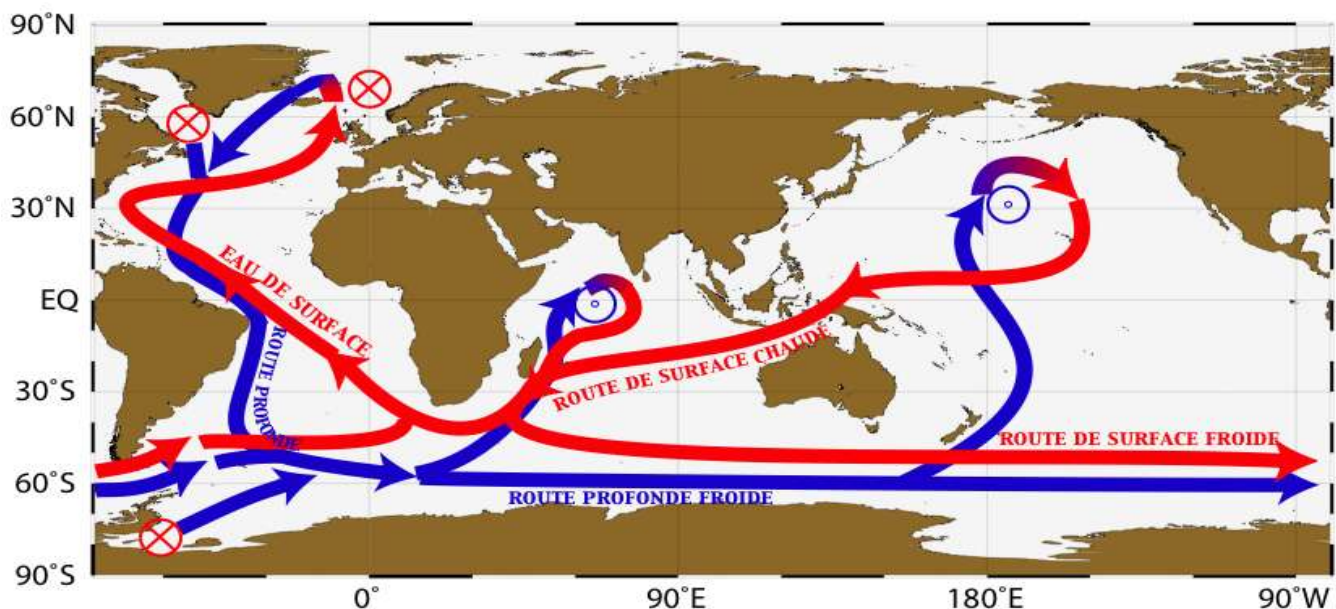


Schéma très simplifié de la circulation thermohaline (ou « Conveyor belt » )

- + zones de **downwelling** (formation d'eau dense)
- zones d'**upwelling lent et diffus** (remontée par diffusion et mélange par ondes internes)

28



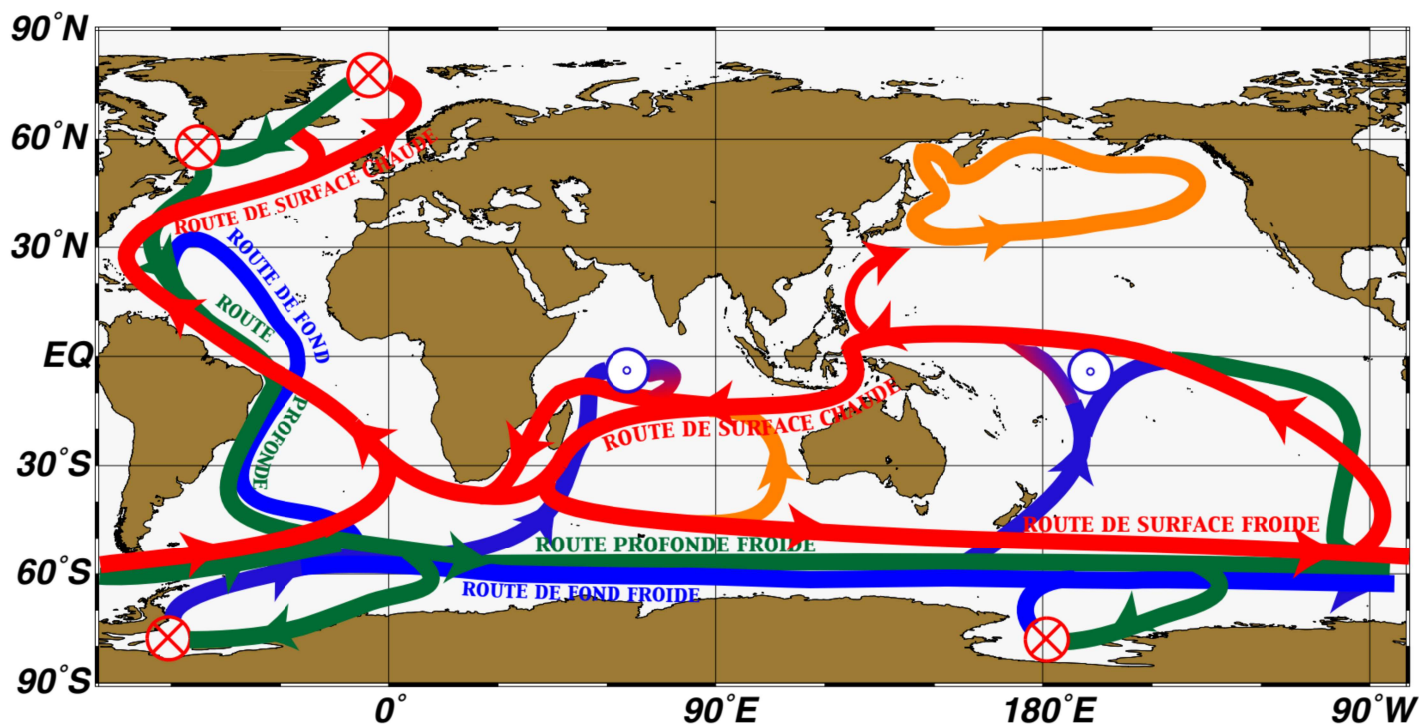
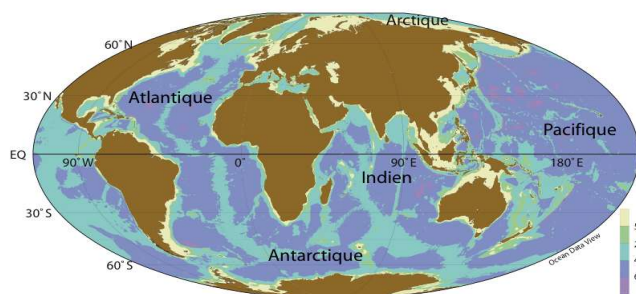


Schéma de la circulation thermohaline un peu plus complexe que nous allons étudier

29

## COURS D'OCÉANOGRAPHIE RÉGIONALE



### INTRO (JLD 12)

#### GÉNÉRALITÉS (AP 4)

- Caractéristiques de l'océan
- Échanges de chaleur et d'eau entre l'océan et l'atmosphère
- Masses d'eau - analyse hydrologique
- Circulation océanique
- Rôle du vent
- Changement climatique (JLD 2)

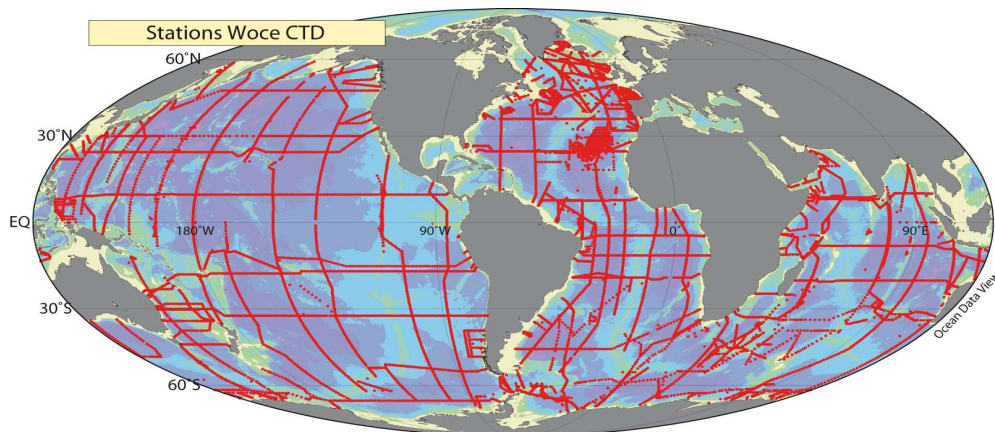
#### OCÉANS ANTARCTIQUE (JLD 4), ATLANTIQUE (AP 4), ARCTIQUE (AD 2), INDIEN (JLD 2), PACIFIQUE (AP 2), MEDITERRANEE (AD 6)

- Caractéristiques géographiques
- Climatologie : Pressions, régime des vents, précipitations
- Circulation de surface
- Hydrologie, masses d'eau

### RESUME (AD 2)

30

Comme pour toute science géophysique, la compréhension de la dynamique de l'océan est basée sur des **observations intensives** et sur l'élaboration de **modèles** théoriques qui permettent l'**interprétation** de ces observations.



Sections hydrologiques du programme international WOCE  
(World Ocean Circulation Experiment) 1990-1995

31

## Échanges entre l'océan et l'atmosphère

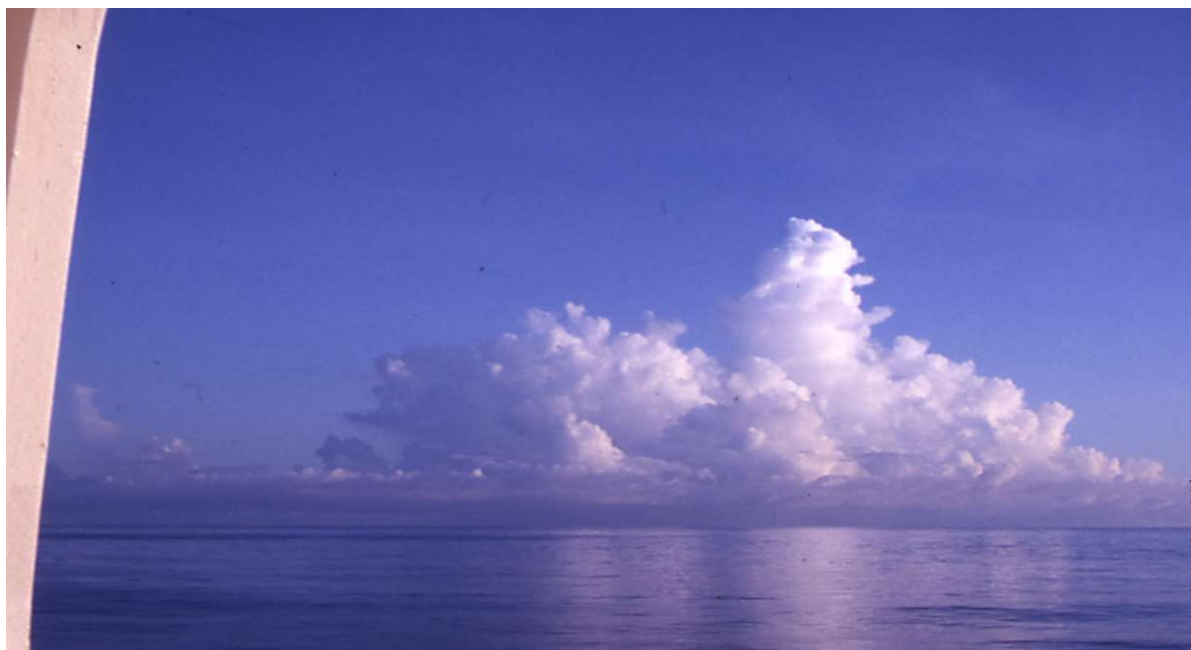


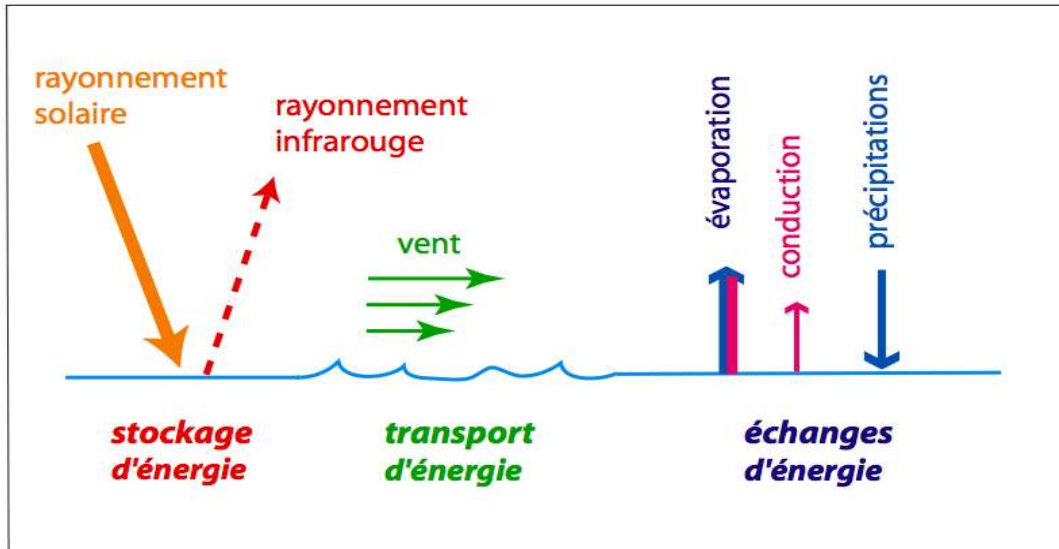
Photo Chantal Andrie

32

océan-atmosphère = immense machine thermique

Échanges continuels :

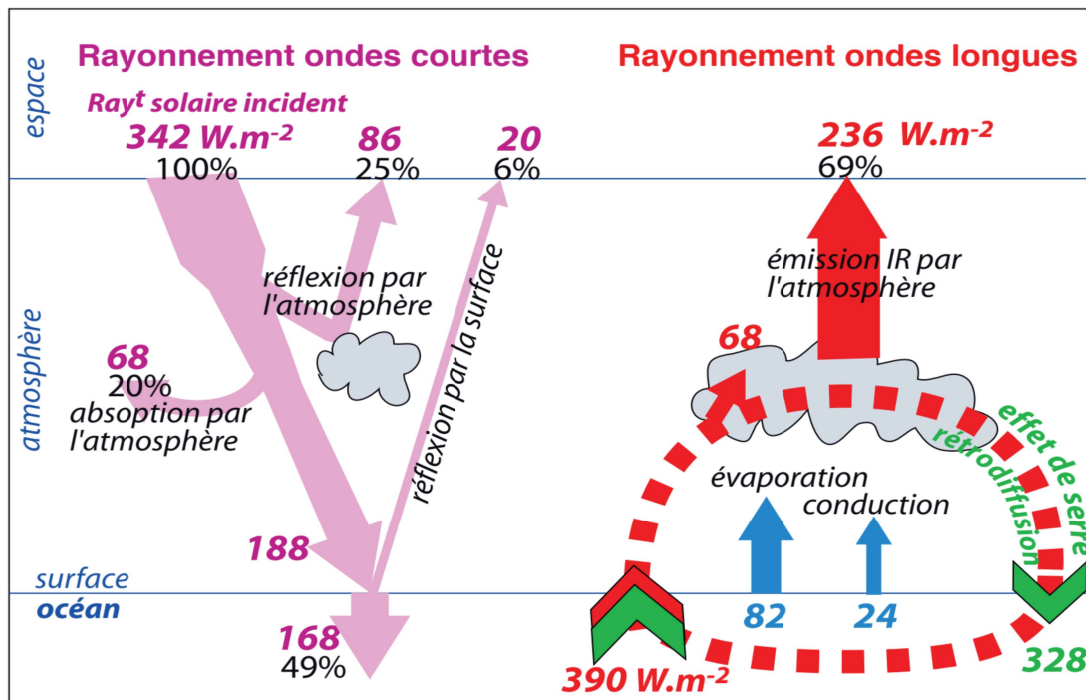
rayonnement/chaaleur, eau, quantité de mouvement



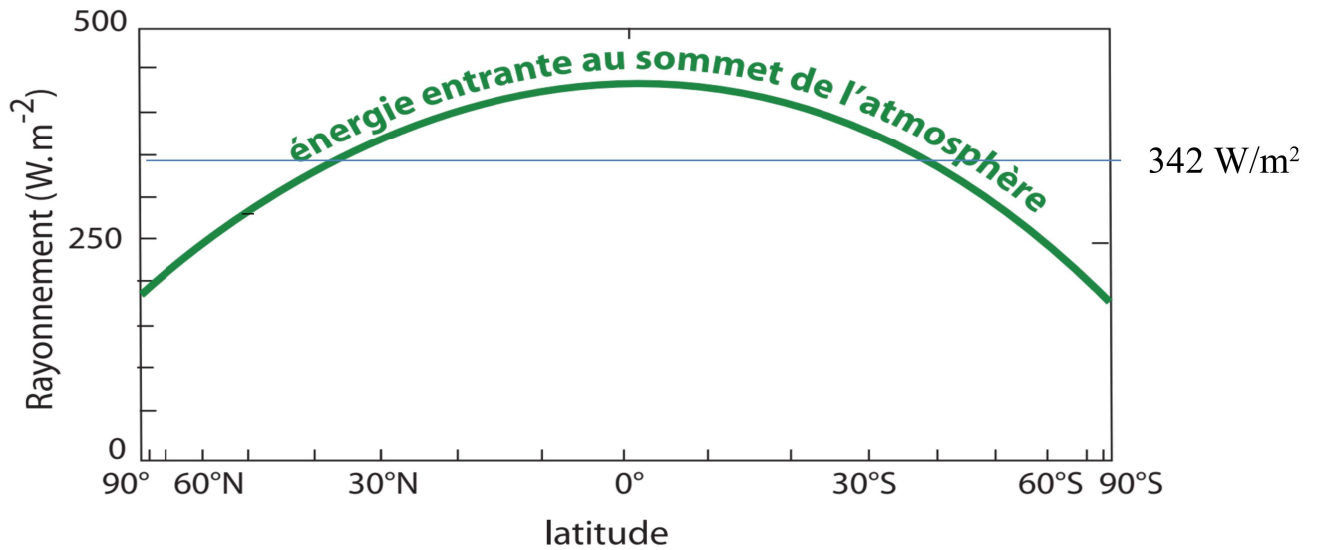
L'océan **stocke** de la chaleur, la **transporte** ailleurs et la **transmet** à l'atmosphère

33

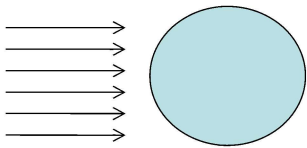
Bilan énergétique moyen du système atmosphère-terre-océan



34

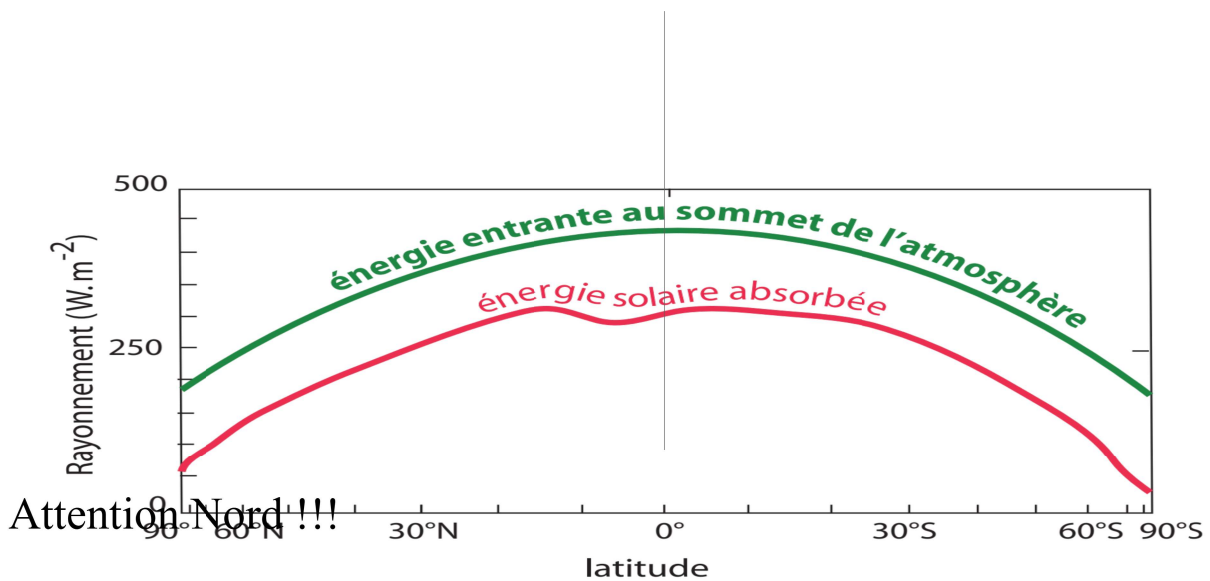


En moyenne 342  $\text{W.m}^{-2}$



Plus faible/m<sup>2</sup> aux pôles en raison de l'inclinaison du rayonnement solaire par rapport à la surface

35



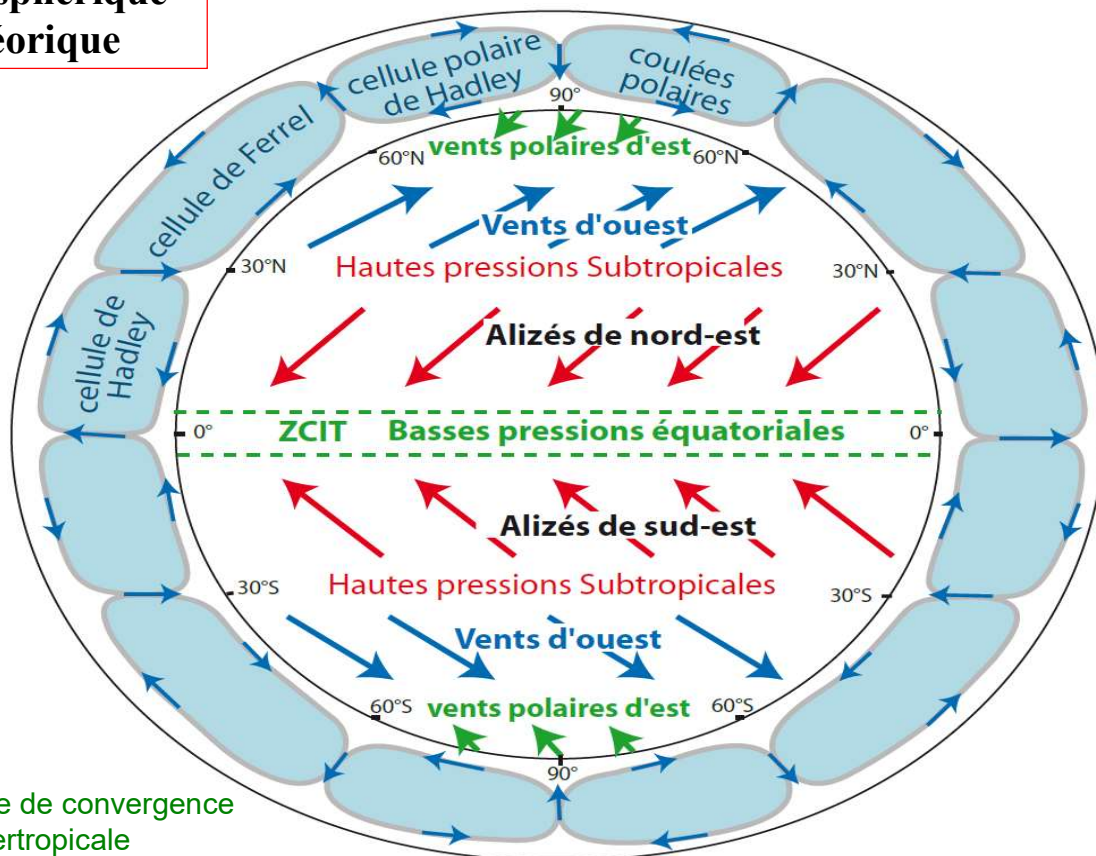
*Question : pourquoi y a-t-il une diminution de l'énergie absorbée en surface au nord de l'équateur ?*

36



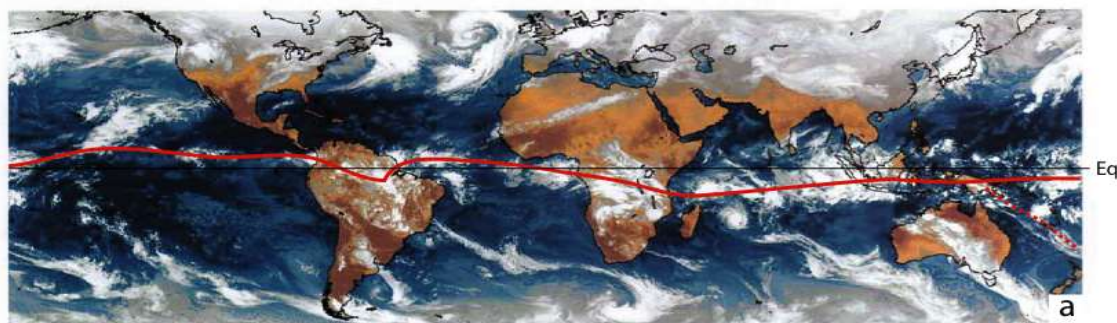
# circulation atmosphérique théorique

Schéma de circulation atmosphérique théorique **sans continent**

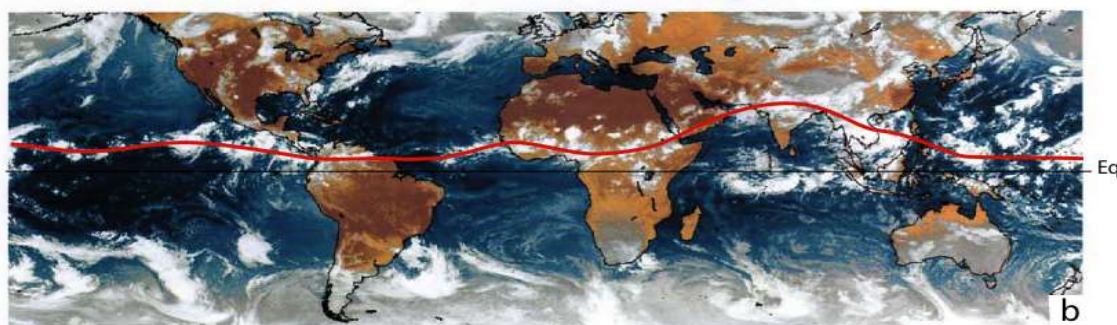


37

indice pour la réponse:



janvier

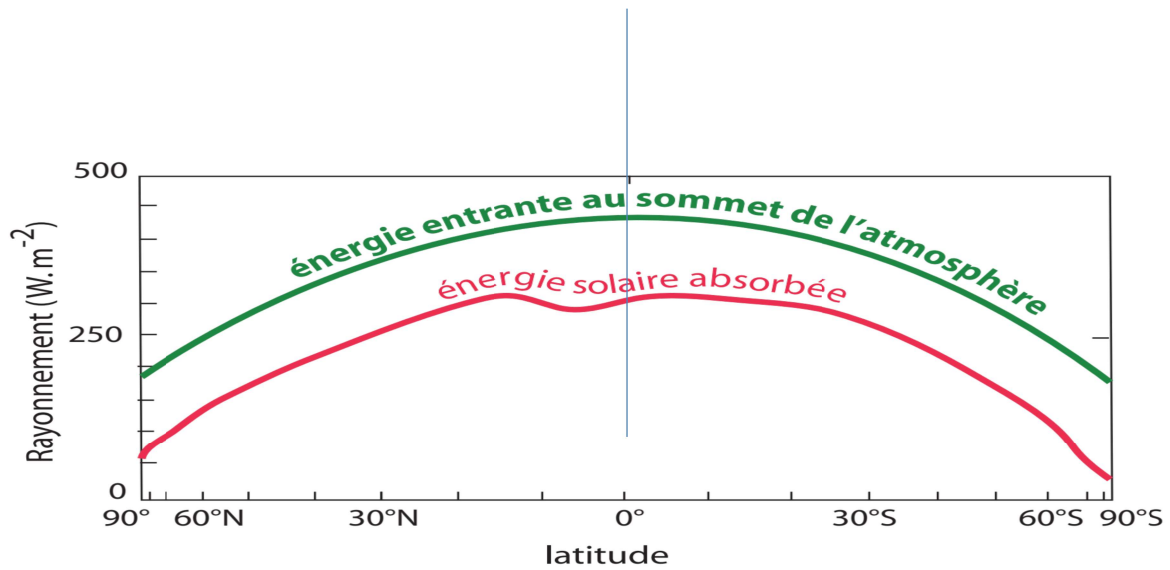


juillet

(Mosaïque de photos satellites)

— ZCIT Zone de Convergence Intertropicale (nuageuse)

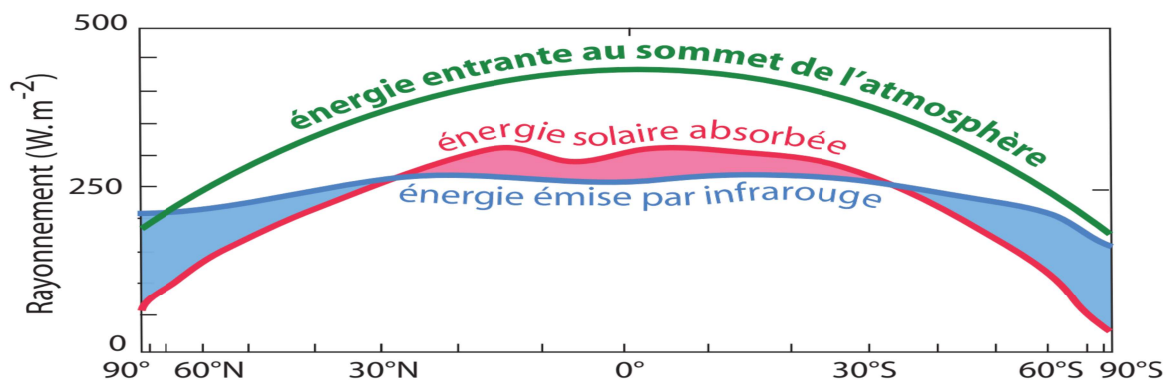
38



Sensiblement parallèles mais...

la diminution de l'énergie absorbée un peu au nord de l'équateur est due aux nuages situés dans la zone de convergence intertropicale (décalée au nord de l'équateur) qui limitent l'arrivée de l'énergie solaire à la surface.

39

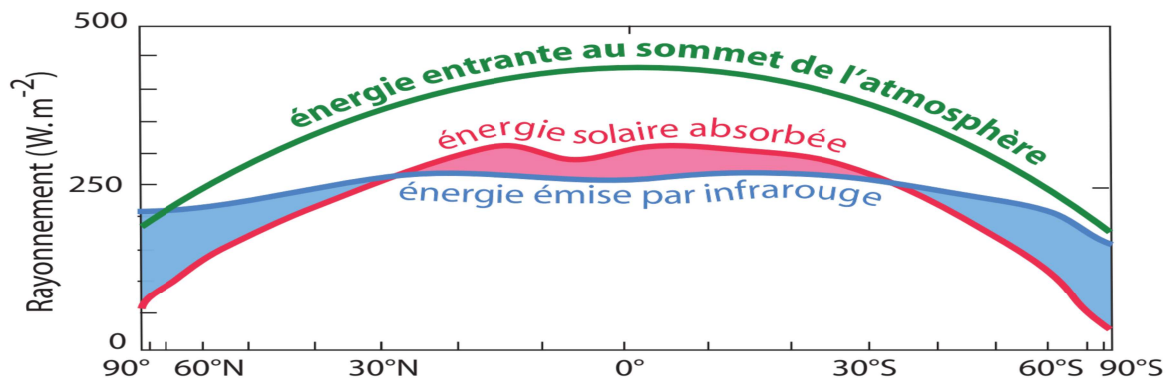


Le rayonnement infrarouge émis vers l'atmosphère est fonction de la température de surface

$$\text{IR} = cT^4$$

40

# QUESTION



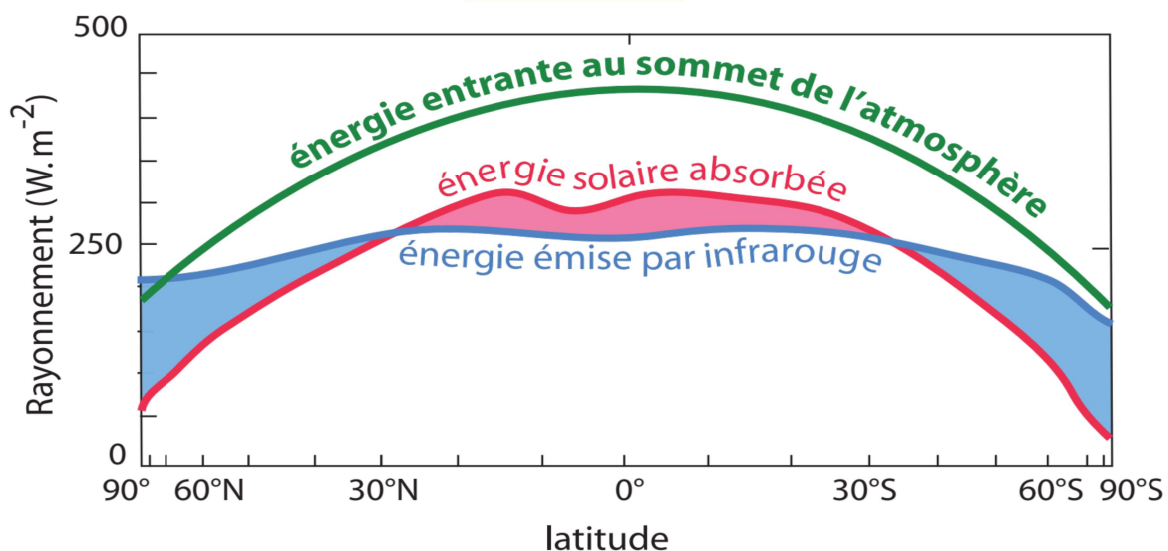
Le rayonnement infrarouge émis vers l'atmosphère est fonction de la température de surface

$$IR = cT^4$$

Pourquoi l'énergie émise est-elle plus faible au pôle Sud qu'au pôle Nord ?

41

# QUESTION

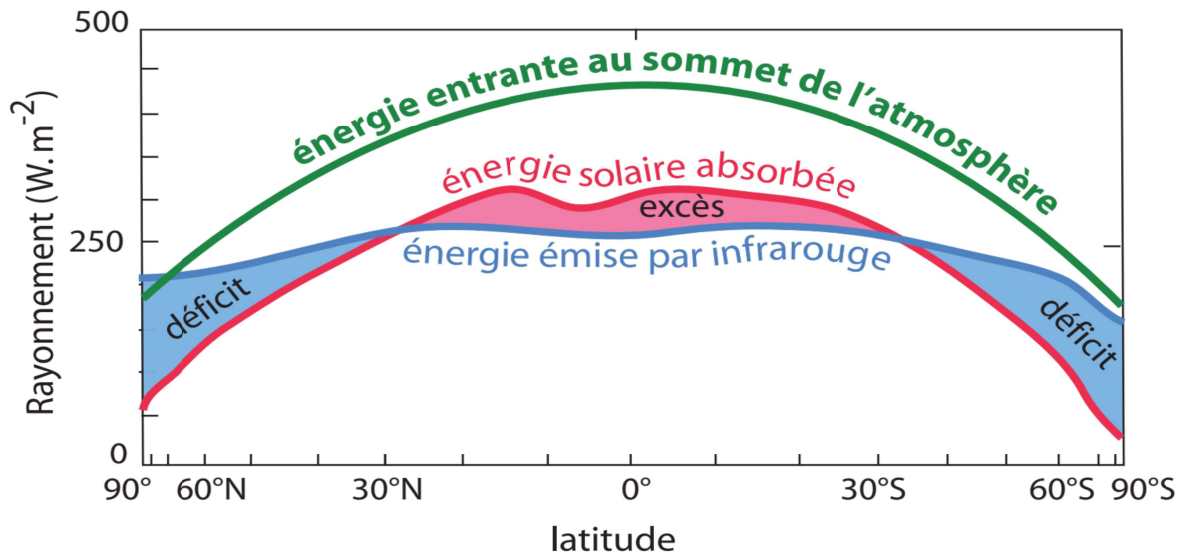


Le rayonnement infrarouge émis vers l'atmosphère est fonction de la température de surface  $IR = cT^4$

Pourquoi l'énergie émise est-elle plus faible au pôle Sud qu'au pôle Nord ?  
la température de surface au pôle Sud est beaucoup plus basse qu'au pôle Nord



## Bilan radiatif

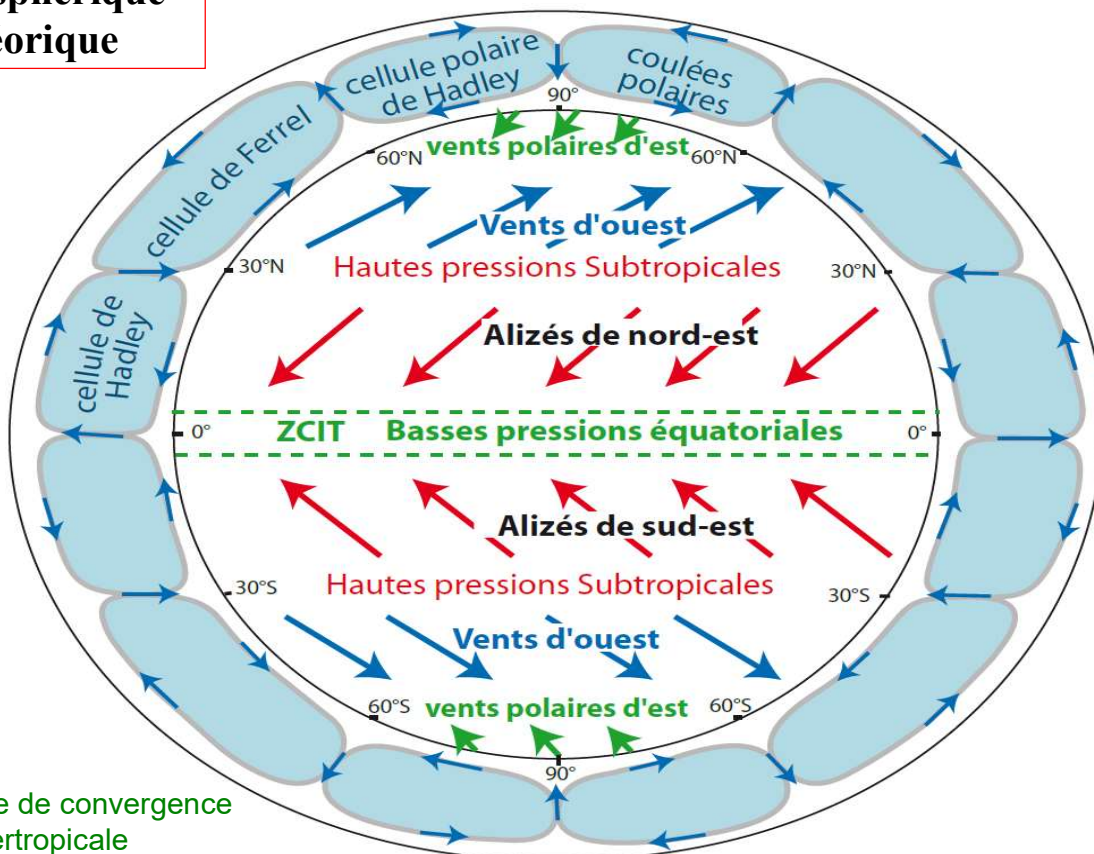


- **Energie inégalement répartie** => **déséquilibre**
- => **transport de chaleur** par les 2 milieux fluides océan et atmosphère

43

## circulation atmosphérique théorique

Schéma de circulation atmosphérique théorique **sans continent**



ZCIT = zone de convergence  
intertropicale

44

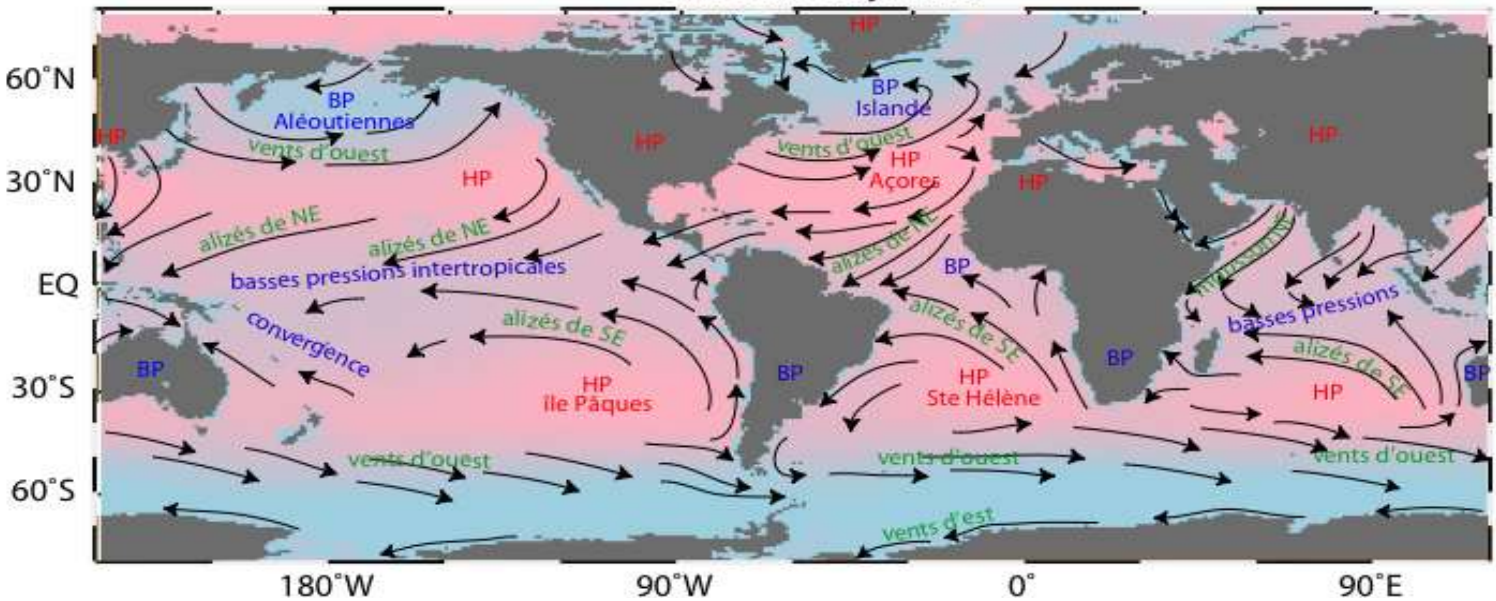


## carte des vents moyens

Principaux centres de **pression** atmosphérique et **vents** associés

HP en rouge et BP en bleu

a) Vents en janvier

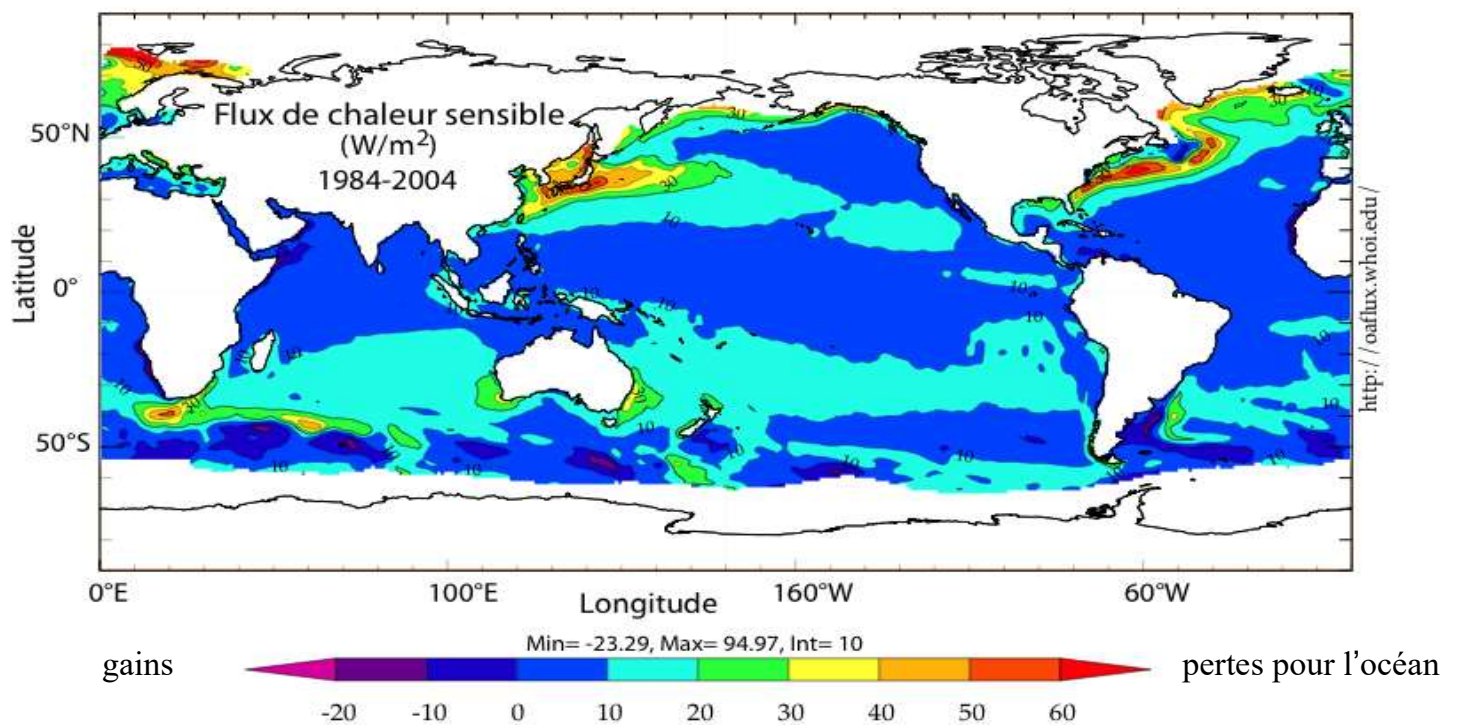


Regarder d'où viennent les vents d'ouest aux moyennes latitudes nord  
(à caractère continental, c'est-à-dire froids et secs en hiver)

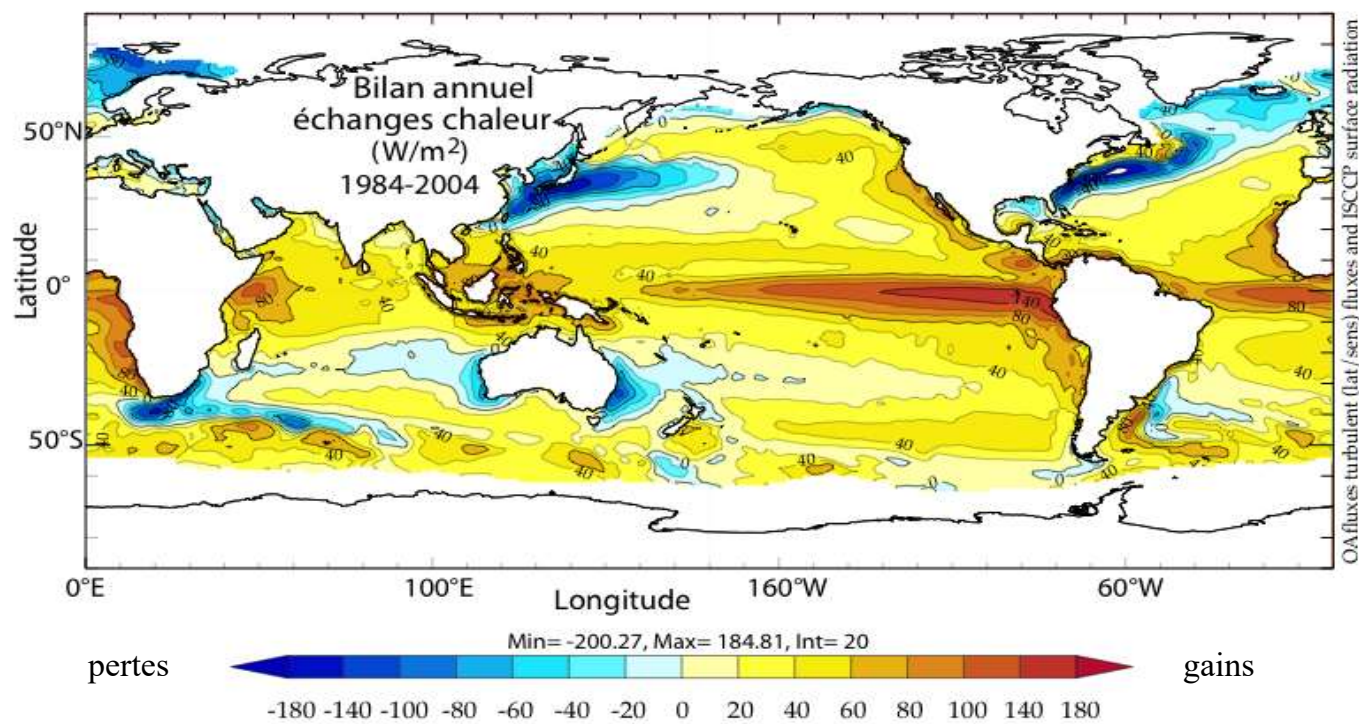
→ intensification des échanges océan-atmosphère

45

Les pertes ou gains de **chaleur par conduction (chaleur sensible)** dépendent principalement de la vitesse du vent et de la différence de température entre l'air et l'eau



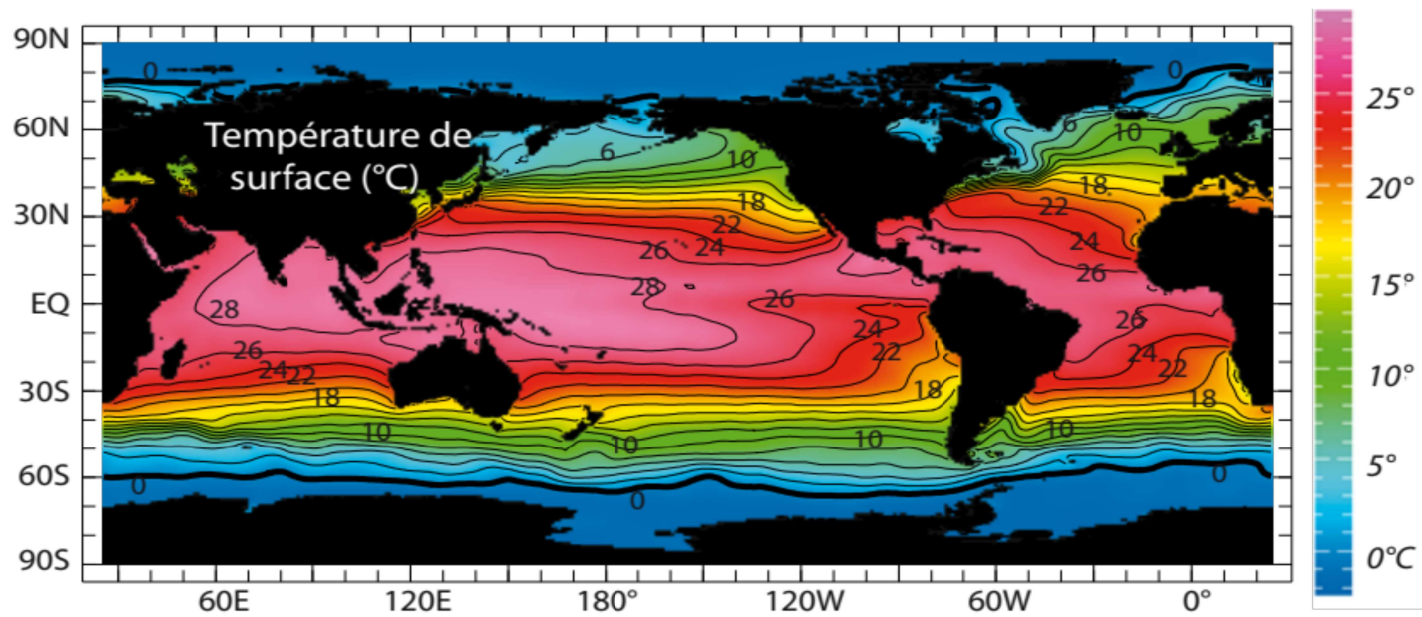
**Bilan des échanges de chaleur** = rayonnement solaire - IR - chaleur latente - chaleur sensible



47

Résultat des échanges de chaleur avec l'atmosphère

**Température de surface moyenne de l'océan**



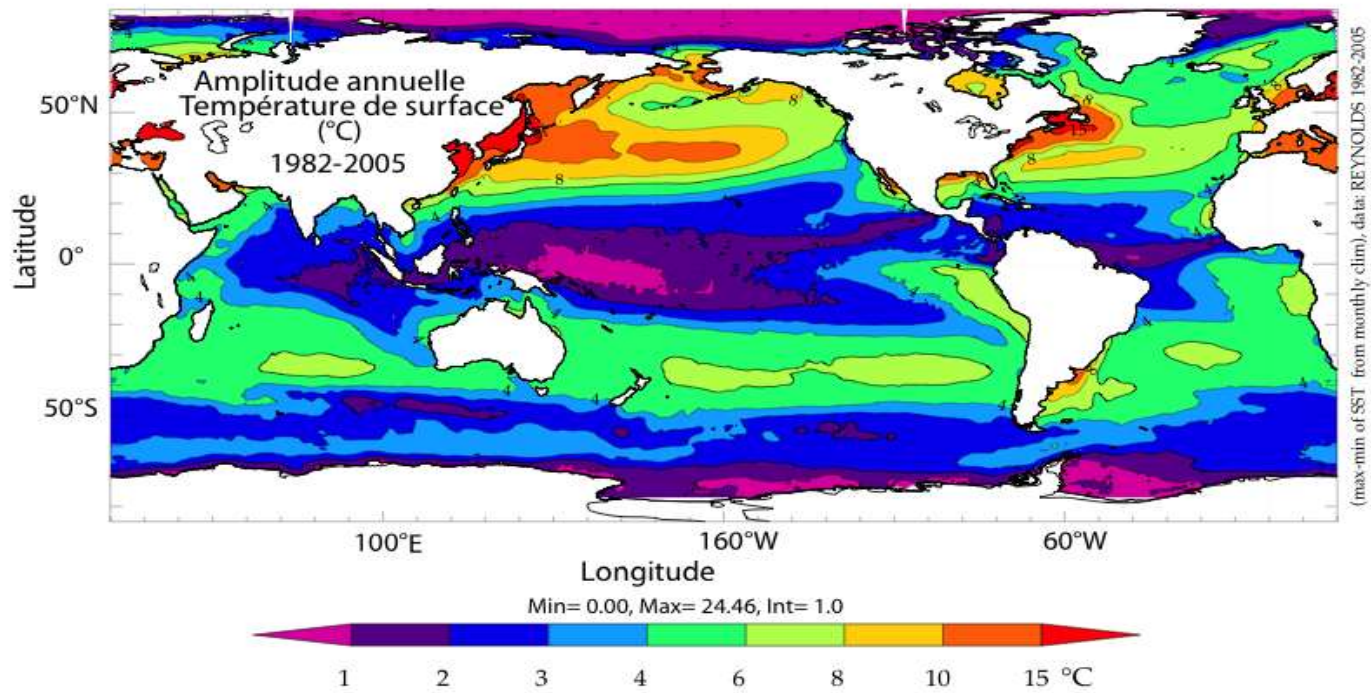
Quelle est l'autre influence sur la température de surface ?

48



## **Amplitude** annuelle de la **température de surface**

Elle est liée à la latitude, aux influences continentales et aux variations des courants



49

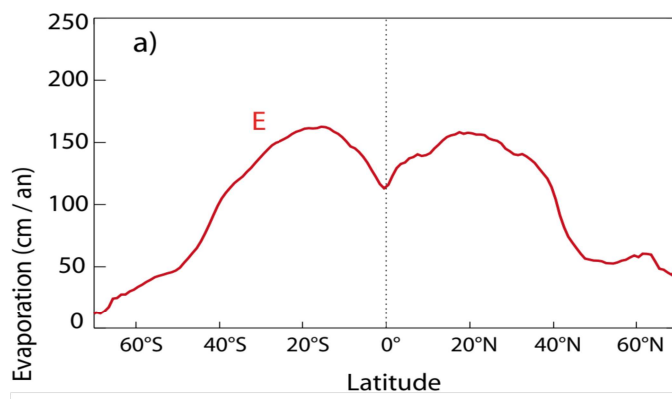
\*

## **Distribution spatiale** des **échanges d'eau** entre l'océan et l'atmosphère



50

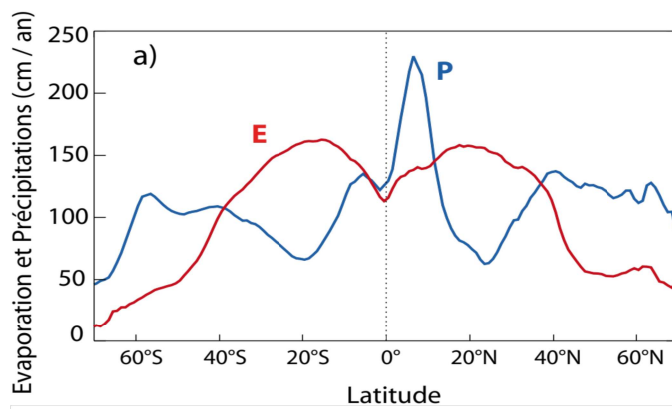




Moyenne zonale  
du taux **d'évaporation**



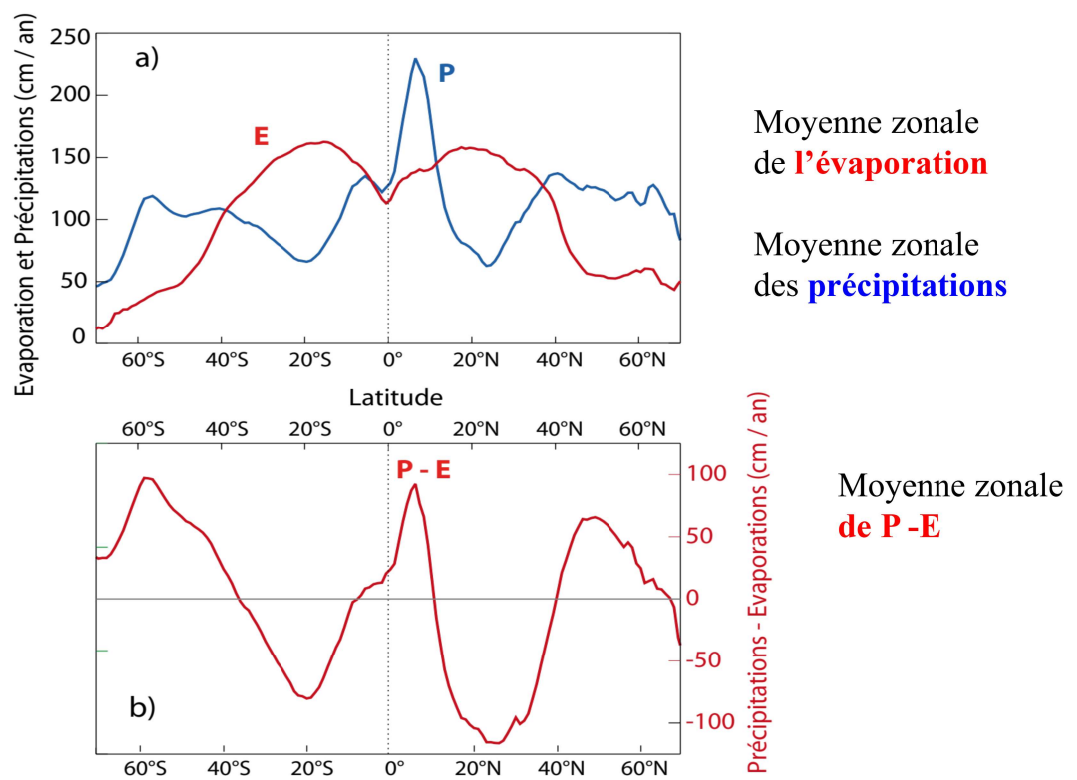
51



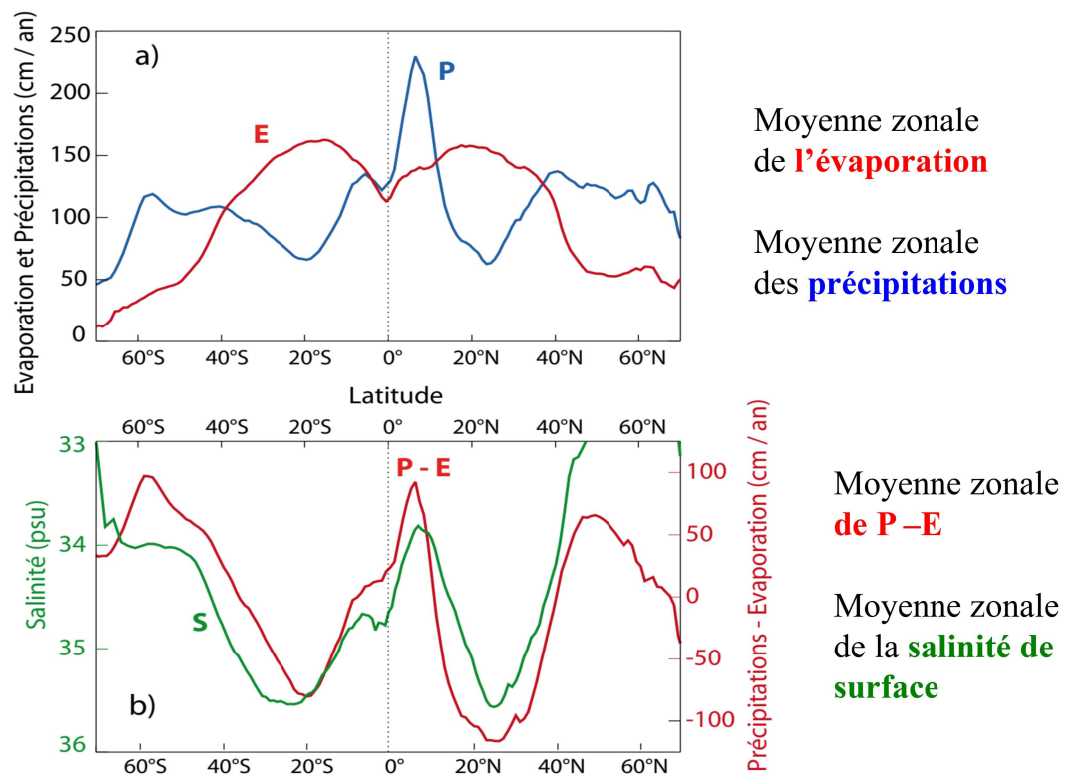
Moyenne zonale  
de **l'évaporation**

Moyenne zonale  
des **précipitations**

52

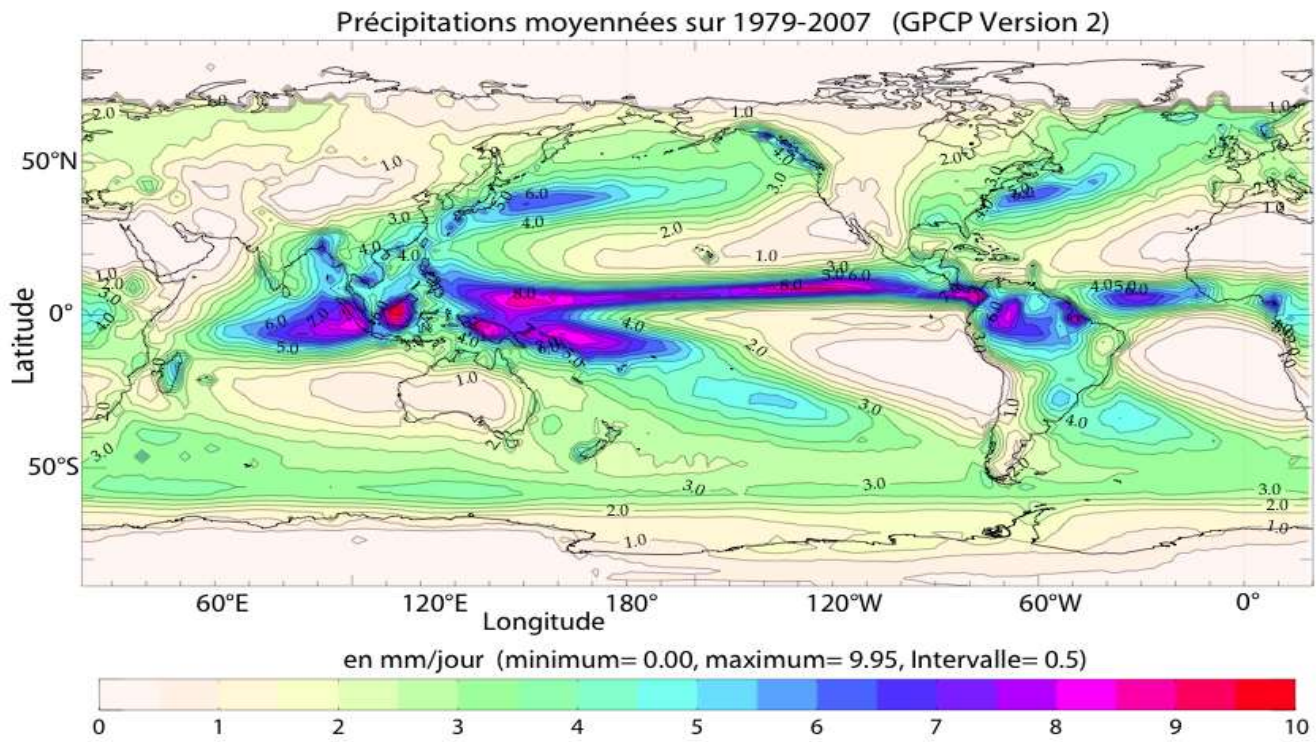


53



54

## Distribution spatiale des **précipitations** moyennes (en mm/j)

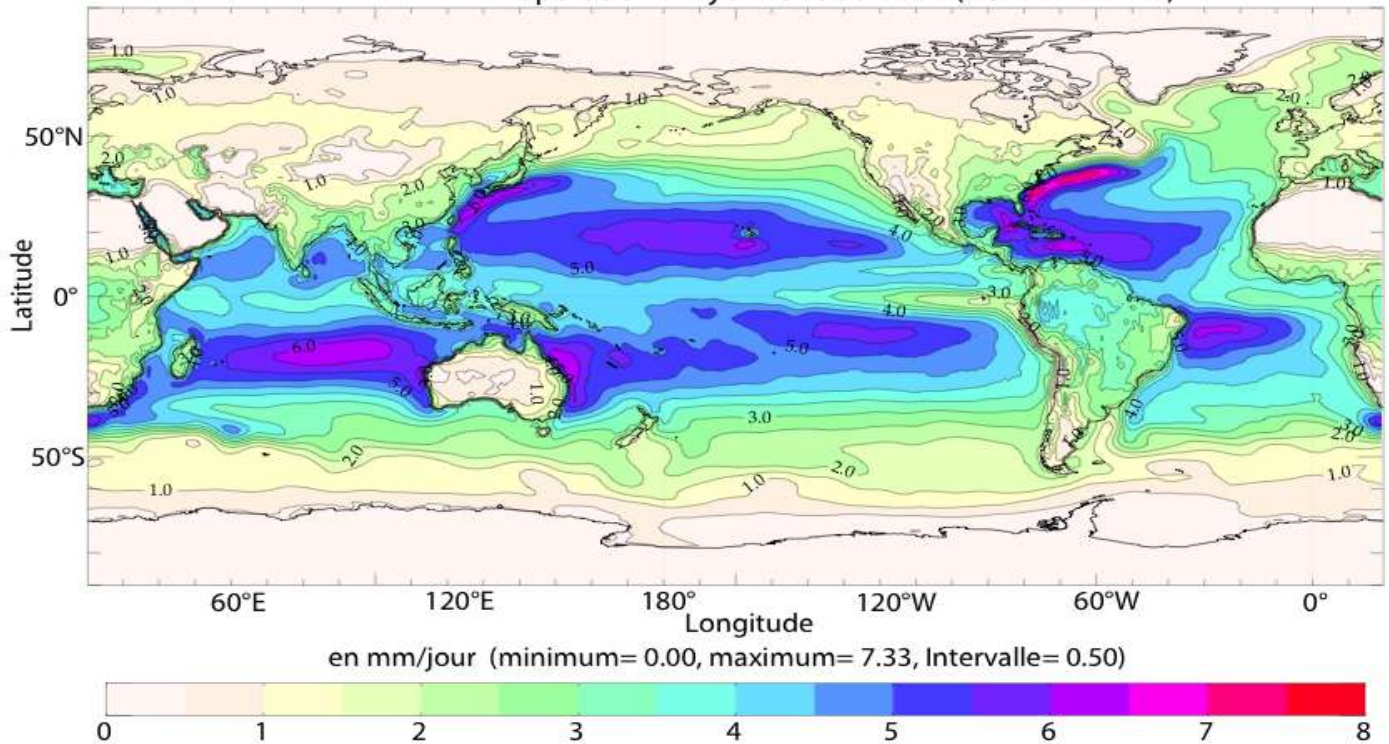


1 mm/j = 365 mm/an

55

## Distribution spatiale du **taux d'évaporation** moyen (en mm/j)

Évaporation moyenne 1958-2001 (ECMWF ERA40)



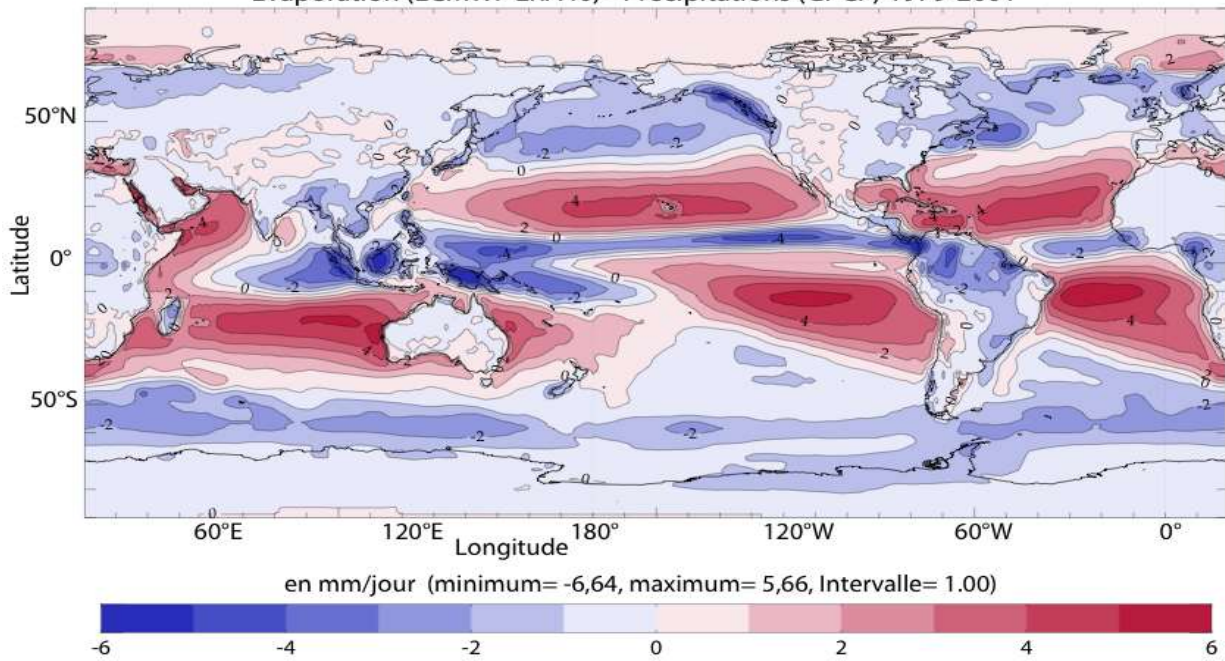
Fonction de la vitesse du vent et de la différence de T entre l'air et l'eau

56



## Bilan moyen évaporation - précipitation (en mm/j)

Évaporation (ECMWF ERA40) - Précipitations (GPCP) 1979-2001



Gains d'eau pour l'océan

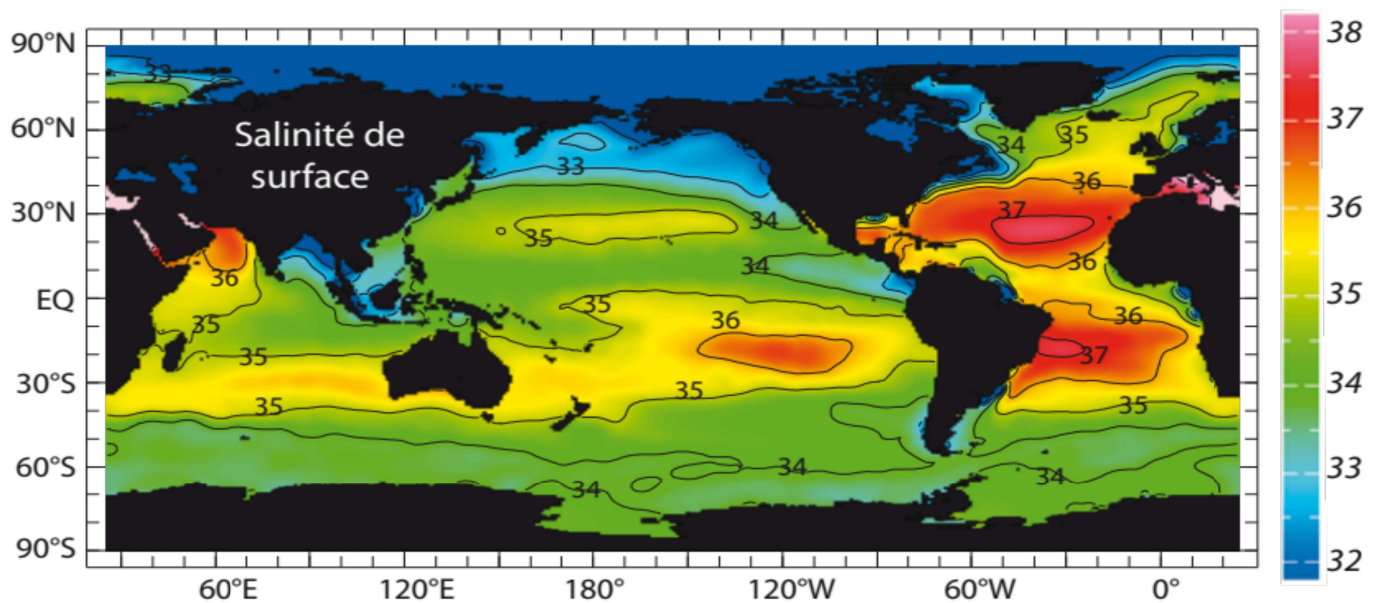
Pertes d'eau pour l'océan

Les variations de masse de l'océan correspondantes sont faibles,  
mais les variations de **salinité** en découlant  
ont un impact très important sur la dynamique océanique

57

Résultat des **échanges d'eau** avec l'atmosphère =>

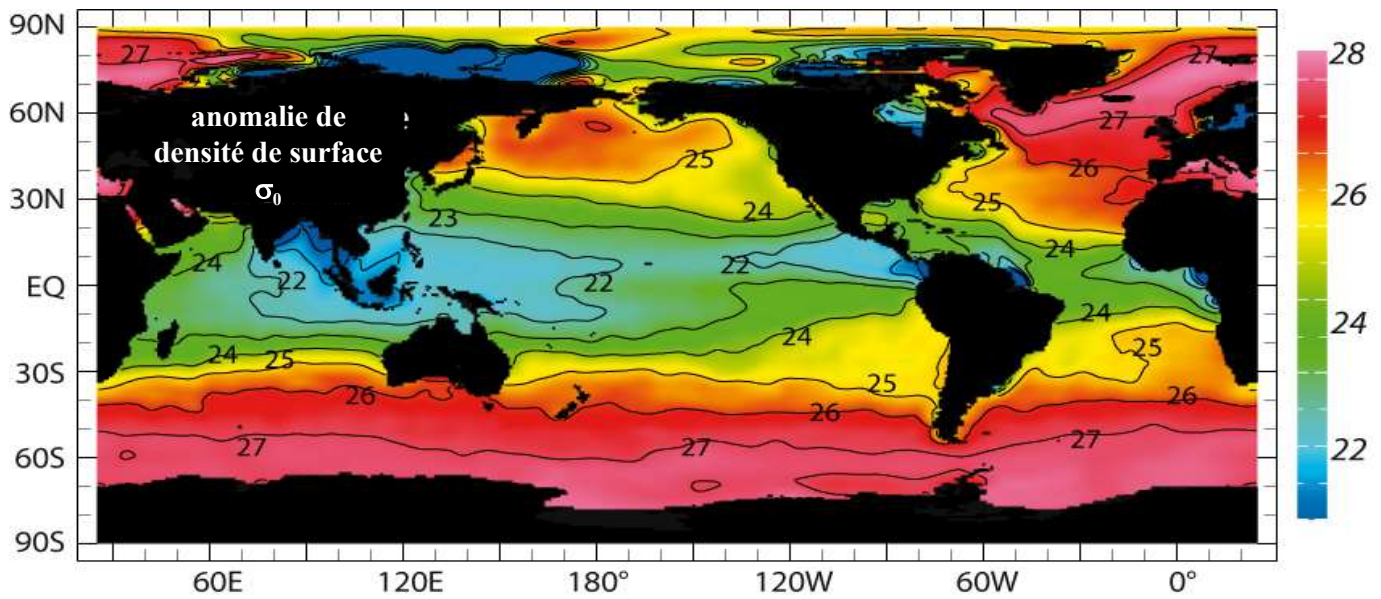
Distribution spatiale de la **salinité moyenne** de surface



un des aspects de l'interaction entre l'océan et le climat

58

Distribution de l'anomalie de **masse volumique moyenne** de surface ( $\sigma_0$ )  
(appelée « densité »)

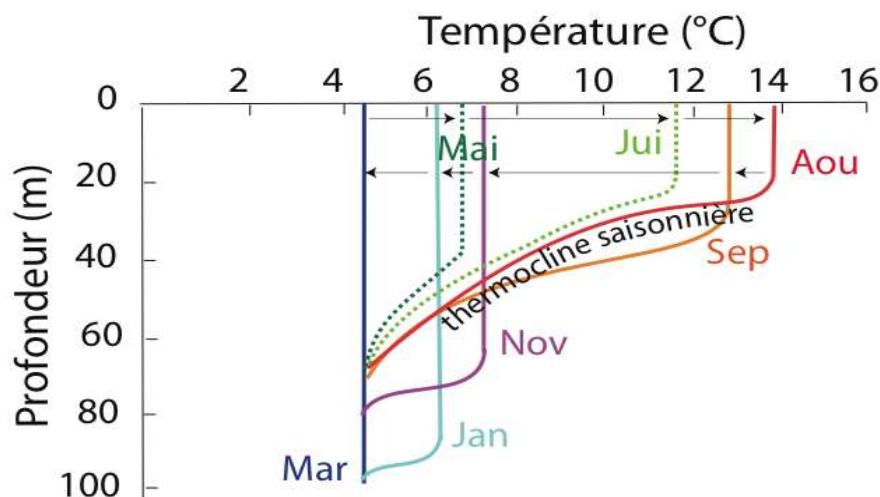


T et S permettent de calculer la densité

59

### Transfert de chaleur vers l'intérieur de l'océan

Evolution du profil de température au cours de l'année  
(aux moyennes latitudes)

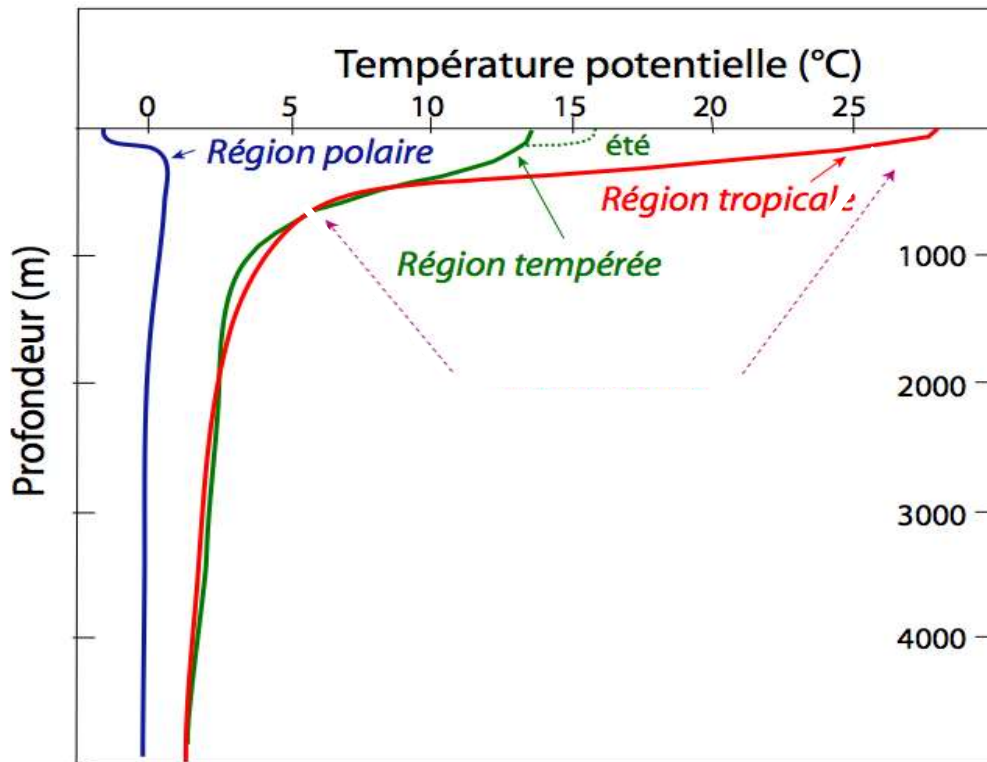


Réchauffement saisonnier => formation progressive de la **thermocline saisonnière**  
= zone de fort gradient vertical de température

Le réchauffement stabilise l'océan (c'est l'inverse pour l'atmosphère, qui est chauffée par le bas)

60

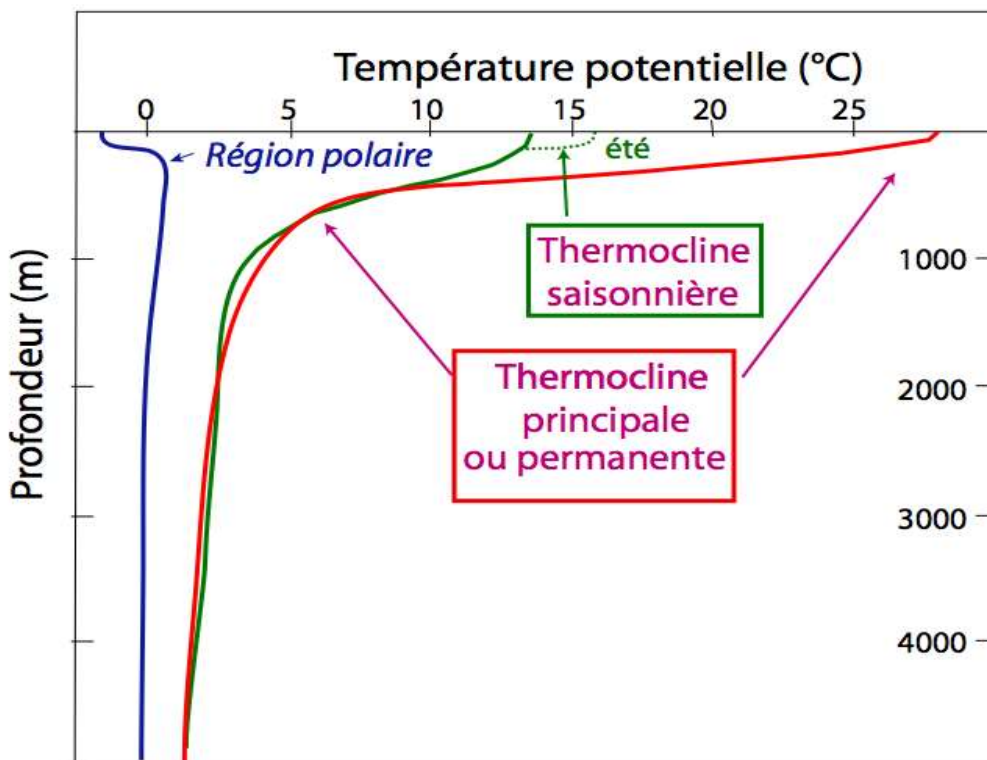
## Profils moyens des températures au sein de l'océan



$$-1,9\text{ °C} < T < 32\text{ °C}$$

61

## Profils moyens des températures au sein de l'océan thermocline principale et thermocline saisonnière



$$-1,9\text{ °C} < T < 32\text{ °C}$$

La thermocline principale est le résultat de:

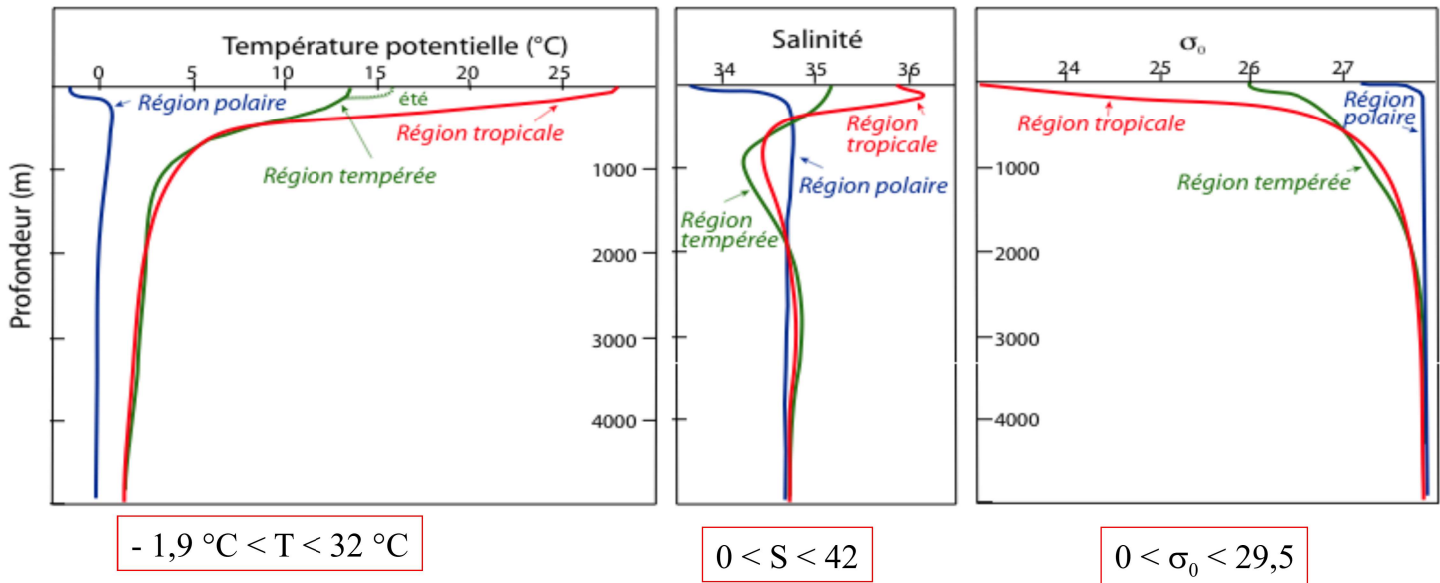
- subduction
- - advection verticale
- - diffusion verticale

Pourquoi l'inversion de température en région polaire reste stable ?

62

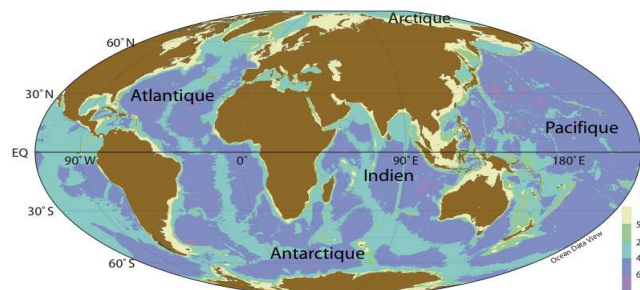


## Profils moyens de température, salinité et densité



63

## COURS D'OCÉANOGRAPHIE RÉGIONALE



### GÉNÉRALITÉS

- Caractéristiques de l'océan
- Échanges de chaleur et d'eau entre l'océan et l'atmosphère
- **Masses d'eau - analyse hydrologique**
- Circulation océanique
- Rôle du vent
- Techniques d'observations

### OCÉANS ANTARCTIQUE, ATLANTIQUE, INDIEN, PACIFIQUE, MEDITERRANEE

- Caractéristiques géographiques
- Climatologie : Pressions, régime des vents, précipitations
- Circulation de surface
- Hydrologie, masses d'eau

### EN CONCLUSION

- Particularités de chaque océan
- Rôle de l'océan dans le système climatique

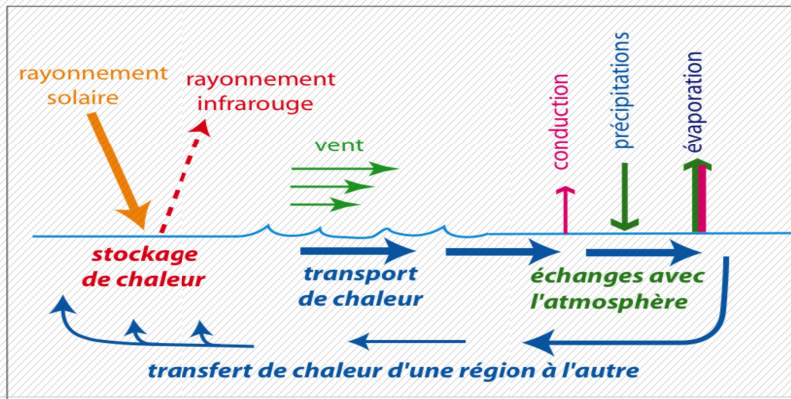
64

## Causes de la circulation océanique

**DIFFÉRENCES de DENSITÉ** : effets des échanges avec l'atmosphère

=> formation de masses d'eau => **circulation thermohaline**

**VENT** : transfert d'énergie mécanique => 1) **circulation d'Ekman**



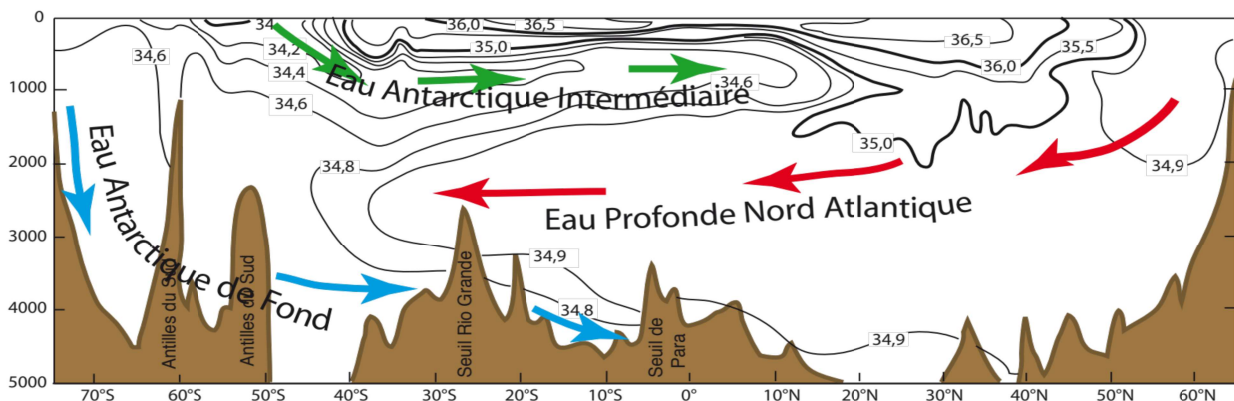
=> convergence, divergence  
=> gradient de pression  
=> 2) Courant géostrophique  
=> **circulation des grandes gyres océaniques en SURFACE**

chapitre 1

65

Les **flux de chaleur et d'eau douce** à la surface entre l'atmosphère et l'océan agissent sur la **dynamique interne de l'océan**.

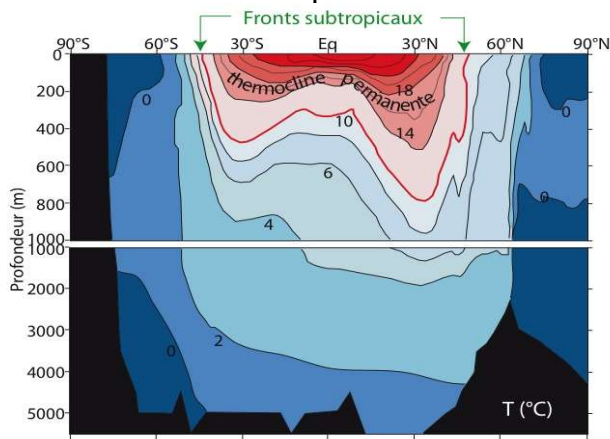
Par exemple, sous l'effet du **refroidissement** hivernal associé à une forte **évaporation** (soit directe, soit indirecte par formation de glace de mer), la **densité** de l'eau de surface augmente, ce qui entraîne des **mouvements de convection** plus ou moins profonds, atteignant parfois le fond.



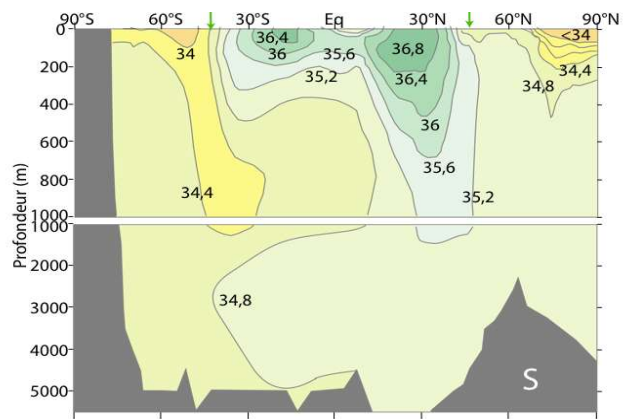
Cette circulation profonde, engendrée par des modifications de la température et de la salinité en surface, est appelée **circulation thermohaline** (exemple de l'océan Atlantique)

66

## Distribution des températures

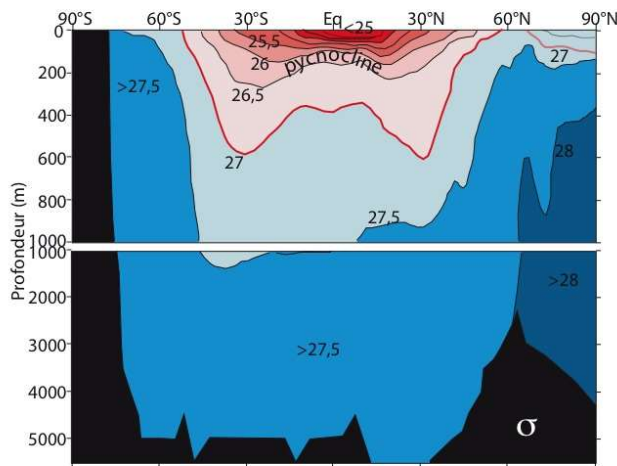


## Distribution des salinités



*Comparer la distribution de température et celle de salinité*

Distribution  
des densités



La distribution de densité  
est **dominée**  
**par la température**  
sauf dans  
les régions polaires

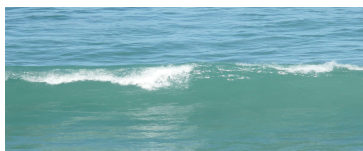
67

## Généralités sur les masses d'eau

Une **masse d'eau** est caractérisée par une gamme de **température** et une gamme de **salinité** correspondant à un volume d'eau dont les éléments ont la **même histoire**, c'est-à-dire qu'ils ont été formés de la même façon, en un même lieu.

Une masse d'eau **acquiert ses caractéristiques (T, S,  $\sigma$ ) en surface** sous l'effet des échanges avec l'atmosphère, puis (selon les conditions) est entraînée en profondeur en suivant les surfaces d'égale densité (ou isopycnes  $\sigma$ ) (= trajet demandant le moins d'énergie)

Dès qu'elle a quitté la surface, ses caractéristiques évoluent alors seulement par **mélange**.



68



## MASSES D'EAU

Le **nom** des masses d'eau s'écrit avec une MAJUSCULE.

En général, il comporte l'information :

- du **lieu** de sa formation ( par exemple : Antarctique, Arctique, Nord Atlantique, Sud Pacifique, mer de Norvège, mer du Labrador, Subtropicale, Subantarctique, Equatoriale ....),
- du **niveau** où elle se trouve (par exemple : **Surface**, **Centrale**, **Intermédiaire**, **Profonde**, **de Fond**), (attention: on différencie dans la plupart des régions, l'**Eau Profonde** et l'**Eau de Fond**)
- parfois du **mode de formation** comme les Eaux Modales (couche de surface homogène de même température et de même salinité), mais la plupart des masses d'eau sont des eaux modales, sauf quelques-unes, par exemple l'Eau Profonde de l'Atlantique Nord qui est un mélange de plusieurs masses d'eau d'origines différentes.

Exemples : **Eau Intermédiaire Antarctique**,  
**Eau de Fond** de la mer de Weddell,  
**Eau Centrale** de l'Indien Sud,  
**Eau Modale Subtropicale**,  
**Eau Méditerranéenne**.....

69

### convergence subtropicale

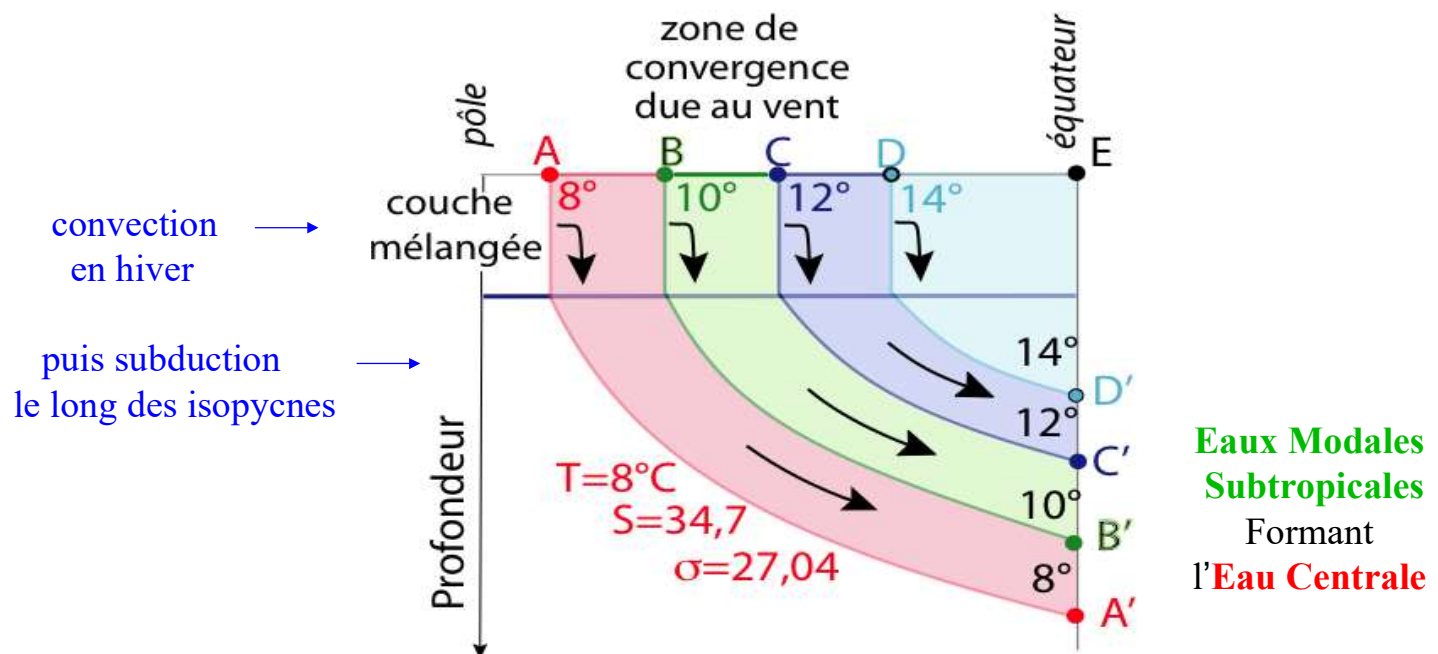
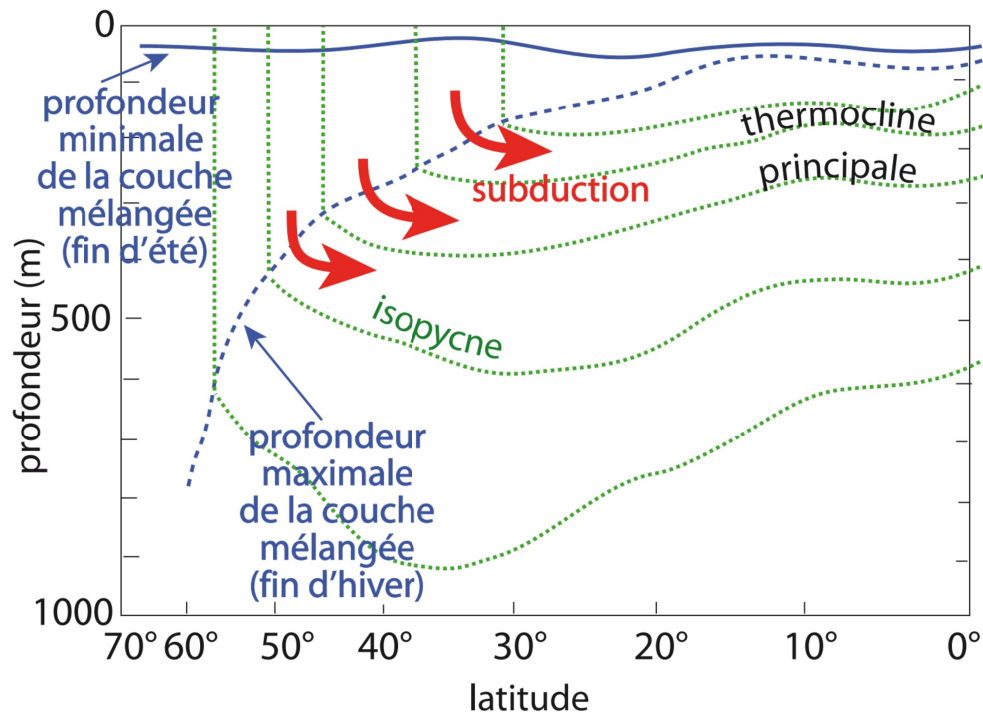


Schéma des mécanismes de **convection** et de **subduction** concourant à la formation des **Eaux Modales Subtropicales** formant l'**Eau Centrale** (ou Eau de la thermocline), dans la zone de convergence subtropicale

70

Convection hivernale et subduction des **Eaux Modales** :  
**Formation de la thermocline principale (ou permanente)**



71

Formation d'une couche de surface **homogène**  
 sous l'effet des échanges avec l'atmosphère

Soit par **augmentation de salinité**, soit par **diminution de température**,  
 soit, les deux ajoutées à la turbulence induite par le **vent**

Profils de température

Profils de salinité

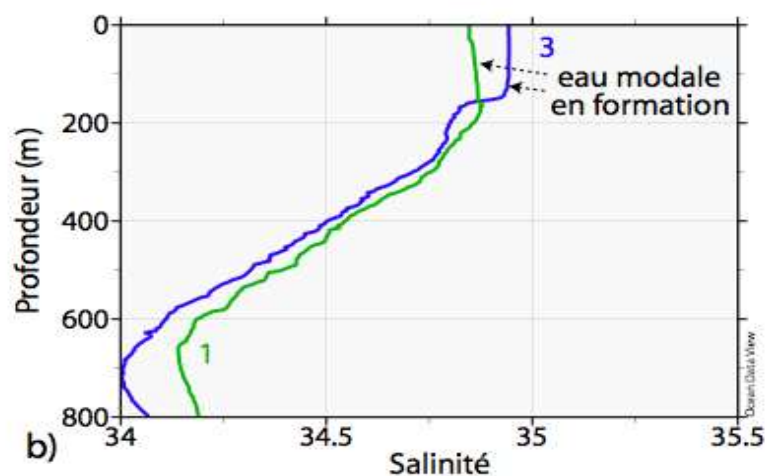
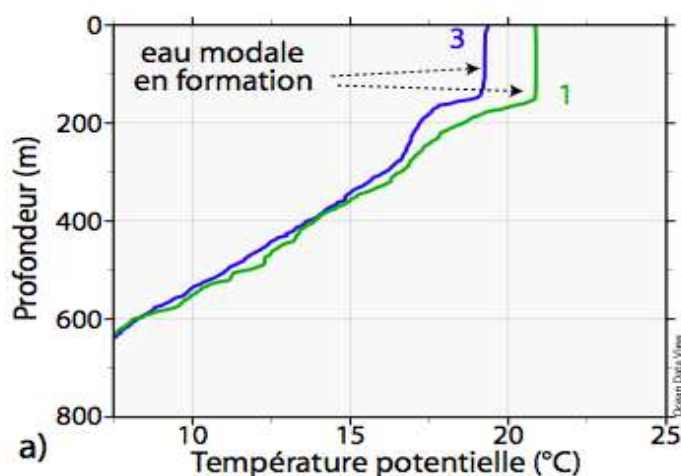
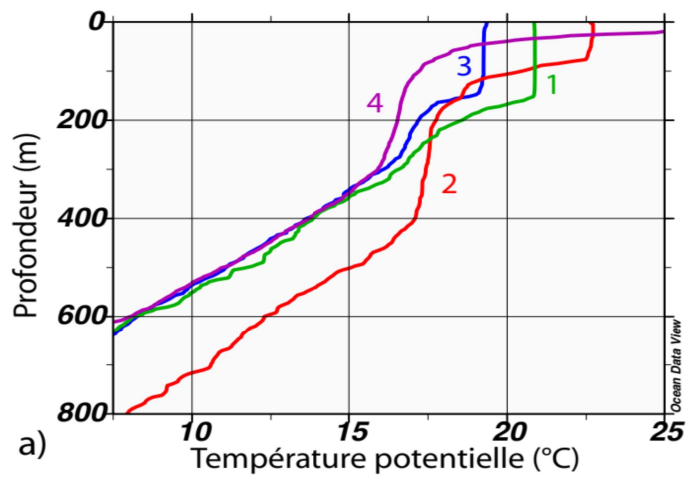


Schéma de formation d'une **Eau Modale**  
 (même T et même S)  
**Evolution de 1 à 3**

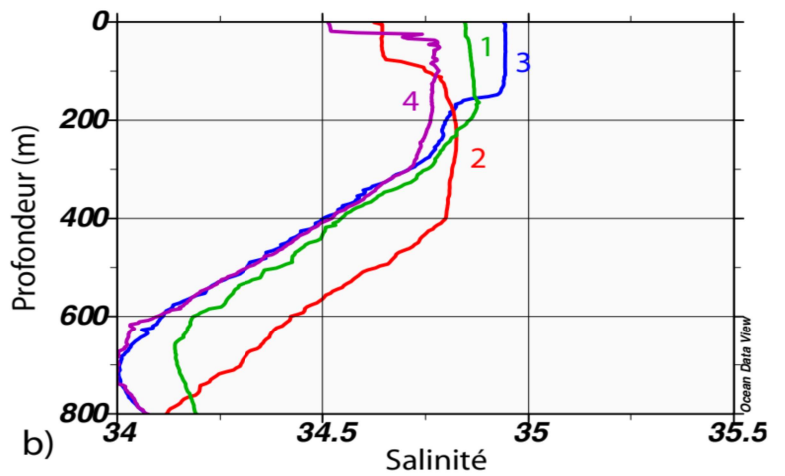
72

## QUESTION

Quels sont les profils qui correspondent à une **Eau Modale en formation** ?  
et ceux sur lesquels on trouve une **Eau Modale subductée** ?



Profils de température

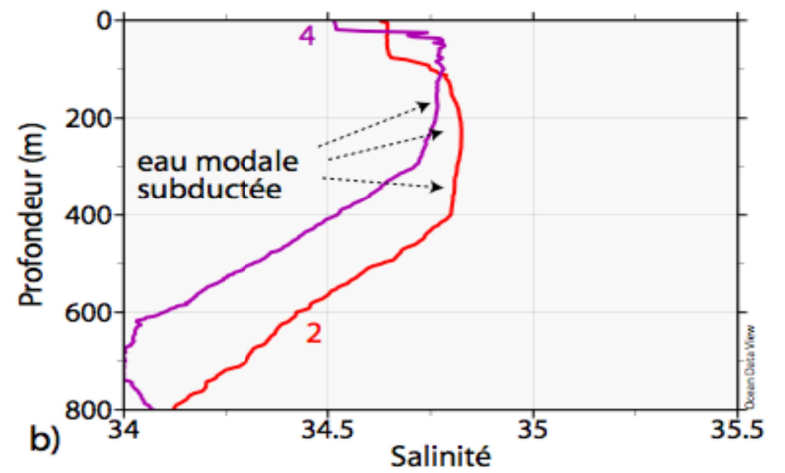
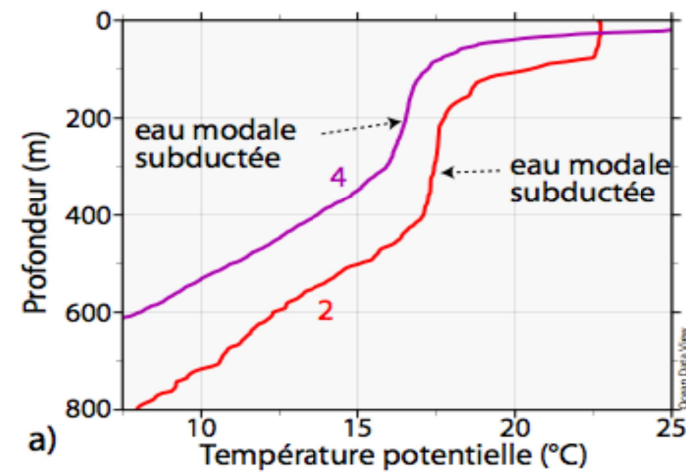


Profils de salinité

73

\*

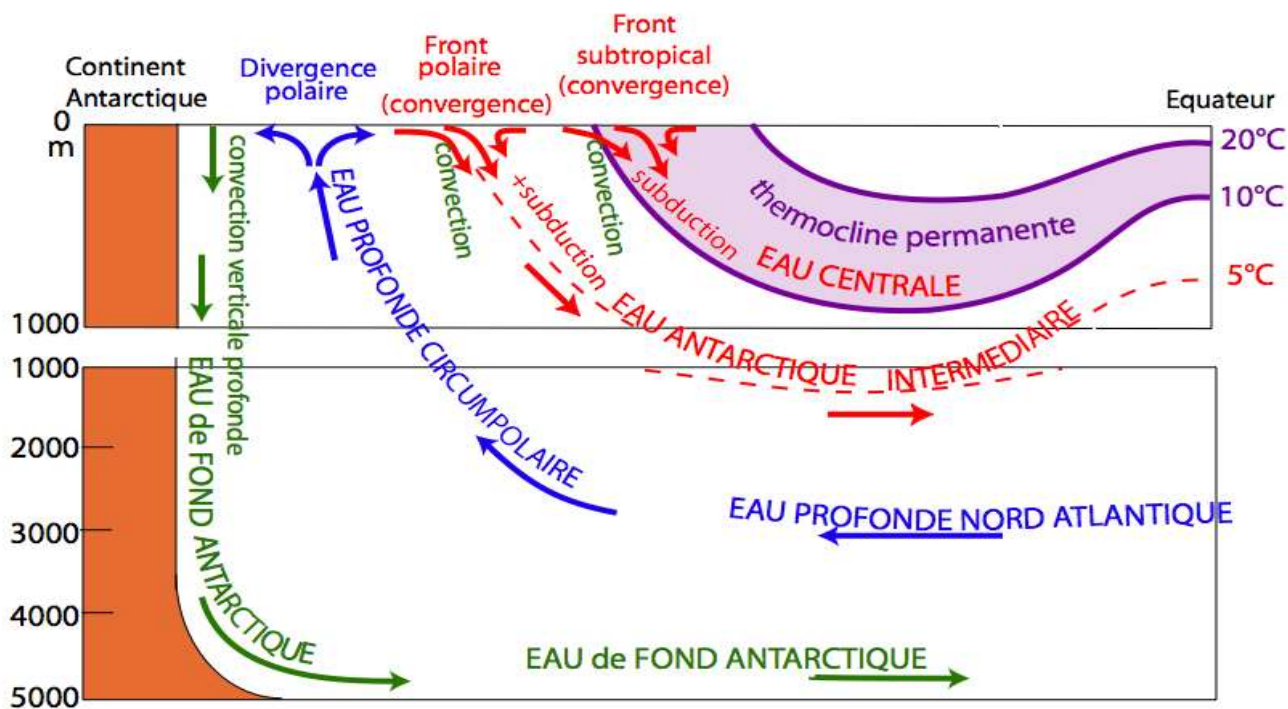
Traces d'**Eau Modale** en profondeur (subductée)  
hors de son lieu de formation ou de son moment de formation  
(= zone où les gradients verticaux de T et S sont faibles)



74



Les différentes masses d'eau de l'hémisphère sud  
et leurs processus de **formation**  
par **convection** (plus ou moins profonde) puis **subduction**



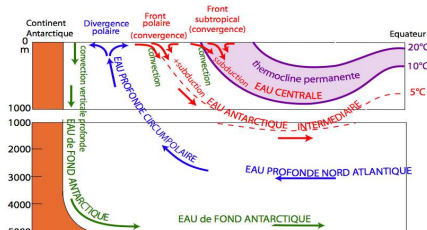
chapitre 1

75

## L'analyse hydrologique

=

étude des masses d'eau et de leur évolution dans l'espace océanique

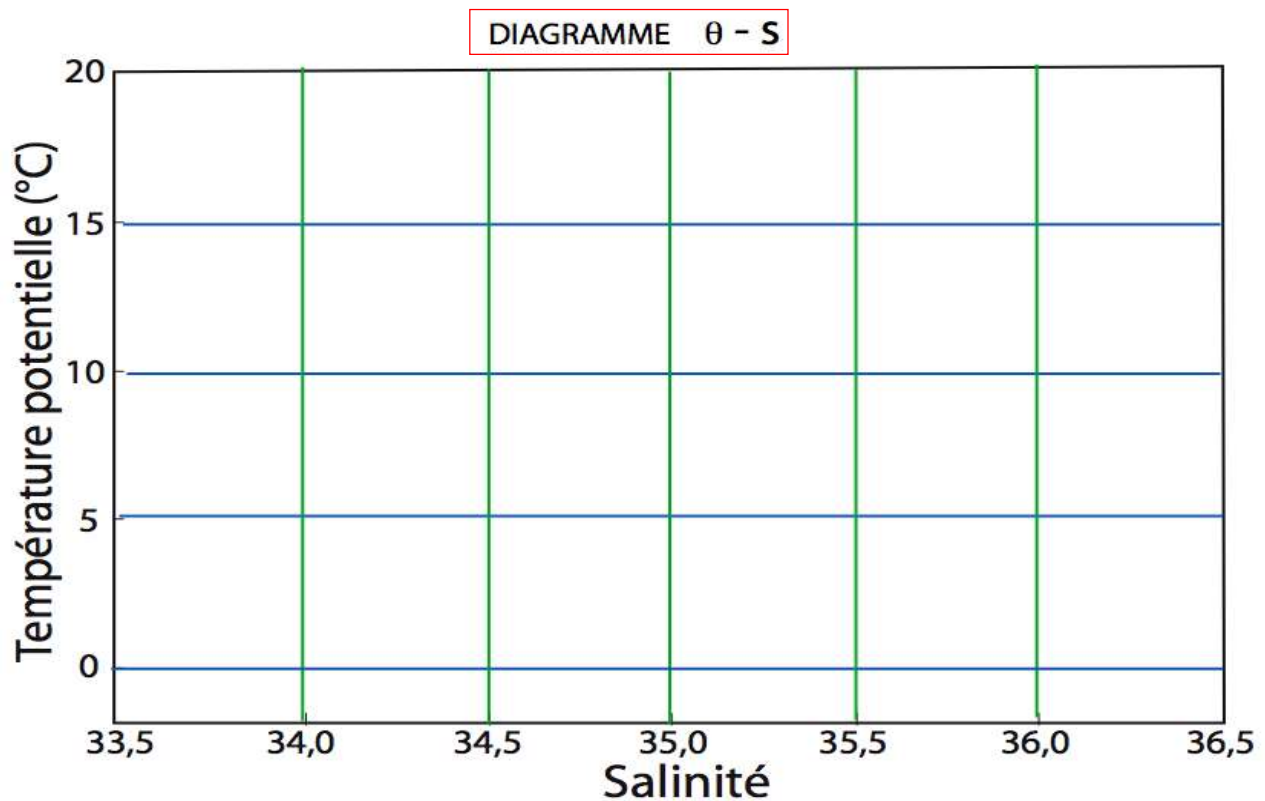


Gains et pertes de chaleur ou d'eau douce se font en **surface**.

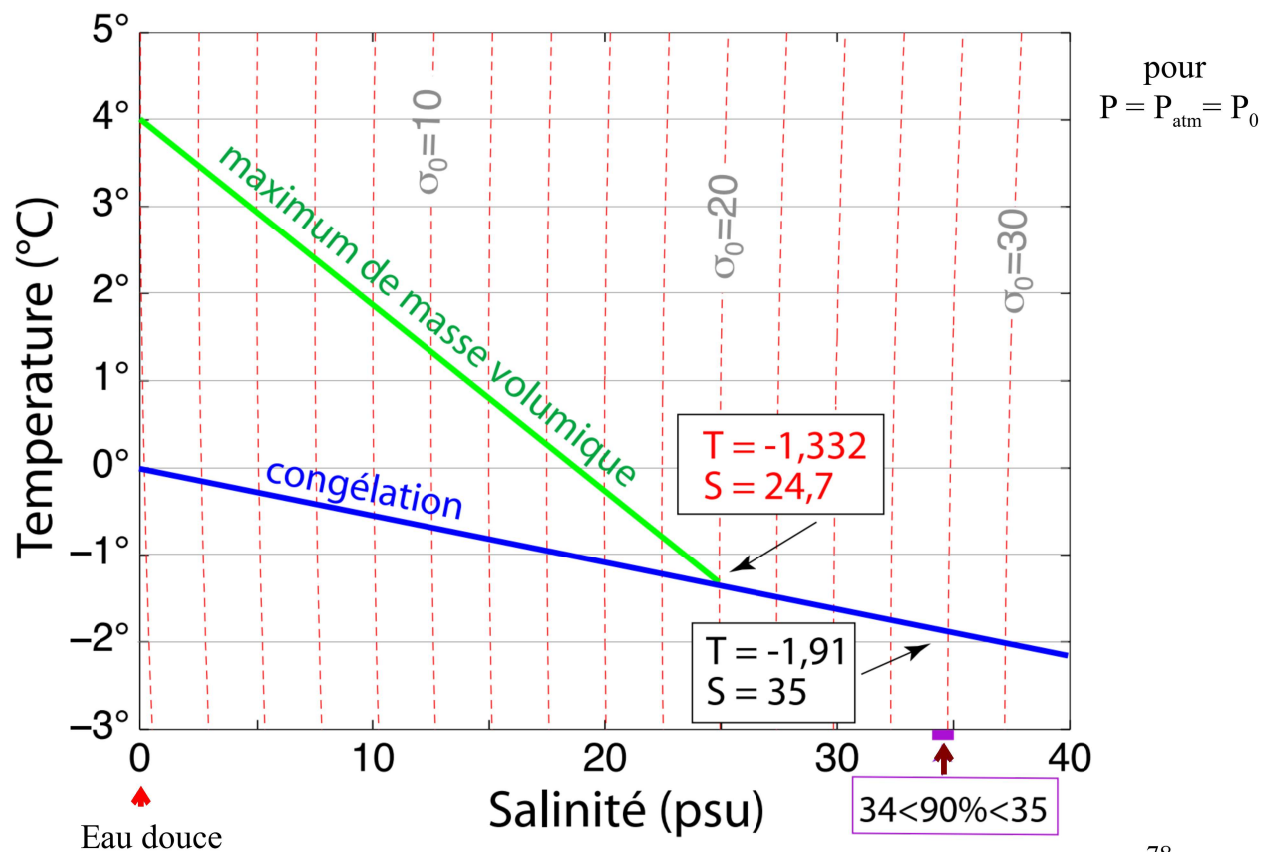
Dès que la masse d'eau quitte la surface (par convection et/ou subduction),  
ses caractéristiques T et S ne se modifient alors que lentement par **mélange**.

76

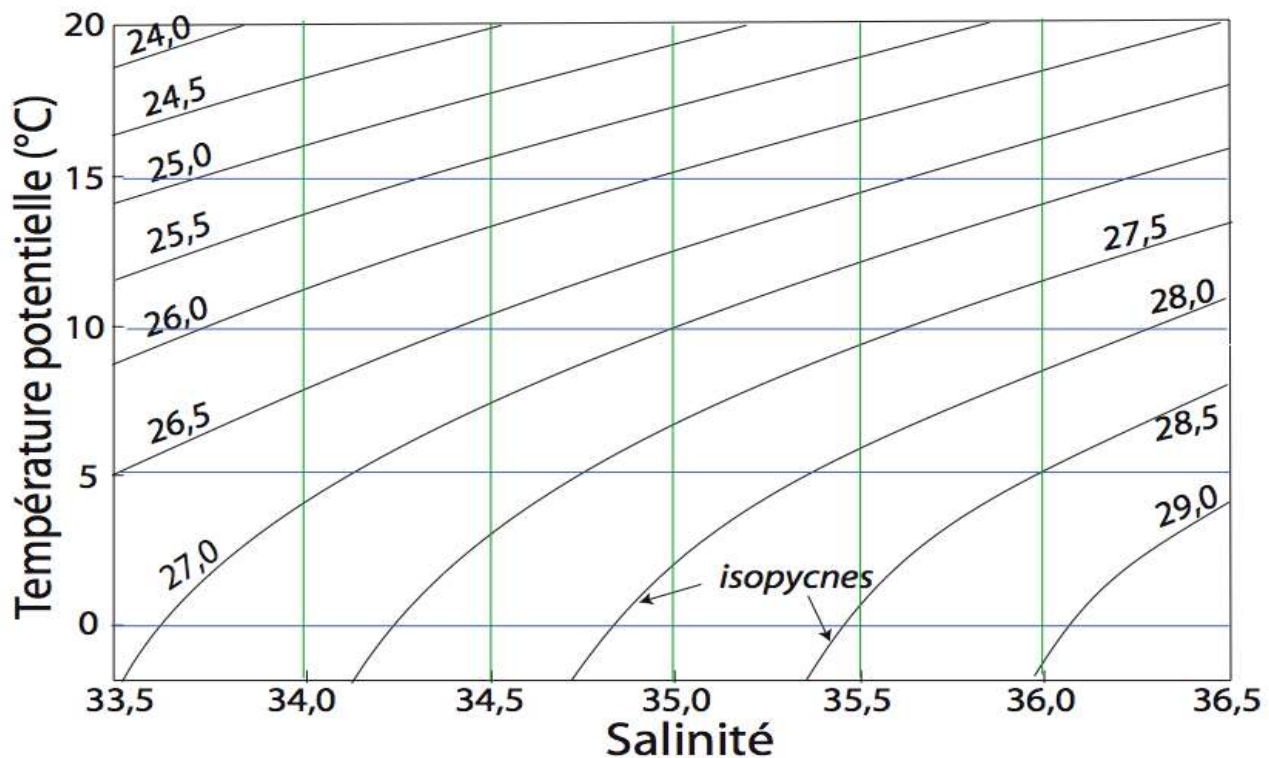
Outil de représentation des caractéristiques d'une masse d'eau :  
Diagramme température potentielle - salinité



Influence du sel



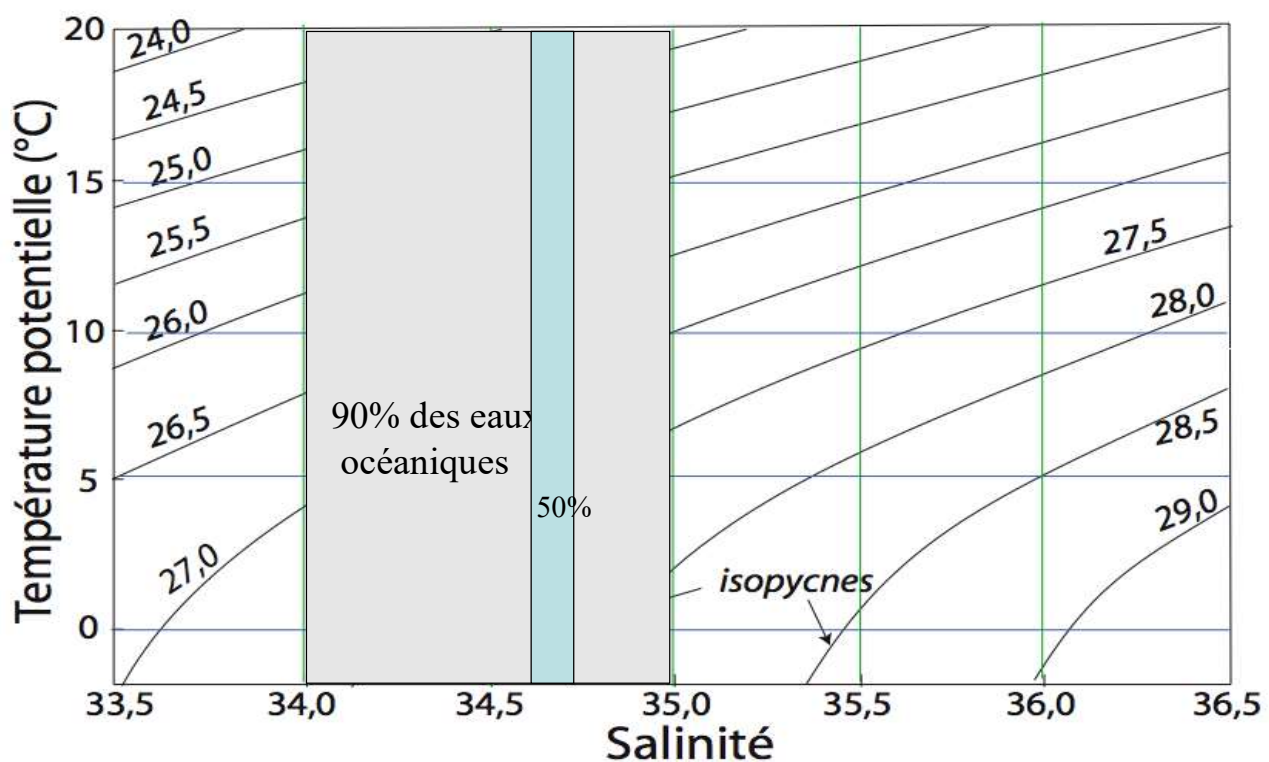
Température (T) et salinité (S) permettent de calculer la densité ( $\sigma$ ).  
 À la température potentielle ( $\theta$ ) correspond la densité potentielle ( $\sigma_\theta$ )



on peut donc tracer des isopycnes (isodensité) sur le diagramme  $\theta$  - S

79

Température (T) et salinité (S) permettent de calculer la densité ( $\sigma$ ).  
 À la température potentielle ( $\theta$ ) correspond la densité potentielle ( $\sigma_\theta$ )



on peut donc tracer des isopycnes (isodensité) sur le diagramme  $\theta$  - S

80



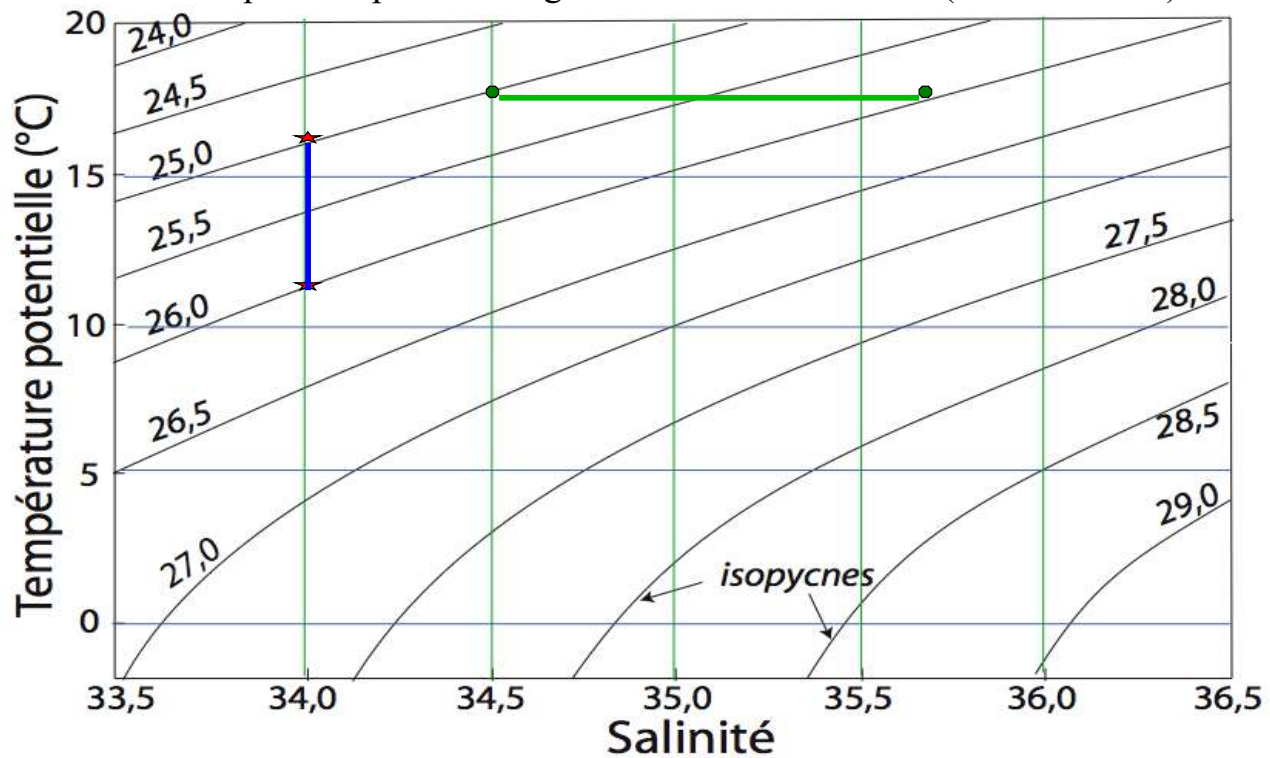
ordre de grandeur :

$\sigma_0$  augmente d'environ une unité

- quand  $\theta$  diminue d'environ  $5^\circ\text{C}$ ,

- quand  $S$  augmente d'un peu plus d'une unité,

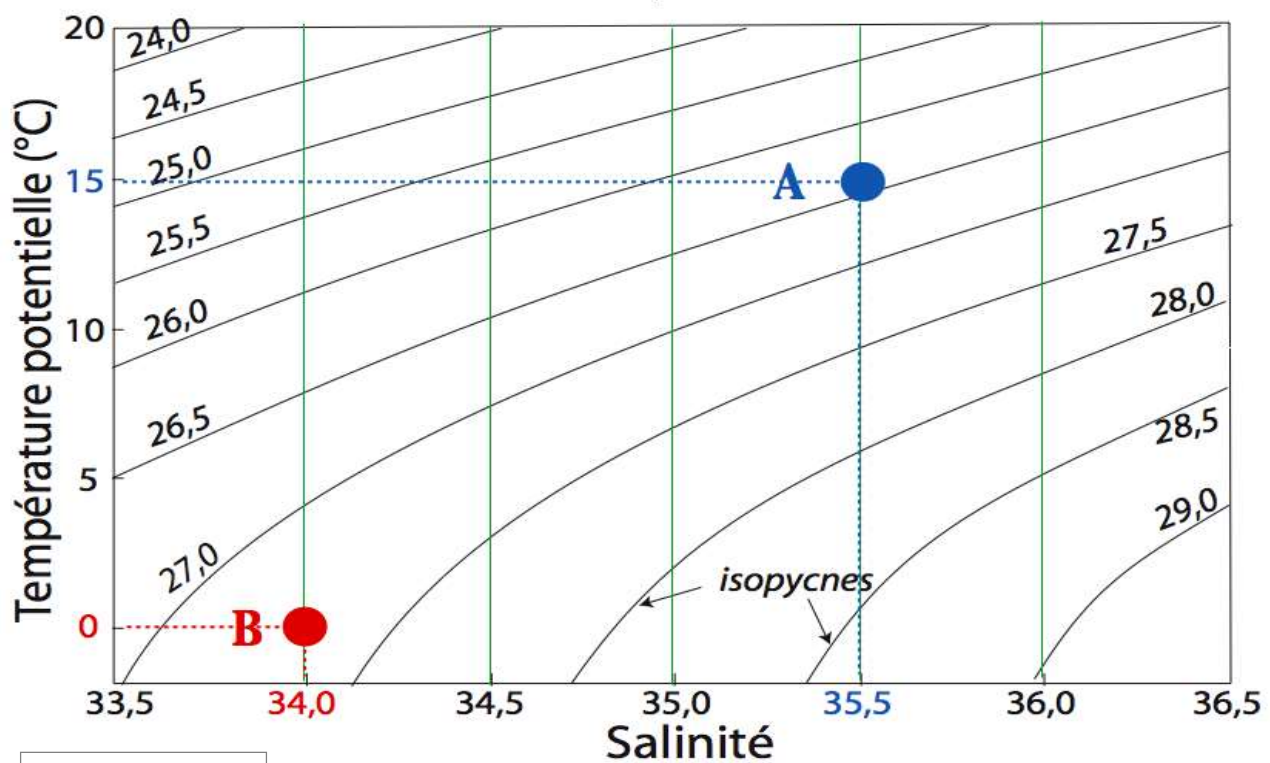
- quand la pression augmente d'environ 20 bars (environ 200m)



81

Chaque couple de valeurs  $\theta$ - $S$  est représenté par un point sur le diagramme  $\theta$ - $S$

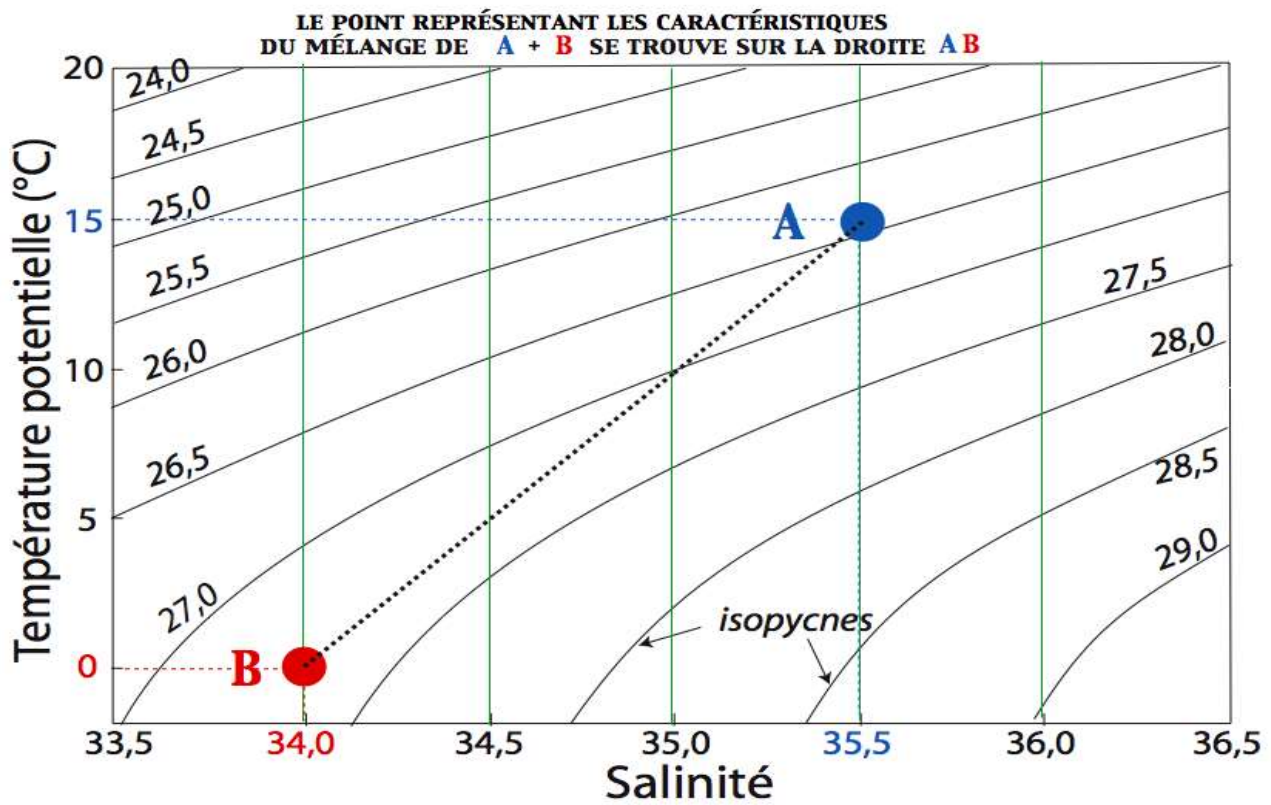
POINTS REPRÉSENTANT LES CARACTÉRISTIQUES DE L'EAU A ET DE L'EAU B



A =  $15^\circ\text{C}$  - 35,5

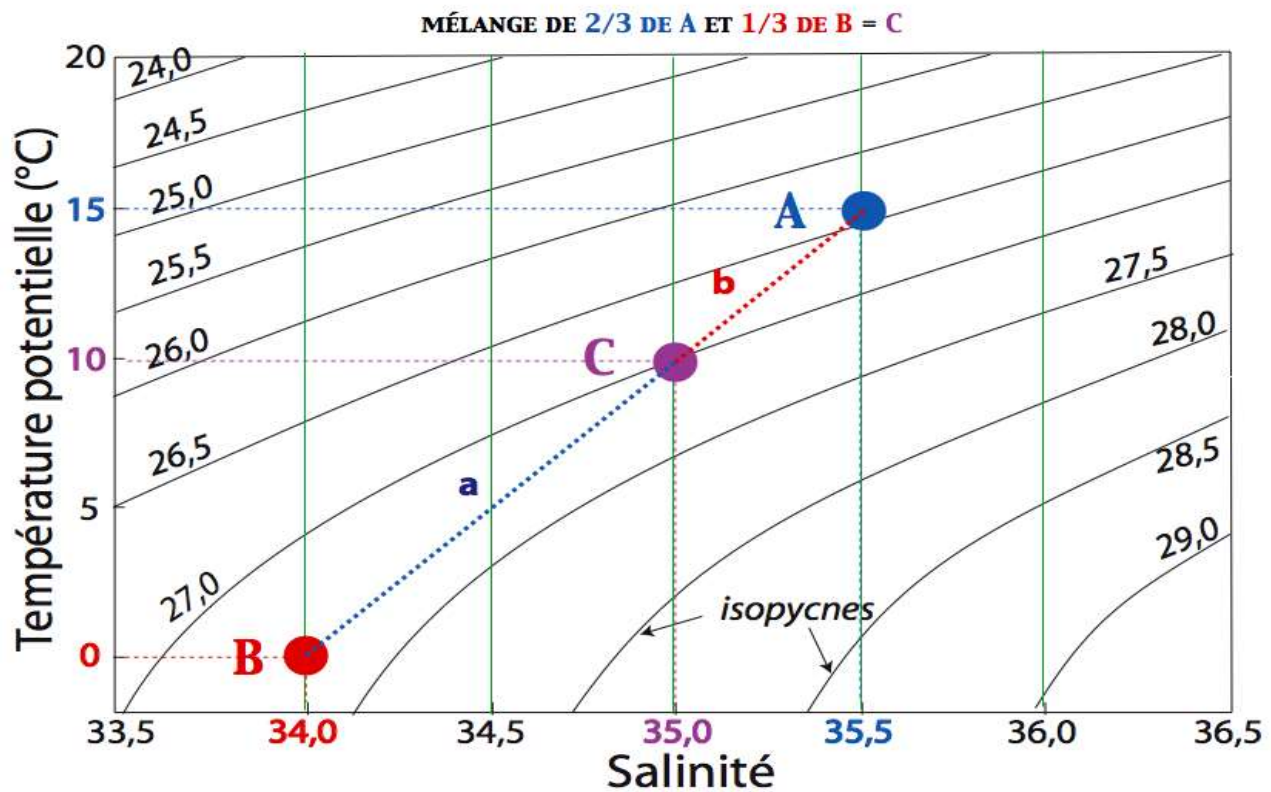
B =  $0^\circ\text{C}$  - 34,0

82

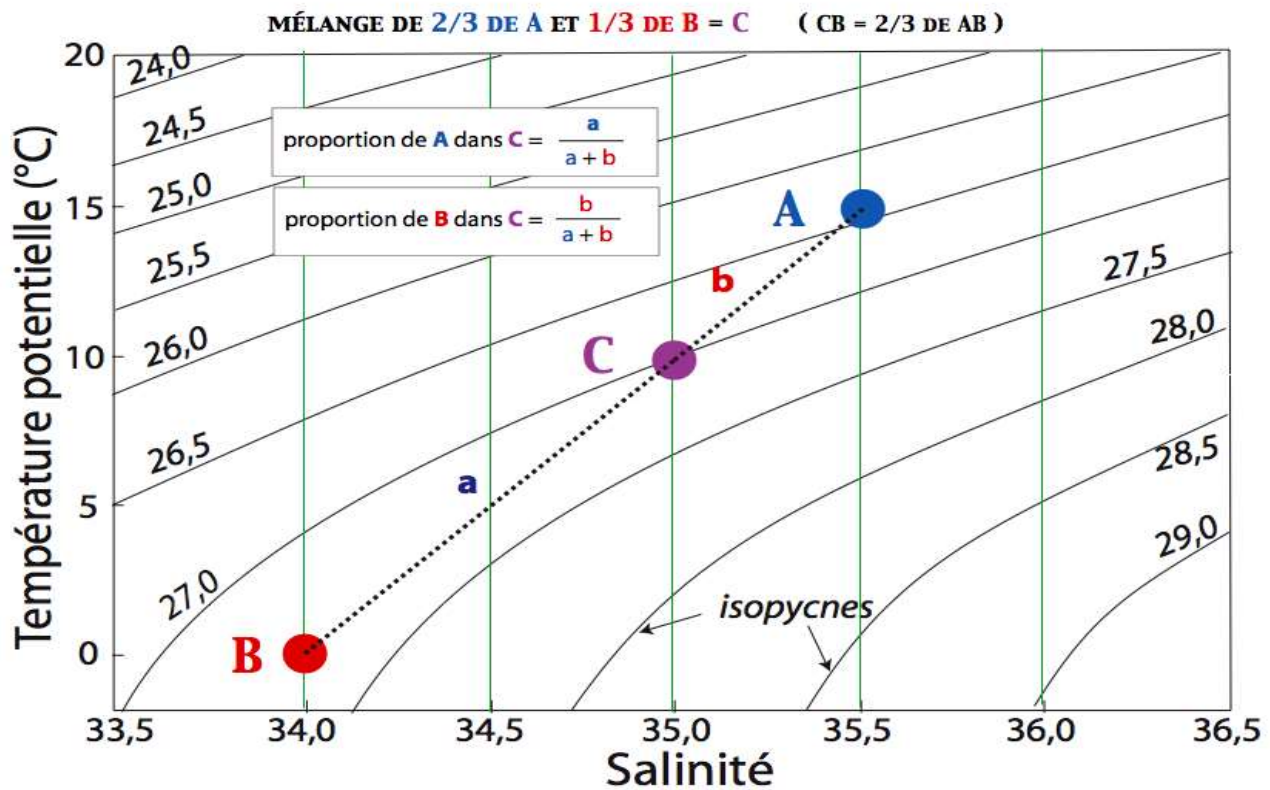


car T et S sont conservatifs dès que la masse d'eau a quitté la surface

83



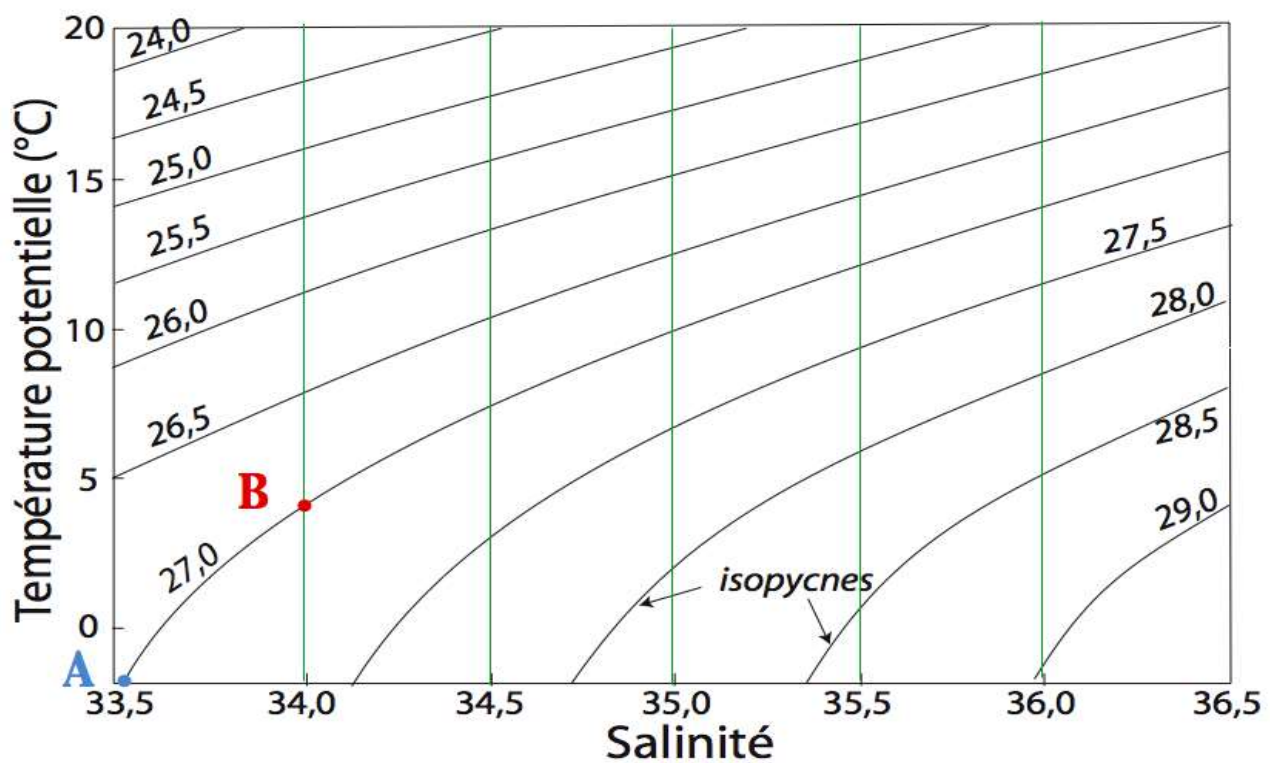
84



85

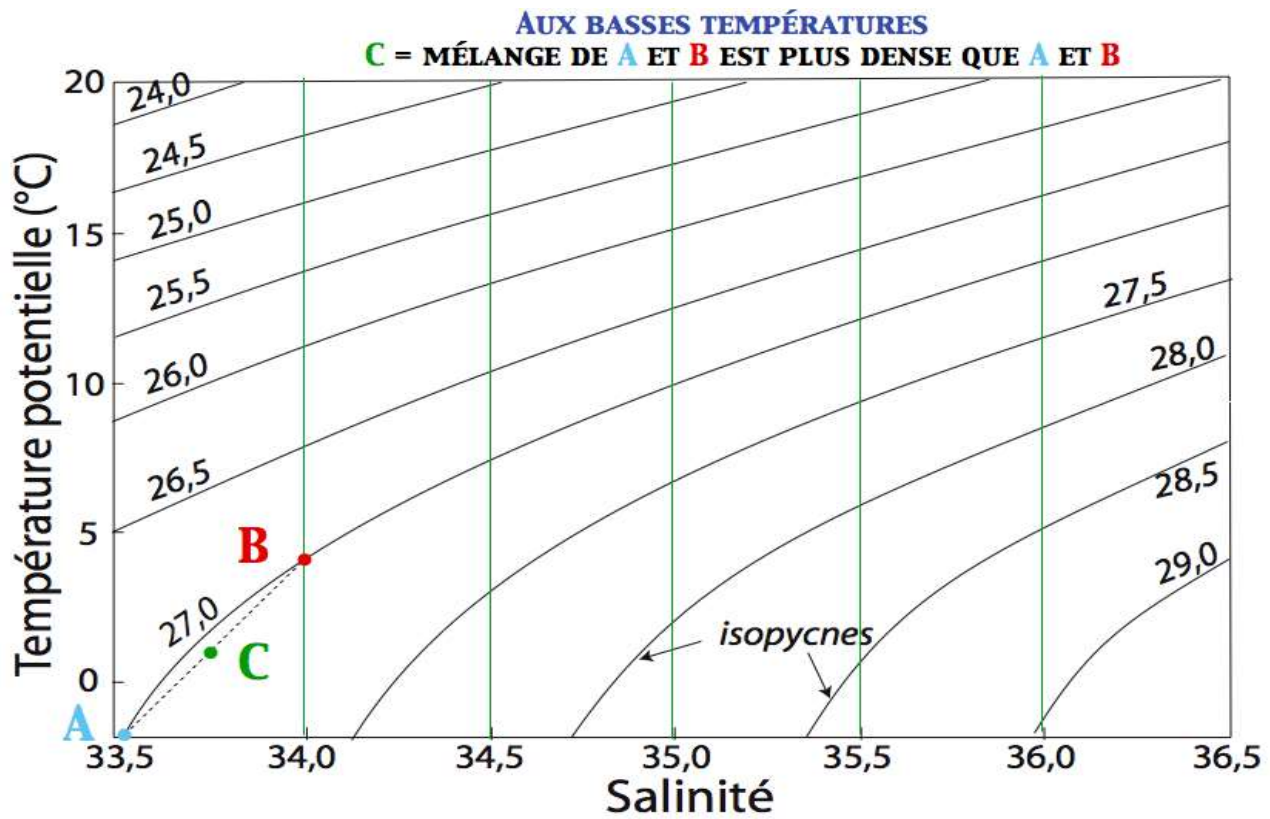
La non linéarité de la densité en fonction de la T et de la S est plus accentuée

**AUX BASSES TEMPÉRATURES**



86

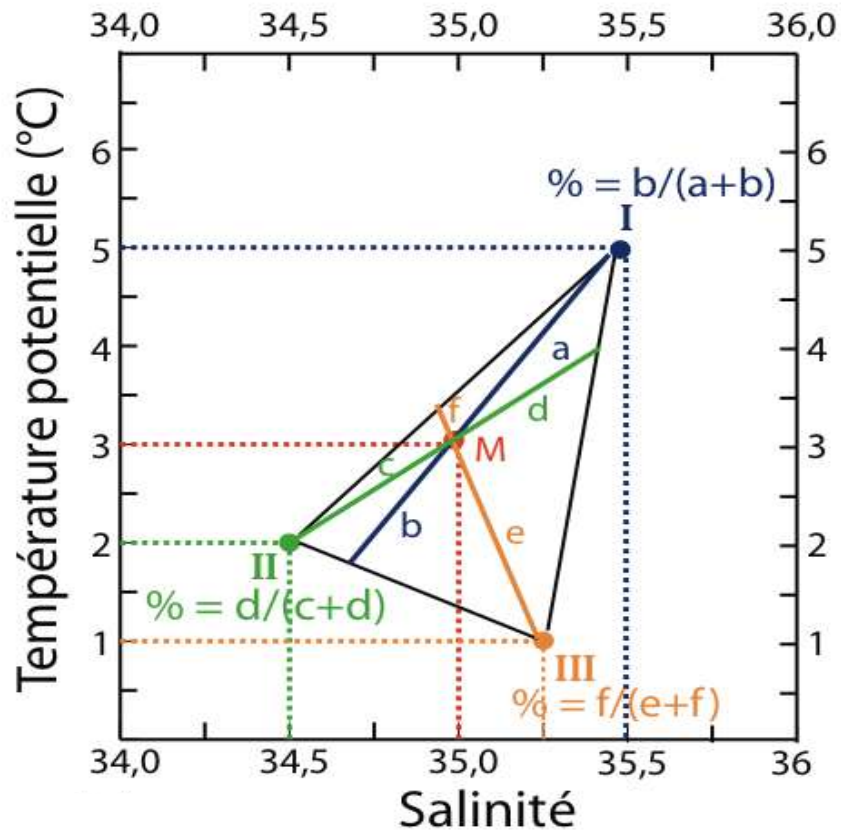




Processus de « cabelling »

87

Mélange de 3 eaux types I, II, III

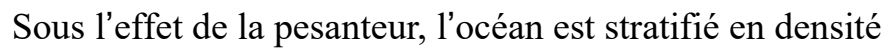


88

station hydrologique

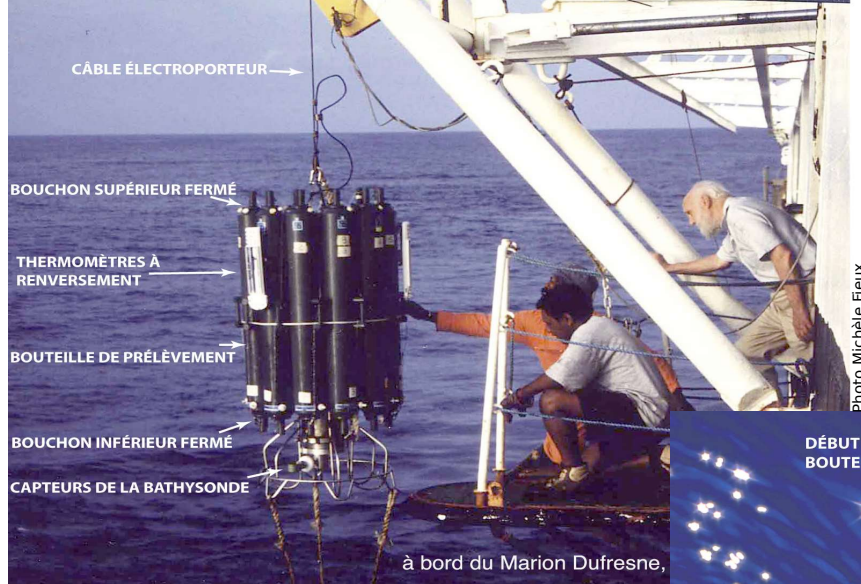
↓

Surface de l'océan



Le navire est stoppé.  
On installe les bouteilles  
de prélèvement d'eau  
équipées de leurs  
thermomètres  
le long du câble lesté

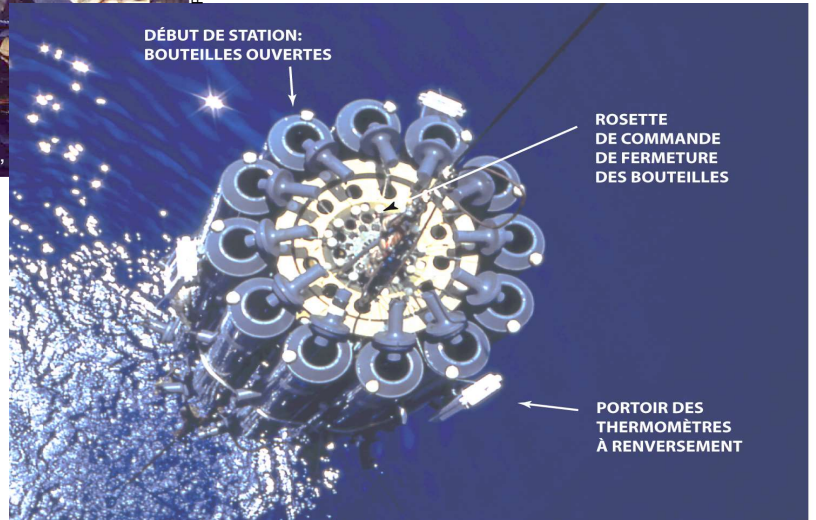




dans les années 70

← Avènement de la **bathysonde**  
(comportant capteurs de T, C, p)  
associée à une **rosette de bouteilles de**  
**prélèvement**

à bord du Marion Dufresne,

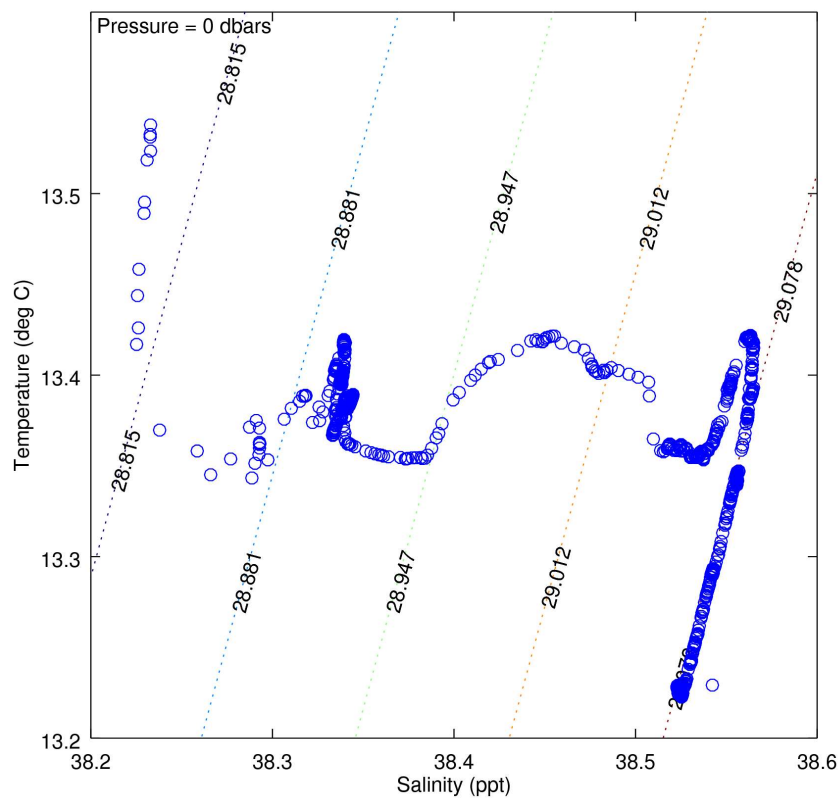


= Profils **continus** instantanés  
car câble électroporteur

chapitre 1

91

Exemple de diagramme T-S pdt Phybio 2018  
(analyses des mesures faites en OPB201 par les étudiants)

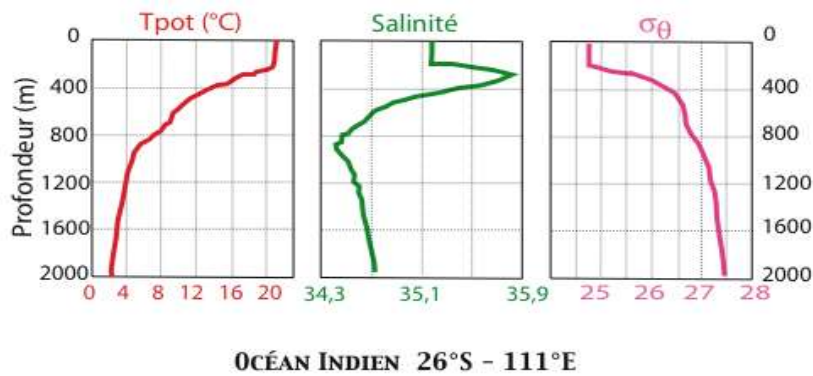


Où est la surface ?  
le fond ?

Station KS2  
1000 m  
(Legrand, 2018)

92

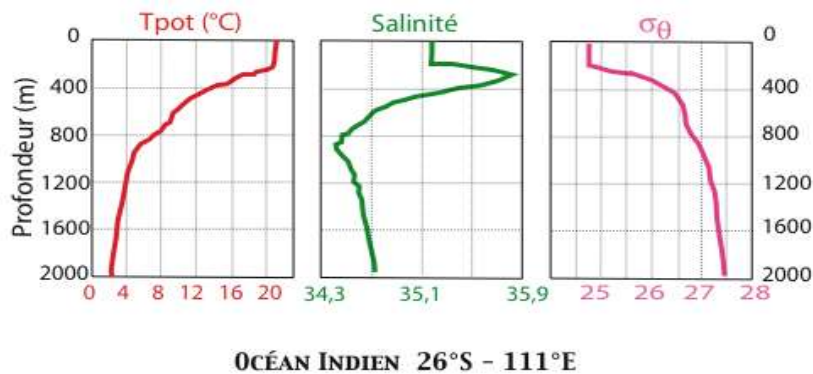




### Les différents outils de l'analyse hydrologique

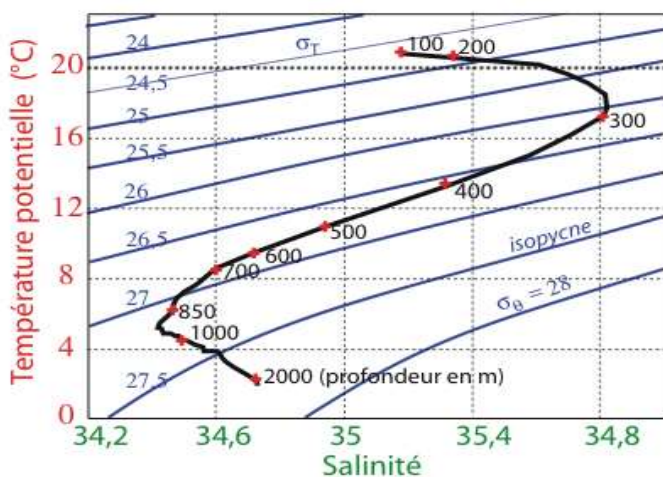
Profils de  
Température potentielle,  
Salinité  
 $\sigma_\theta$   
d'une station  
hydrologique

93



### Différents outils de l'analyse hydrologique

Profils de  
Température potentielle,  
Salinité  
 $\sigma_\theta$   
d'une station  
hydrologique



**Diagramme  $\theta$ -S**  
correspondant  
(intégrant les 3  
caractéristiques)

Remarquer le resserrement  
des points en profondeur

94

Sur un diagramme  $\theta$ -S on perd l'information de profondeur mais on gagne l'information de densité

Simulation du mélange  
de 3 eaux types

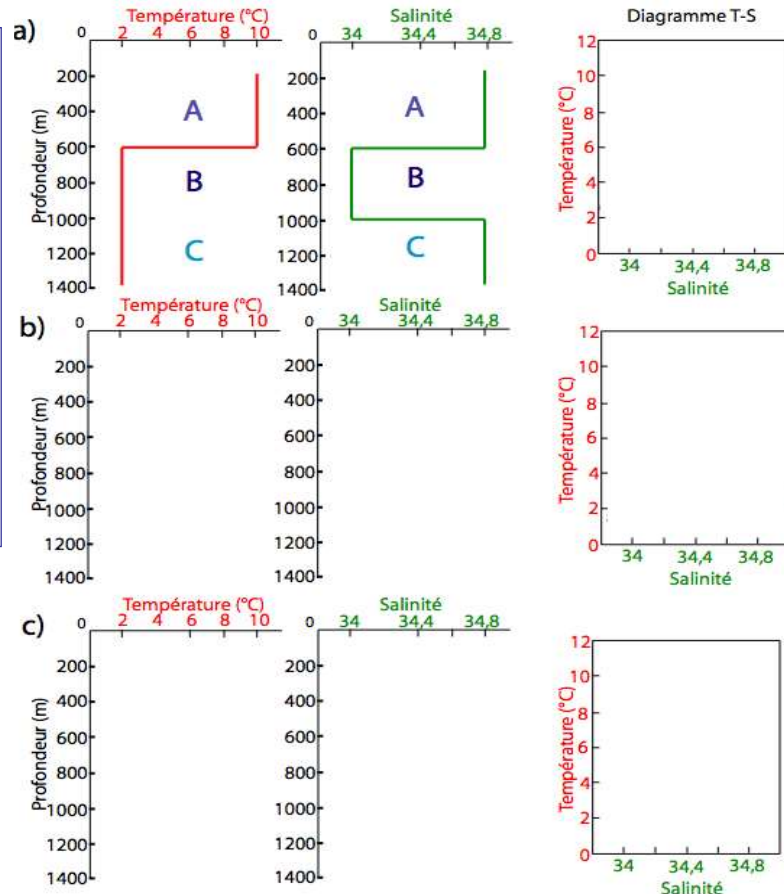
A ( $T=10^{\circ}\text{C}$ ,  $S=34,8$ )

B ( $T=2^{\circ}\text{C}$ ,  $S=34$ )

C ( $T=2^{\circ}\text{C}$ ,  $S=34,8$ )

- profil température

- profil salinité



QUESTION

Placer les points  
correspondants aux  
3 masses d'eau  
sur le  
diagramme T-S

95

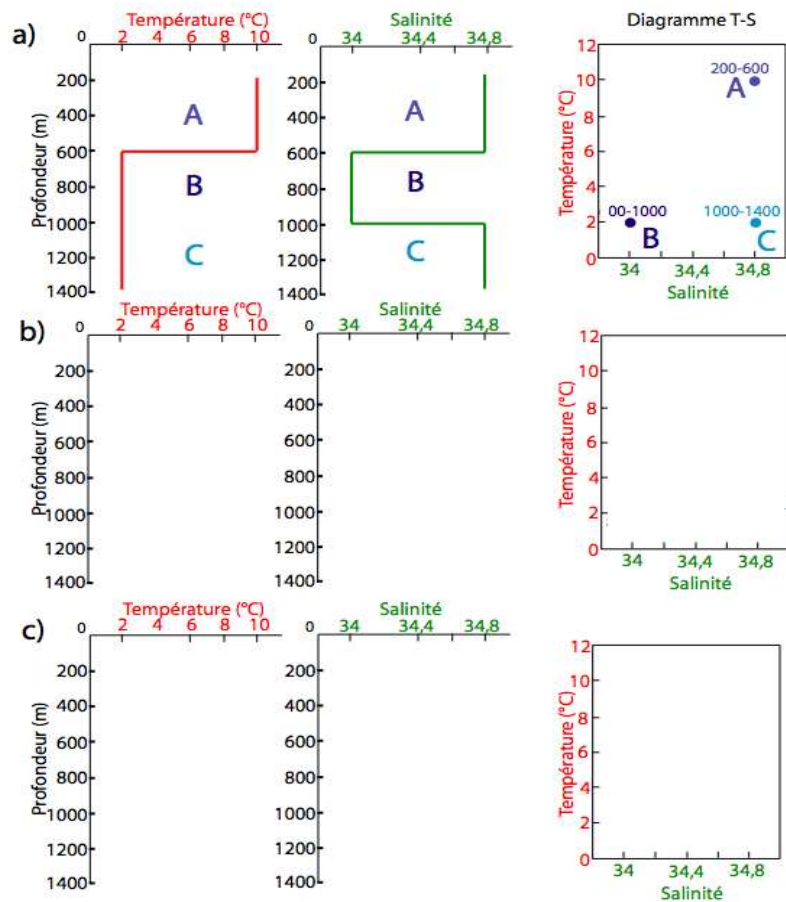
\*

Avant mélange des  
3 eaux types A, B, C

A ( $T=10^{\circ}\text{C}$ ,  $S=34,8$ )

B ( $T=2^{\circ}\text{C}$ ,  $S=34$ )

C ( $T=2^{\circ}\text{C}$ ,  $S=34,8$ )

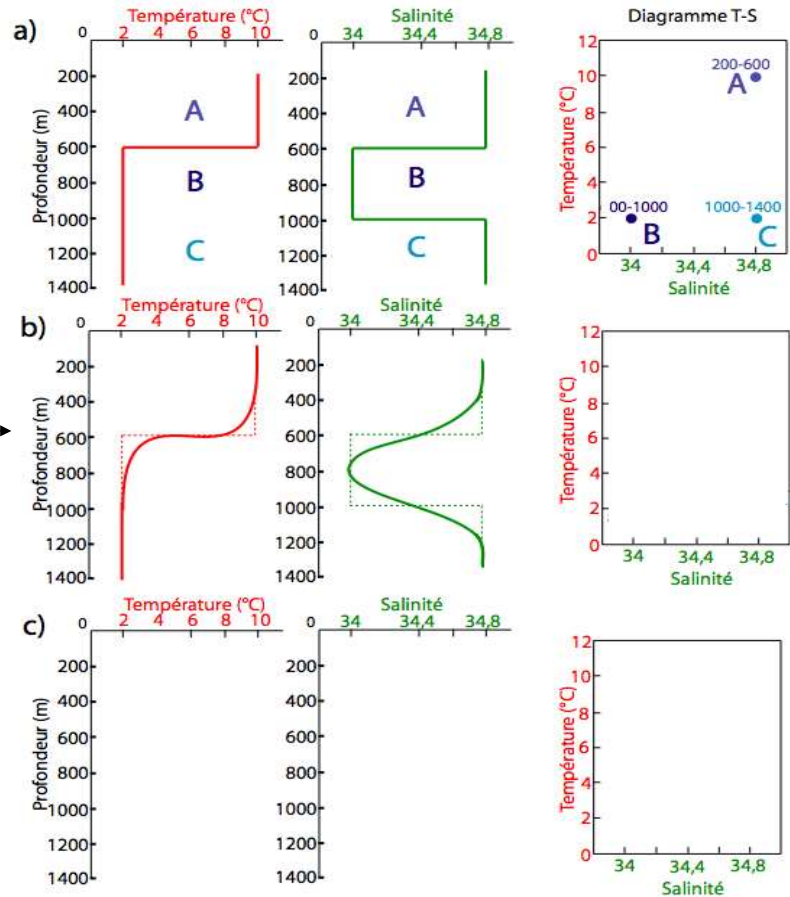


← diagramme T-S  
correspondant

96

Avant mélange des  
3 eaux types A, B, C  
A ( $T=10^{\circ}\text{C}$ ,  $S=34,8$ )  
B ( $T=2^{\circ}\text{C}$ ,  $S=34$ )  
C ( $T=2^{\circ}\text{C}$ ,  $S=34,8$ )

Début du mélange des  
3 eaux types A, B, C  
→  
profils correspondants



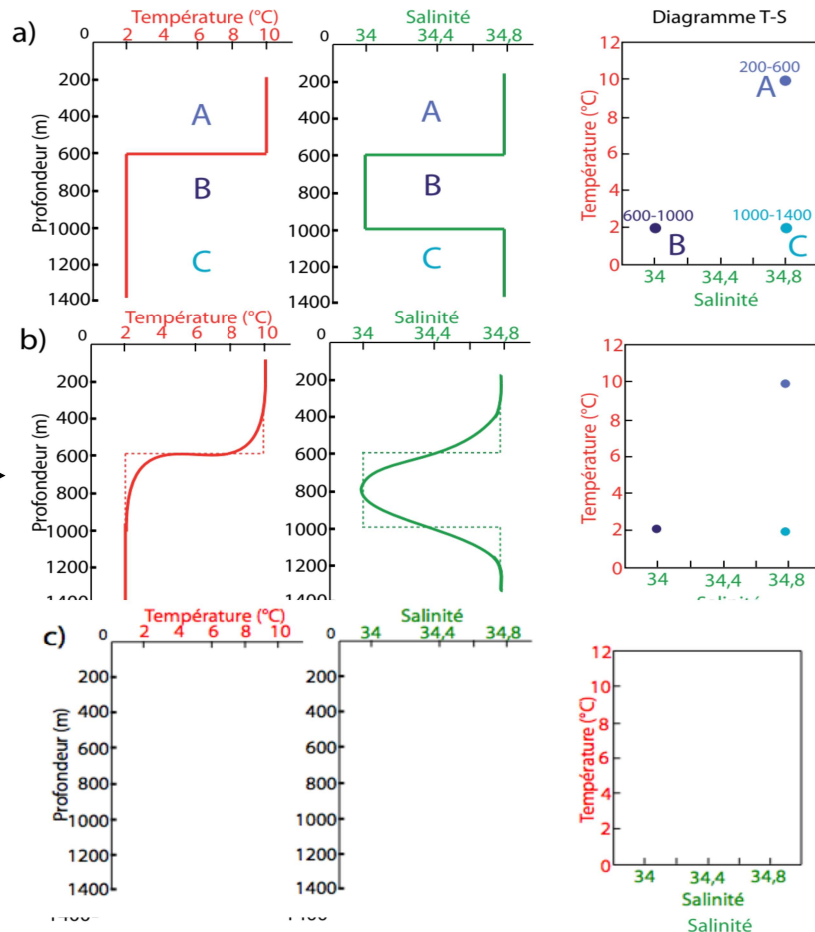
QUESTION

Placer les  
points  
correspondants  
sur le  
diagramme T-S

97

\*

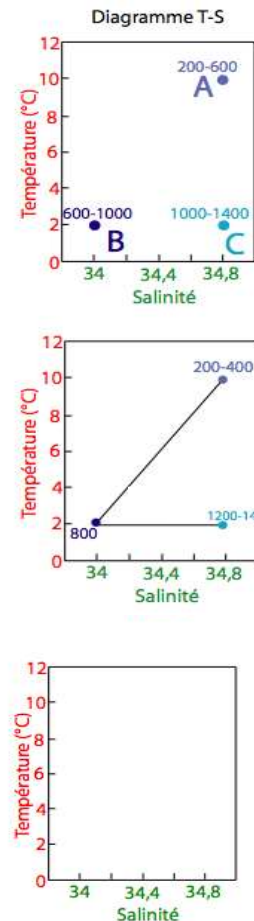
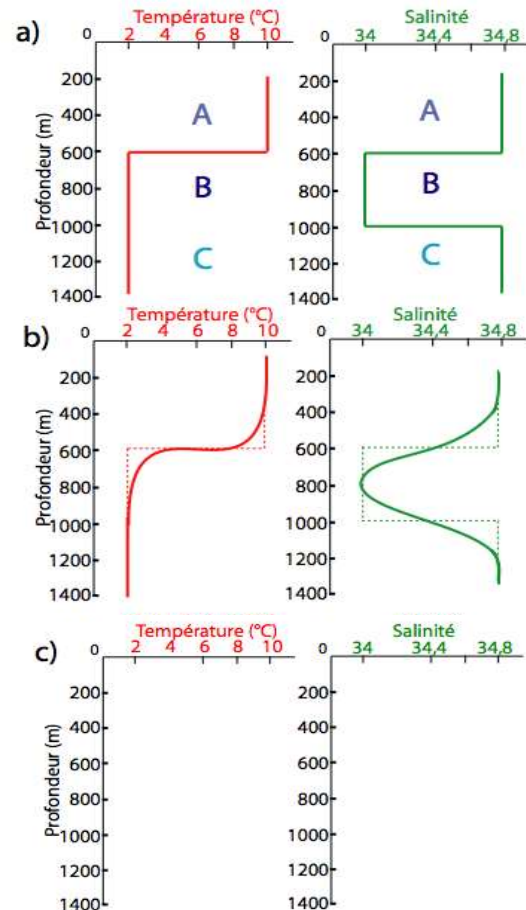
Début du mélange des  
3 eaux types A, B, C  
→  
profils



points T-S  
correspondants  
aux 3  
eaux types  
encore présentes

98





QUESTION

où se placent les eaux de mélanges intermédiaires ?

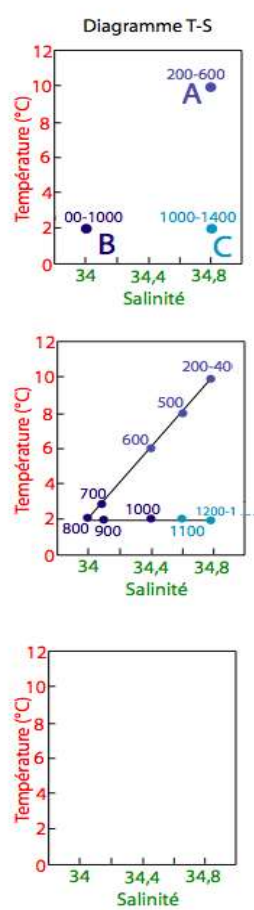
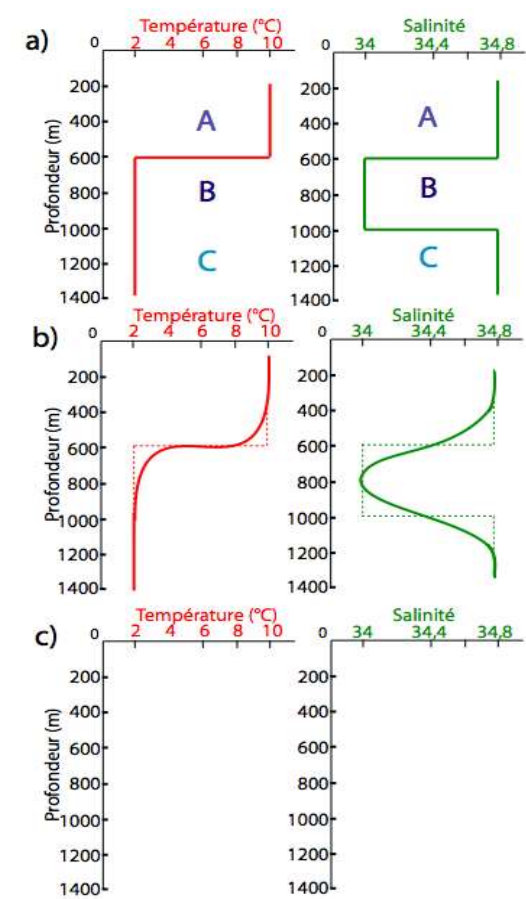
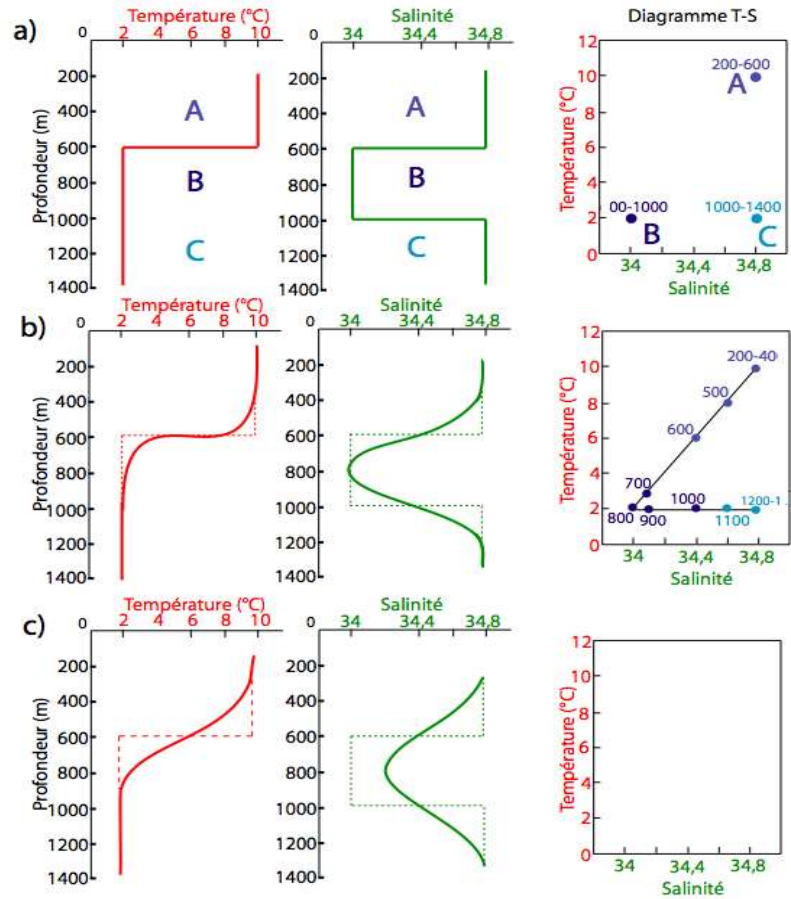


diagramme T-S correspondant



QUESTION

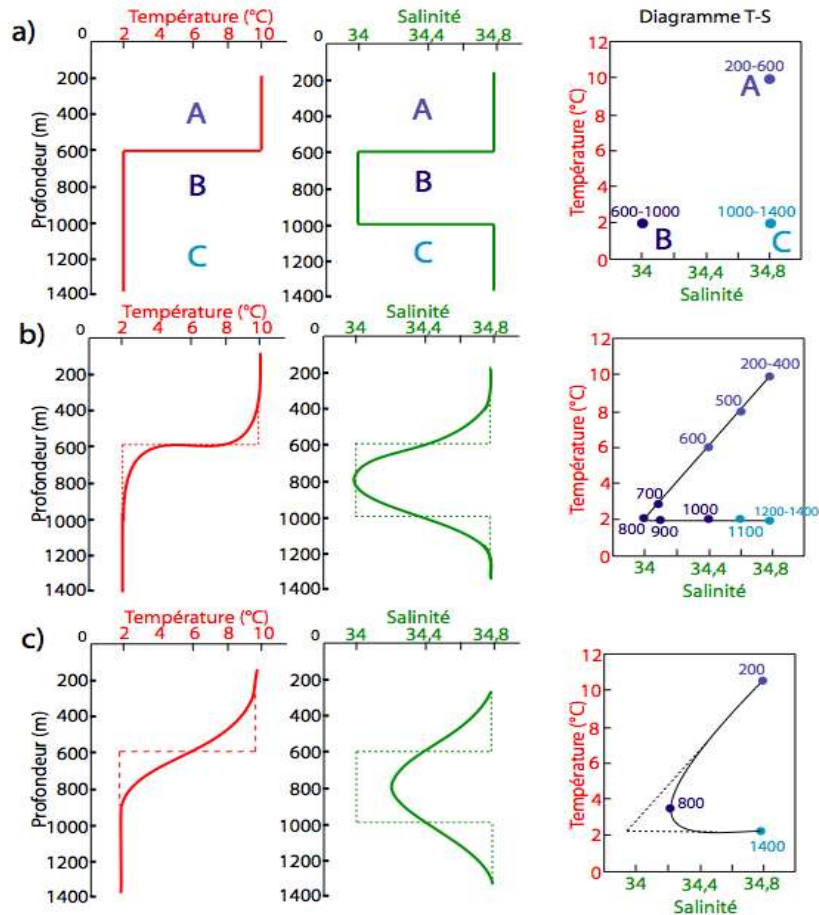
Placer les points sur le diagramme

101

Poursuite du mélange  
des  
3 eaux types A, B, C

Profil

Il n'y a plus d'eau type B  
mais il persiste un  
**minimum de salinité**



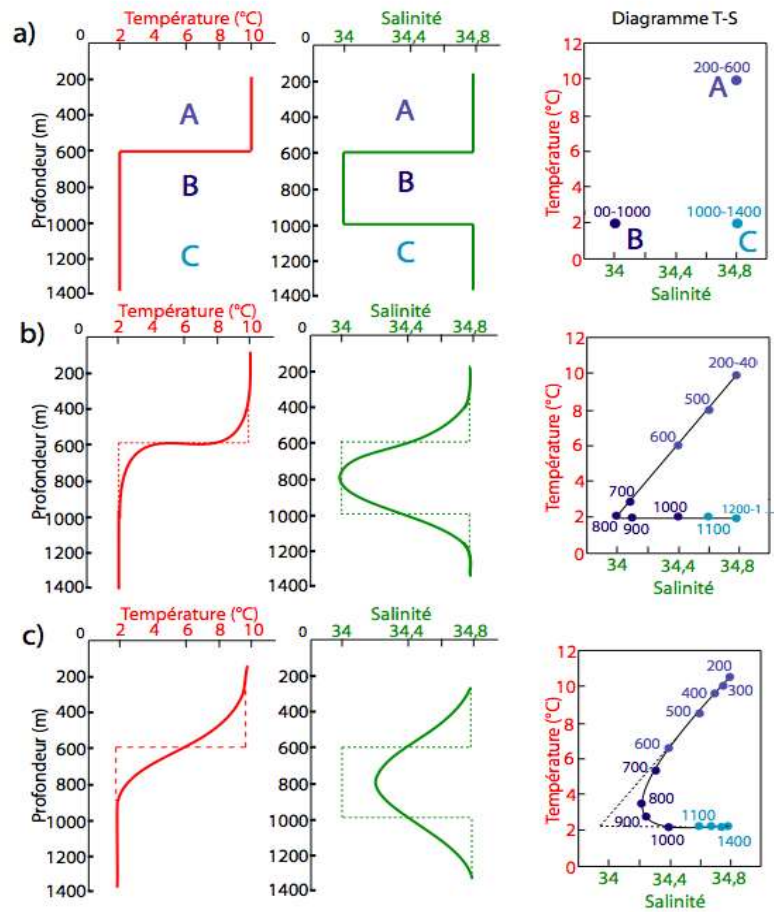
Le minimum  
de salinité  
persiste

102

Simulation du mélange  
de 3 eaux types A, B, C  
au cours du temps sur :

- les profils de T et S
- le diagramme T-S

Il n'y a plus d'eau type B  
mais toujours un  
**minimum de salinité**  
= trace de l'eau B



◀ diagramme T-S  
complet

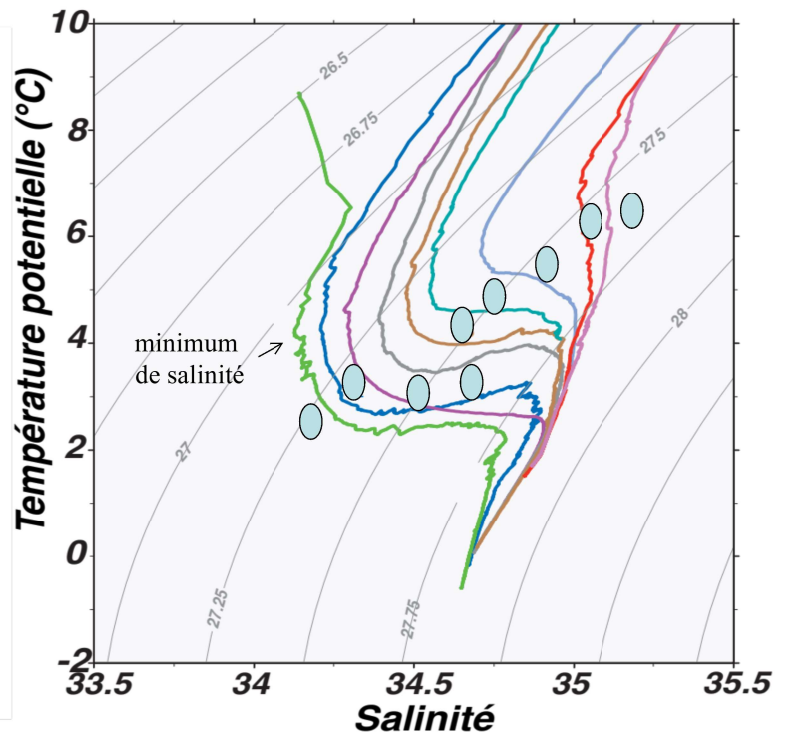
103

Evolution dans l'espace océanique de la trace d'une masse d'eau  
caractérisée par un minimum de salinité

QUESTION :

Quel est le diagramme  $\Theta$ -S  
correspondant à la station la plus proche  
du lieu de formation de la masse d'eau  
caractérisée par un minimum de salinité ?

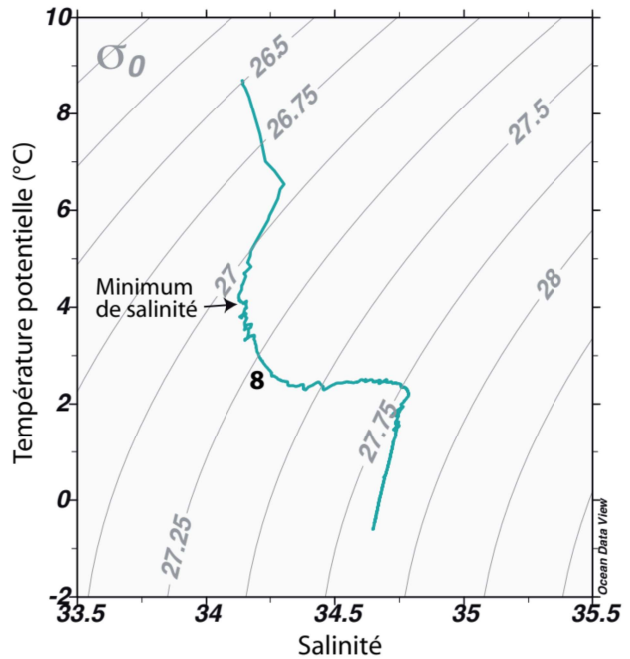
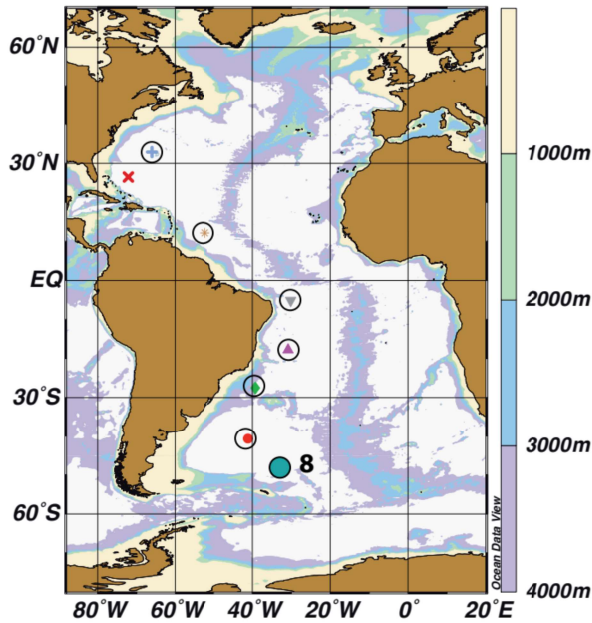
et la plus éloignée ?



Attention chiffres des stations dans l'autre sens dans diapos suivantes<sub>104</sub>

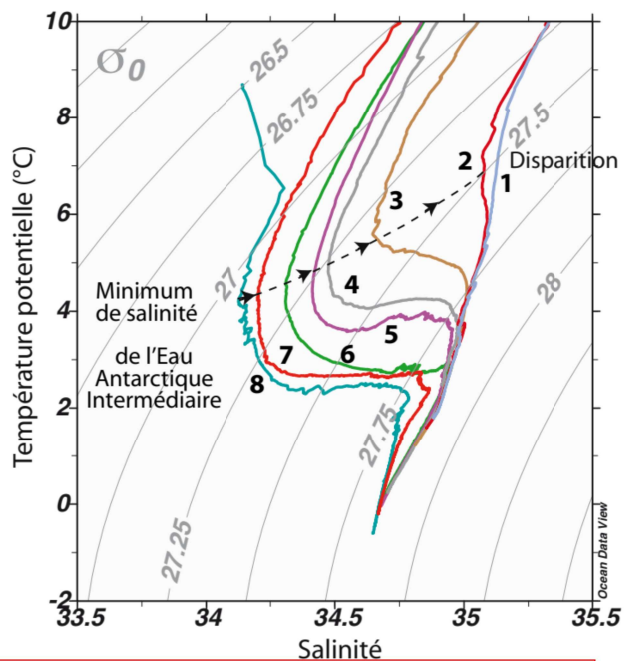
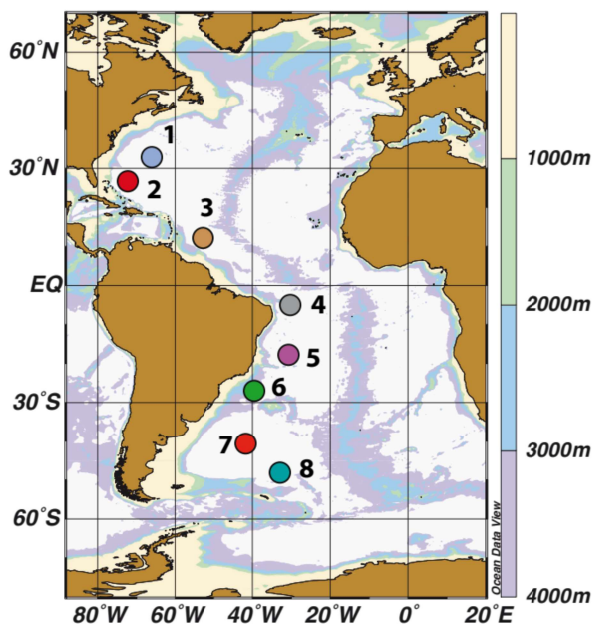


Evolution dans l'espace océanique de la trace d'une masse d'eau  
caractérisée par un minimum de salinité  
(exemple de l'Eau Antarctique Intermédiaire)



105

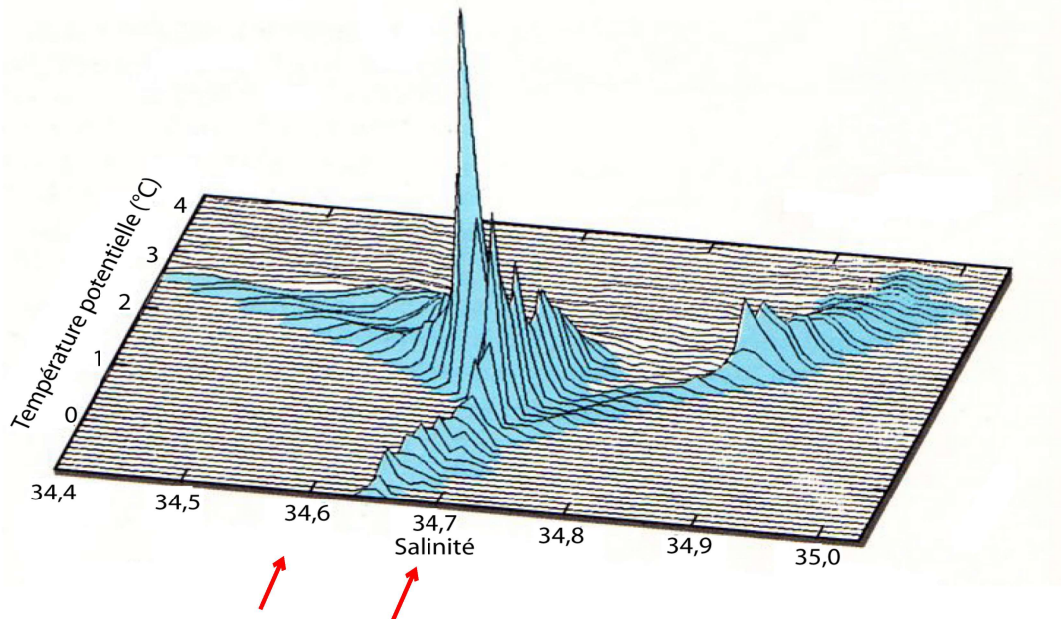
Evolution dans l'espace de la trace d'une masse d'eau  
caractérisée par un minimum de salinité  
(exemple de l'EAAI)



$\theta$  et  $S$  sont utilisés comme des **traceurs**, et l'analyse hydrologique permet d'accéder indirectement aux **caractères généraux de la circulation** à toutes les profondeurs à l'aide de simples profils verticaux de  $\theta$  et  $S$

106

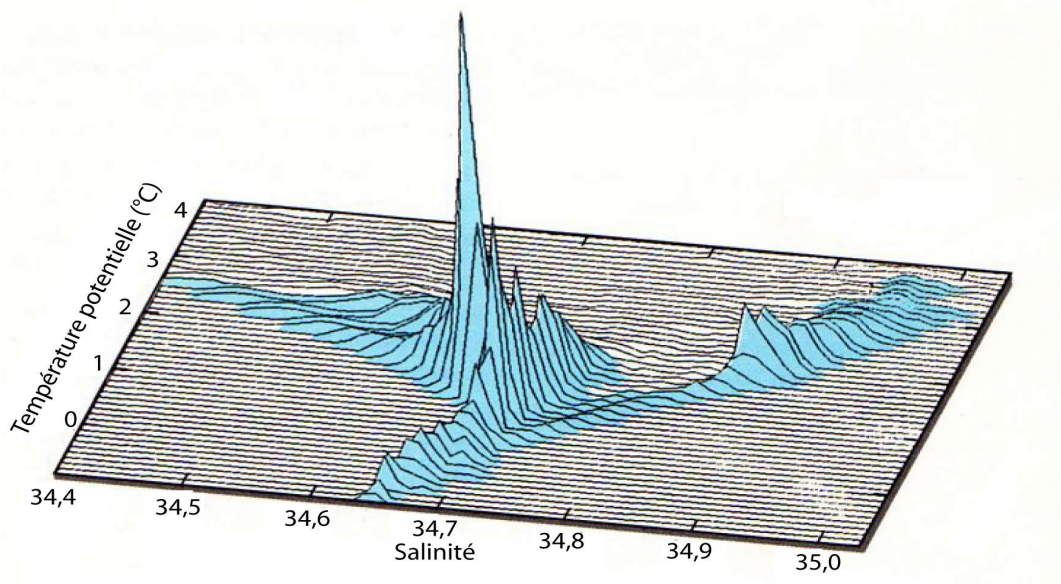
Variation en volume des caractéristiques T et S des masses d'eau profondes pour  $T < 4^{\circ}\text{C}$  (environ 1500 m sauf aux hautes latitudes)



90%	$34 < S < 35$
50 %	$34,6 < S < 34,7$

107

Variation en volume des caractéristiques T et S des masses d'eau profondes pour  $T < 4^{\circ}\text{C}$  (environ 1500 m sauf aux hautes latitudes)



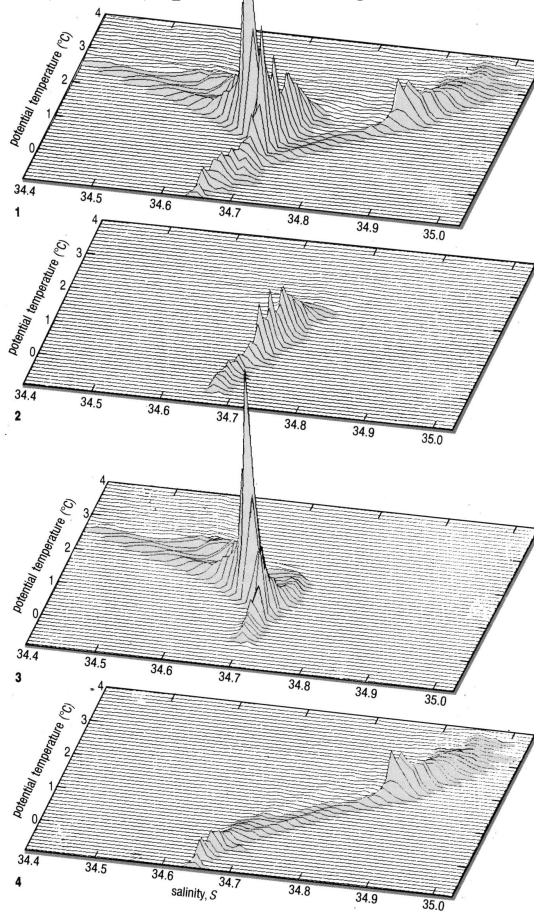
Peut-on retrouver la signature de chaque océan ?

108



Variation en volume des caractéristiques T et S des masses d'eau profondes  
( $T < 4^{\circ}\text{C}$ ), pour l'océan global

Θ-S en  
volume  
pour les  
eaux dont la  
température  
est  
inférieure à  
 $4^{\circ}\text{C}$



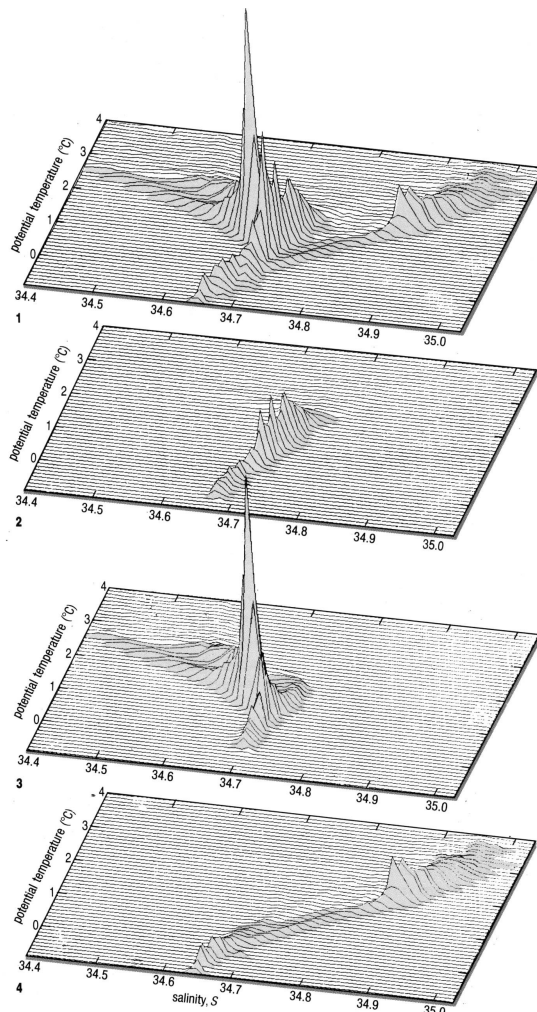
Tous les océans

?

?

?

109



Tous les océans

Pic en volume  
34,68-34,69  
1,1 - 1,2°C

Indien  
(T de l'Eau de Fond intermédiaire  
entre l'Atlantique et le Pacifique,  
plus salé que le Pacifique )

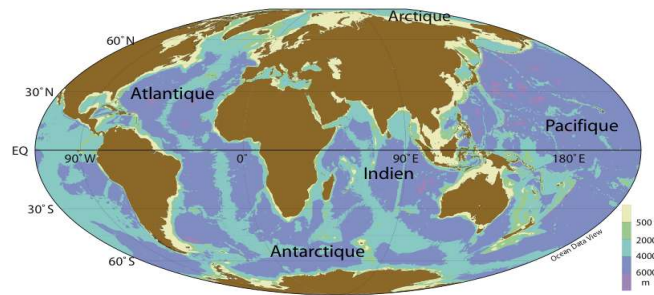
Pacifique  
(Pic d'Eau Profonde homogène,  
faibles salinités, T Eau de Fond  
la plus élevée)

Atlantique  
(influence Eau Méditerranéenne  
très salée et T min de l'Eau  
Antarctique de Fond)

110



# COURS D'OCÉANOGRAPHIE RÉGIONALE



## INTRO (JLD 12)

### GÉNÉRALITÉS (AP 4)

- Caractéristiques de l'océan
- Échanges de chaleur et d'eau entre l'océan et l'atmosphère
- Masses d'eau - analyse hydrologique
- **Circulation océanique**
- **Rôle du vent**
- Changement climatique (JLD 2)

### OCÉANS **ANTARCTIQUE** (JLD 4), **ATLANTIQUE** (AP 4), **ARCTIQUE** (AD 2), **INDIEN** (JLD 2), **PACIFIQUE** (AP 2), **MEDITERRANEE** (AD 6)

- Caractéristiques géographiques
- Climatologie : Pressions, régime des vents, précipitations
- Circulation de surface
- Hydrologie, masses d'eau

## RESUME (AD 2)

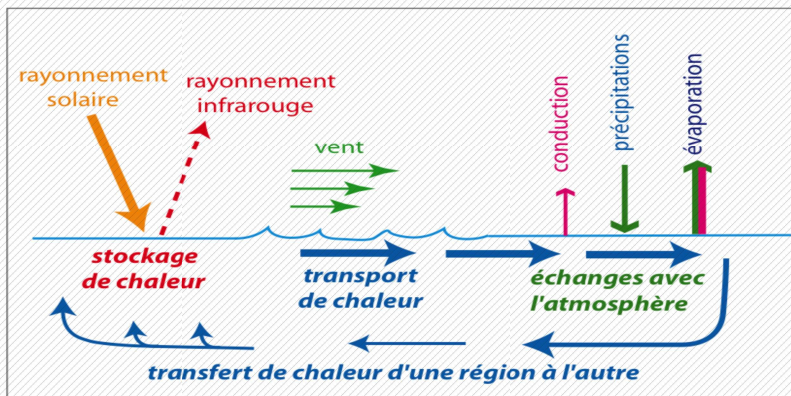
111

### Causes de la circulation océanique

**DIFFÉRENCES de DENSITÉ** : effets des échanges avec l'atmosphère

=> formation de masses d'eau => **circulation thermohaline**

**VENT** : transfert d'énergie mécanique => 1) **circulation d'Ekman**



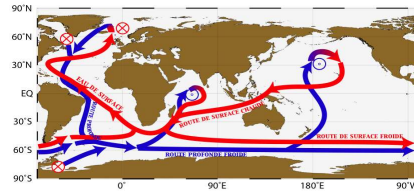
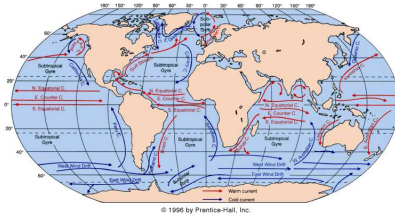
=> convergence, divergence

=> gradient de pression

=> 2) Courant géostrophique

=> **circulation des grandes gyres océaniques en SURFACE**

# La circulation océanique



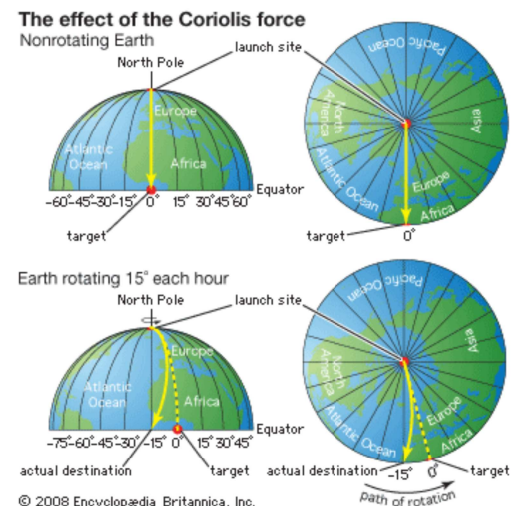
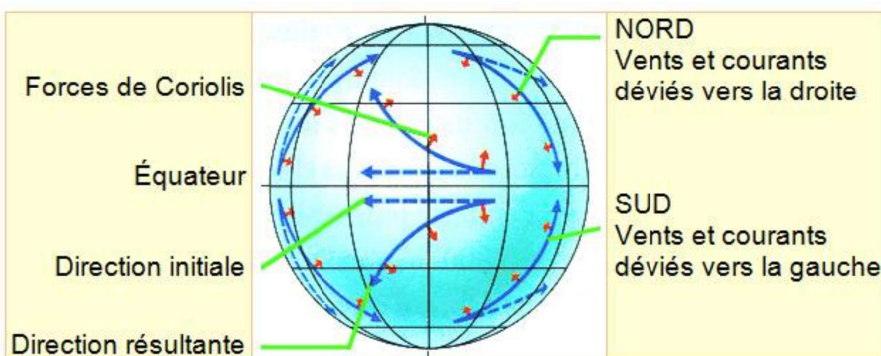
lois générales de la mécanique  
associées aux lois de la thermodynamique

forces entrant en jeu:

- force de **gravité**
- forces dues aux **gradients de pression**
- forces de **frottement** interne et externe (**vent**)
- forces **astronomiques** engendrant les marées
- force de **Coriolis** intervenant dès qu'il y a mouvement

113

## Force de **Coriolis** force due à la rotation de la terre



Force présente quand il y a mouvement  
sur des distances assez grandes  $\vec{F}_C = -2 m \vec{\Omega} \wedge \vec{V}$

Masse  $m$

Vecteur rotation de la terre  $\vec{\Omega}$

Vecteur vitesse  $\vec{V}$  (= vitesse relative car la terre tourne et notre référentiel, généralement (x vers est, y vers nord, z vers zénith), tourne aussi

$$\vec{V}(u, v, w)$$

114

# Equation de Navier-Stokes

$$\rho \frac{d\vec{v}}{dt} = -\overrightarrow{\text{grad}} p + \rho \vec{g} - 2\rho \vec{\Omega} \wedge \vec{v} + \mu \nabla^2 \vec{v}$$

Dérivée  
lagrangienne  
(terme local +  
terme du  
à l'advection)

Gradient  
de pression

Pesanteur

Force de Coriolis

Frottements  
avec  $\mu$  viscosité  
moléculaire dynamique  
en  $[\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}]$

ou

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p + \vec{g} - 2\vec{\Omega} \times \vec{v} + \nu \nabla^2 \vec{v}$$

115

$\nu$  viscosité moléculaire  
cinématique en  $[\text{m}^2.\text{s}^{-1}]$   
on note  $\nu = \mu / \rho$

Ne pas mélanger  $\nu$   
et vecteur vitesse  $\vec{v}$

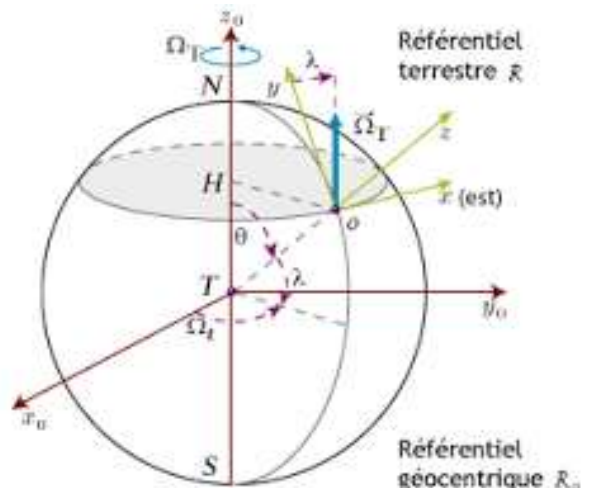
## Force de Coriolis

Si repère terrestre, x vers est, y vers nord et z vers zénith,  
la force de Coriolis peut se simplifier en:

$$\begin{aligned} F_x &= f v \\ F_y &= -f u \\ F_z &= 0 \end{aligned}$$

Avec f facteur de Coriolis  $f = 2 \Omega \sin(\text{lat})$   
lat = latitude

$\Omega$  norme du vecteur vitesse de rotation angulaire terrestre ( $2\pi/(24*60*60)$  rad/s)



**ATTENTION** ne pas mélanger la Force de Coriolis vecteur avec 3 composantes  
 $F_x$ ,  $F_y$  et  $F_z$  indiquées ci-dessus  
et le facteur de Coriolis f scalaire (= juste un nombre  $>0$  dans HN et  $<0$  dans HS)



# Equation de Navier-Stokes

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla} p + \vec{g} - 2\vec{\Omega}\times\vec{v} + \nu\vec{\nabla}^2\vec{v}$$

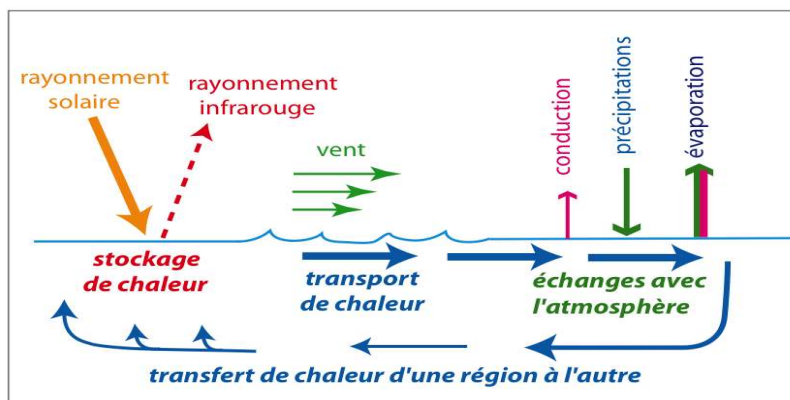
Si repère terrestre, x vers est, y vers nord et z vers zénith,  
l'équation de NS s'écrit donc:

$$\begin{aligned}\frac{Du}{Dt} = \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + f v + \nu \left[ \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right] \\ \frac{Dv}{Dt} = \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} - f u + \nu \left[ \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right] \\ \frac{Dw}{Dt} = \frac{dw}{dt} &= -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} - g + \nu \left[ \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right]\end{aligned}$$

## Causes de la circulation océanique

1) **DIFFÉRENCES de DENSITÉ** : effets des échanges avec l'atmosphère

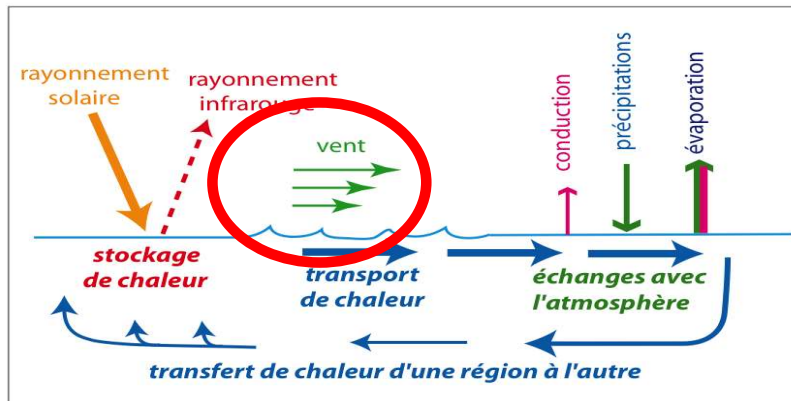
=> formation de masses d'eau => **circulation thermohaline**



## Causes de la circulation océanique

1) **DIFFÉRENCES de DENSITÉ** : effets des échanges avec l'atmosphère

=> formation de masses d'eau => **circulation thermohaline**



119

## Causes de la circulation océanique

1) **DIFFÉRENCES de DENSITÉ** : effets des échanges avec l'atmosphère

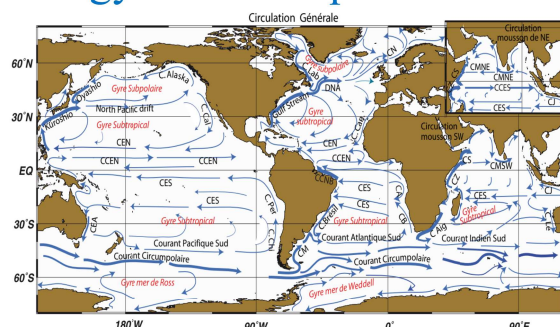
=> formation de masses d'eau => **circulation thermohaline**

2) **VENT** : transfert d'énergie mécanique, **circulation d'Ekman**

Circulation d'Ekman génère un gradient de pression

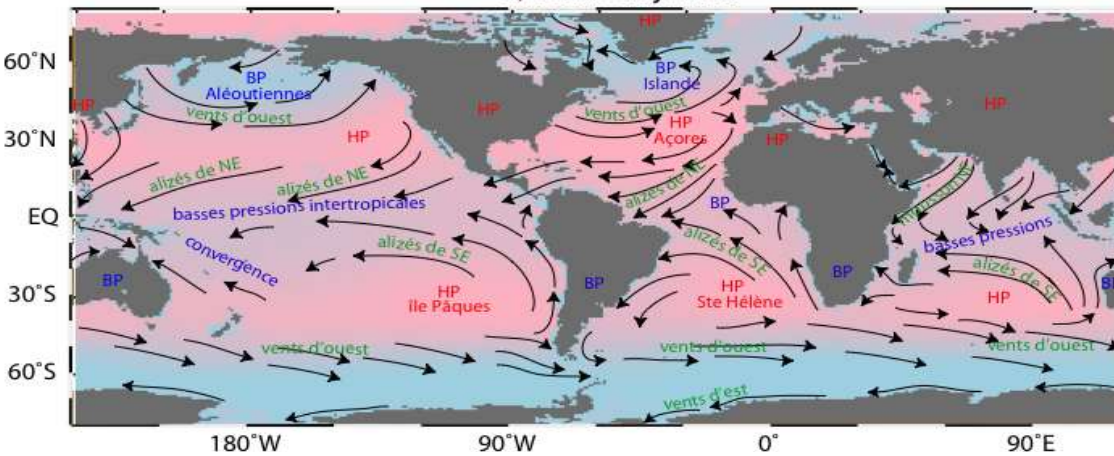
et la mise en place -si équilibre- d'un courant « géostrophique »

→ **circulation des grandes gyres océaniques en « surface »**



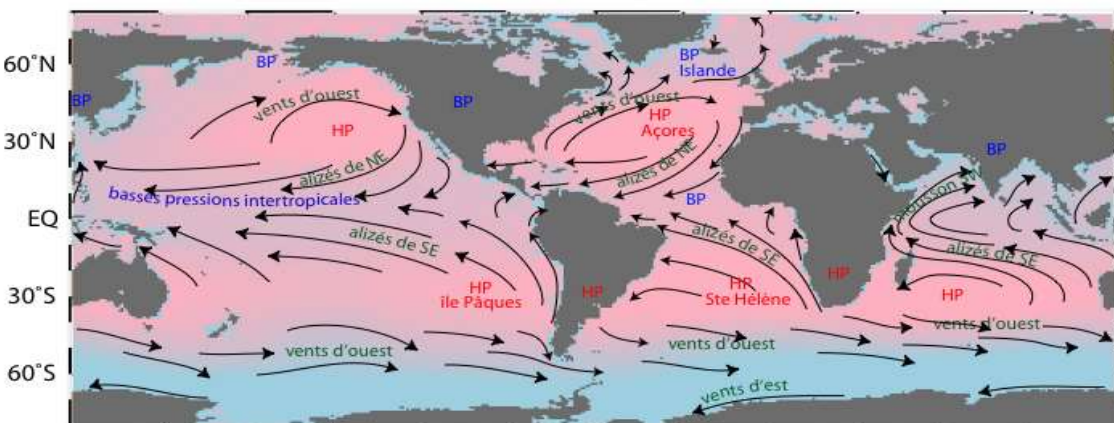
120

a) Vents en janvier



Principaux  
centres de  
pression  
atmosphérique  
HP en rouge  
BP en bleu

b) Vents en juillet



et vents moyens  
de surface  
associés

(Fieux, 2010)

121

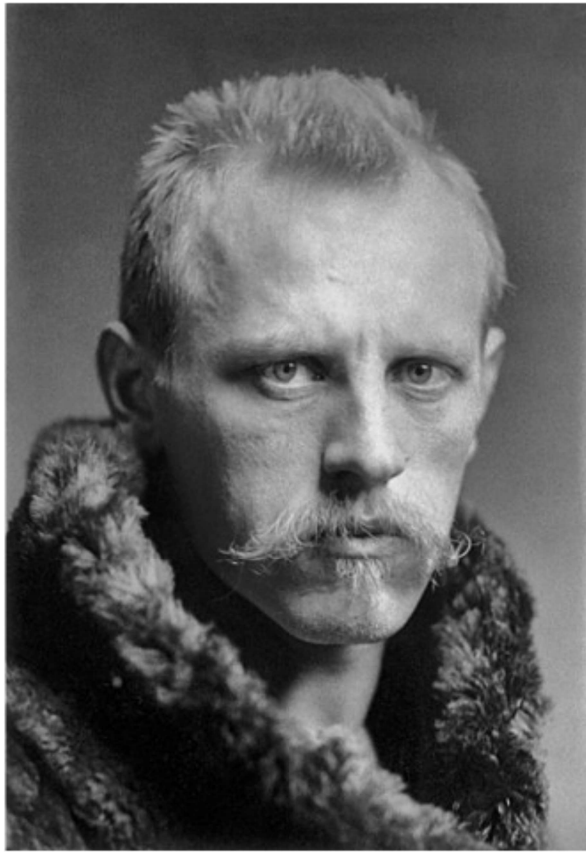
Les deux équilibres qui permettent de comprendre  
une grande partie de la circulation océanique  
et en particulier la **circulation de surface**

Cas de **l'équilibre d'Ekman (vent)** : (en intensité)  
force de frottement = force de Coriolis

Cas de **l'équilibre géostrophique** : (en intensité)  
force due au gradient de pression = force de Coriolis



## Fridtjof Nansen



Norvège (1861-1930)

## Nansen & trajectoires du Fram (1893-96)

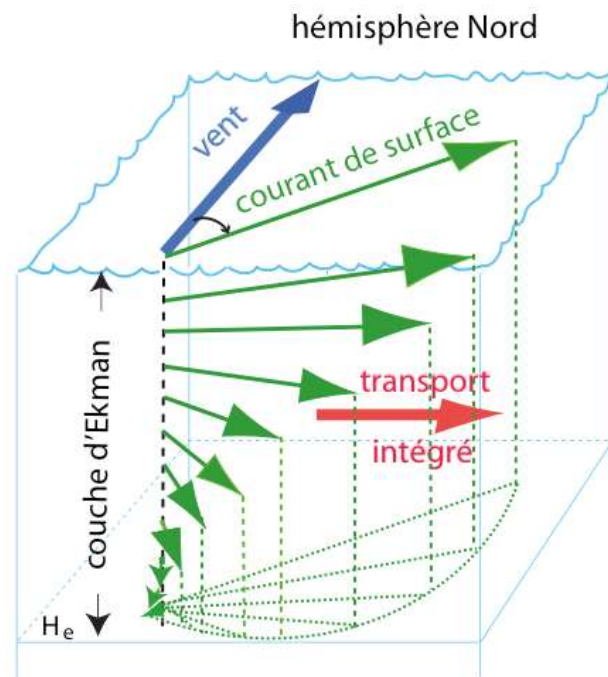


## Vagn Walfrid Ekman



(Suède 1874 – 1954)

## Spirale d'Ekman



## Effets du vent local

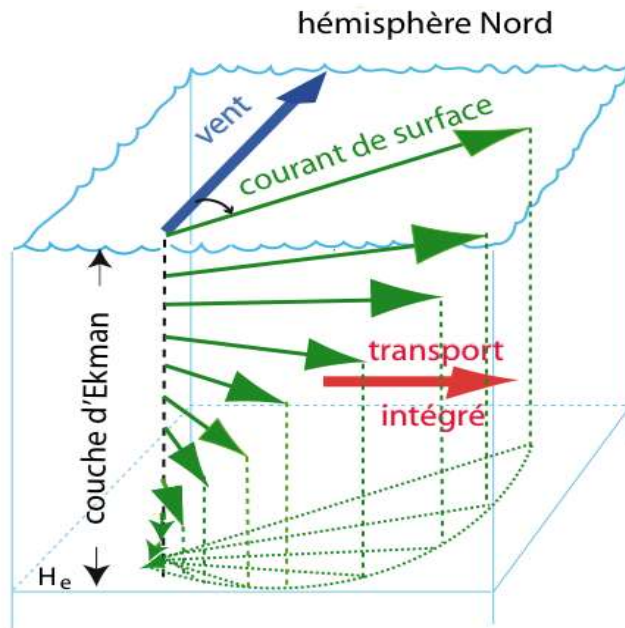
**Tension du vent** ( $\tau$ )  
**équilibrée par**  
**force de Coriolis** ( $f$ )

## Transport d'Ekman ( $\tau/f$ )

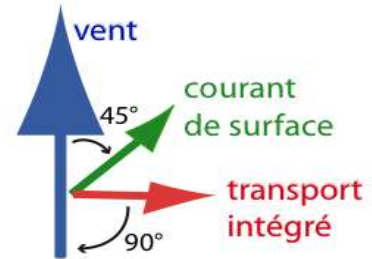
$$(\tau = c_d \rho_a U^2, f = 2 \Omega \sin \phi)$$

est perpendiculaire au vent

**À droite** dans l'hémisphère Nord

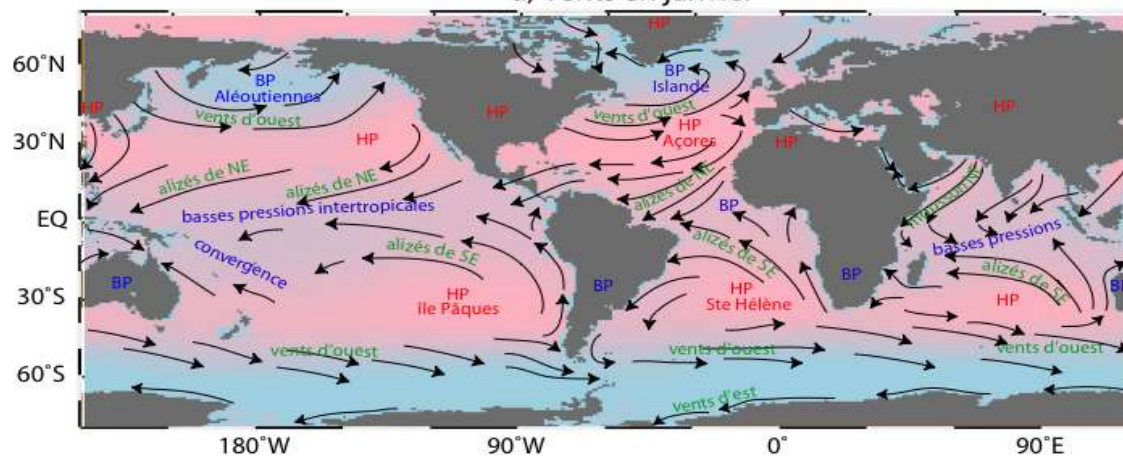


(a)

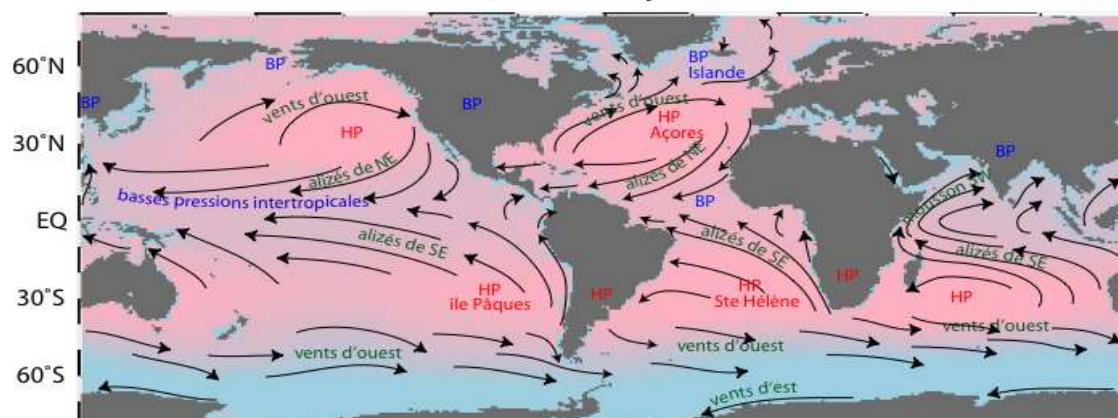


125

a) Vents en janvier



b) Vents en juillet



Principaux  
centres de  
pression  
atmosphérique

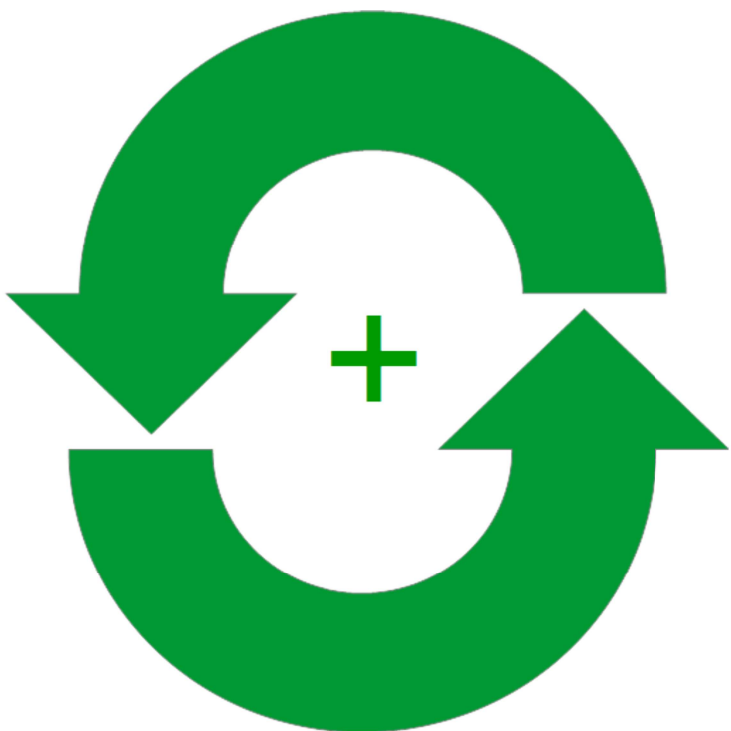
HP en rouge

BP en bleu

et vents moyens  
de surface  
associés

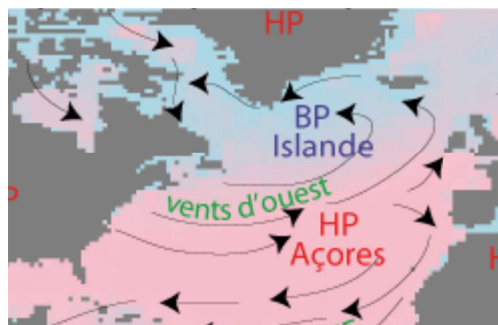
(Fieux, 2010)

126

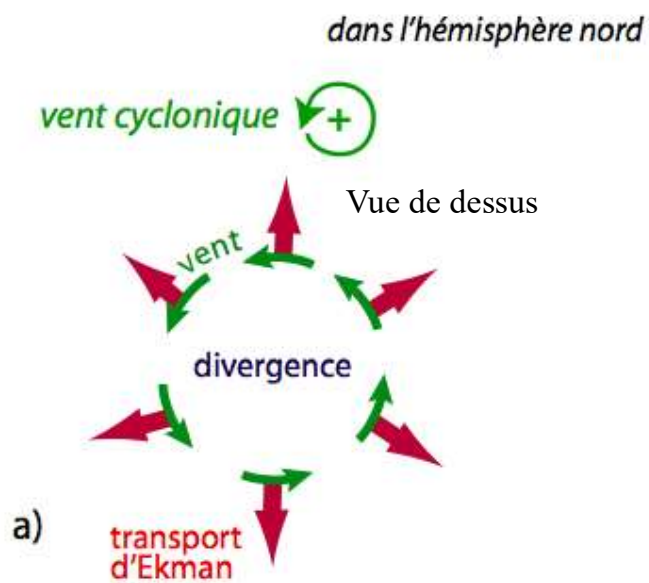


Vent vu de dessus

Dans les cas des BP (basse pression)  
ex Basses pressions d'Islande  
au nord de l'Atlantique



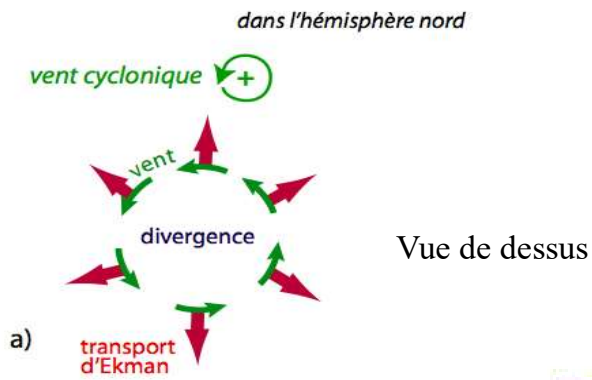
127



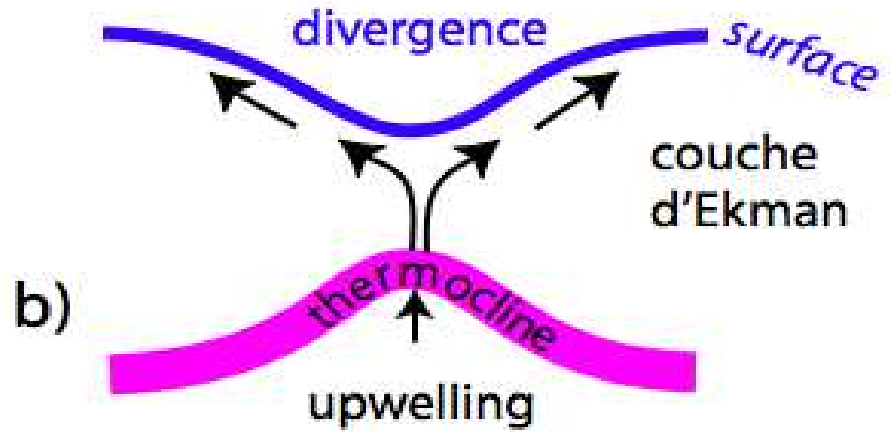
Dans les cas des BP (basse pression)  
ex Basses pressions d'Islande  
au nord de l'Atlantique

128

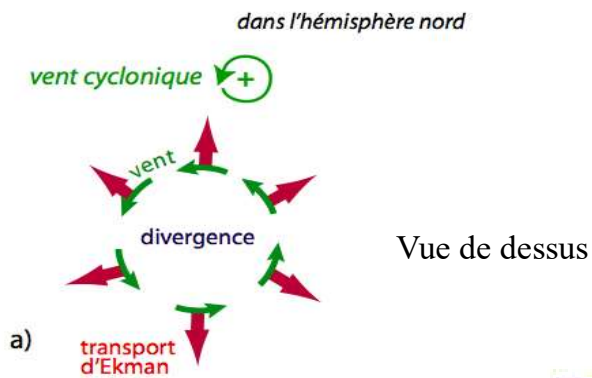




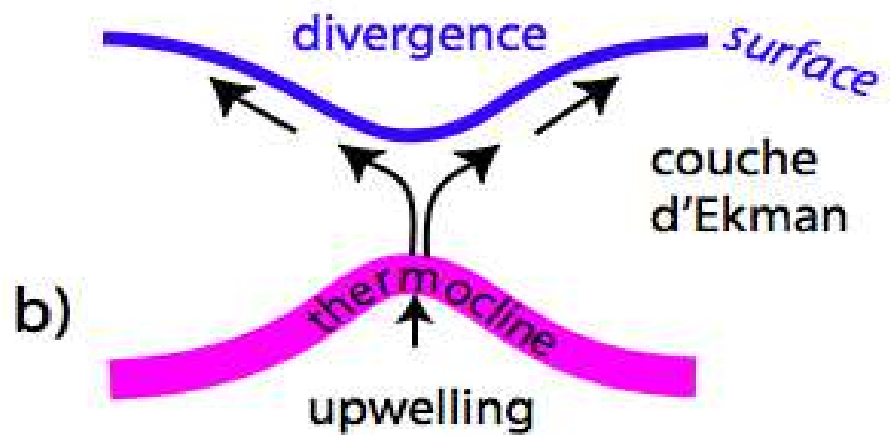
Dans les cas des BP (basse pression)  
ex Basses pressions d'Islande  
au nord de l'Atlantique



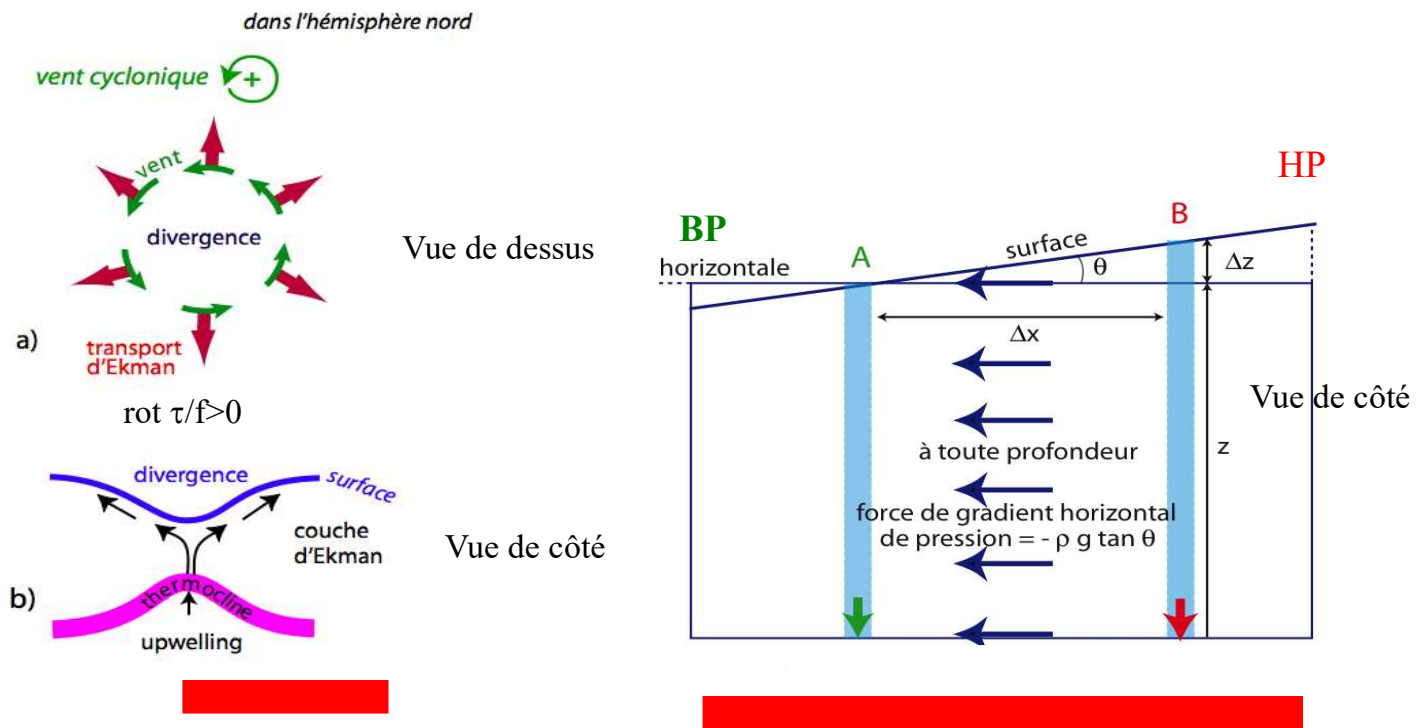
129



Dans les cas des BP (basse pression)  
ex Basses pressions d'Islande  
au nord de l'Atlantique



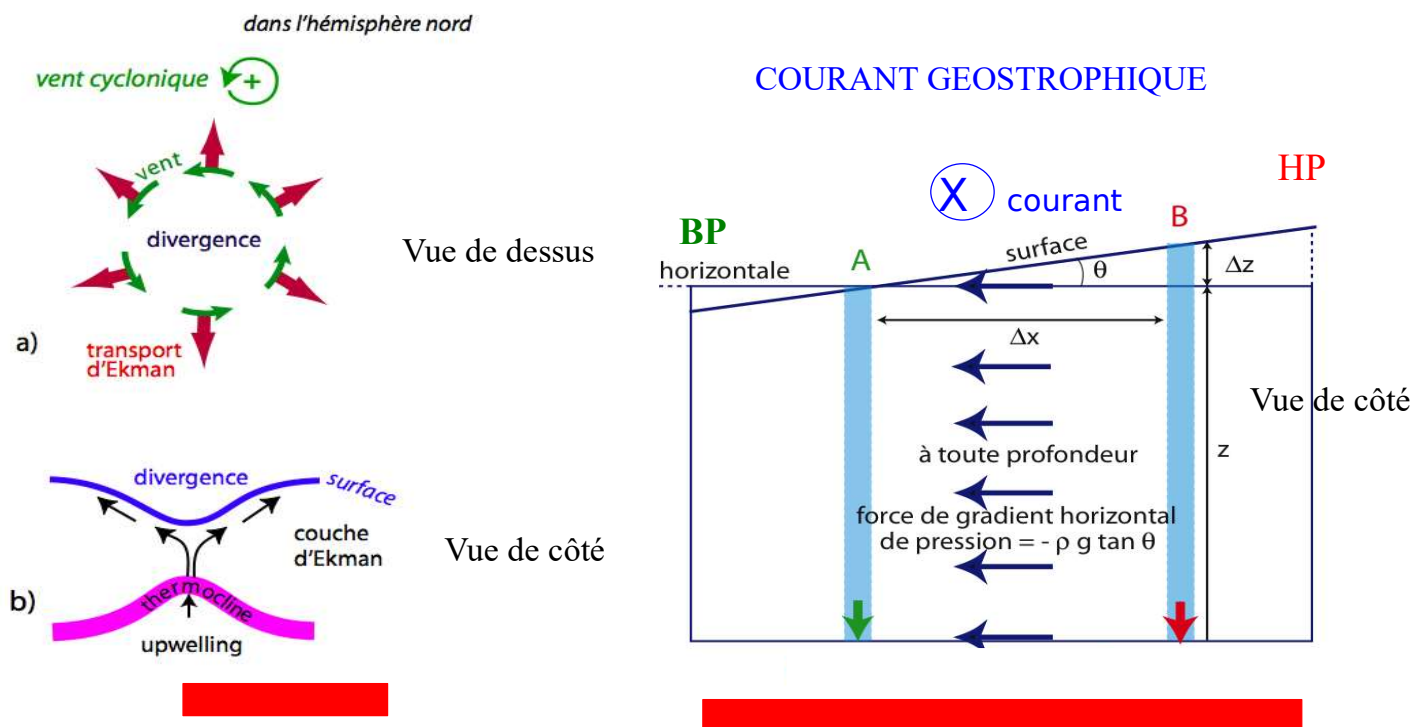
130



Dans quel sens va le courant géostrophique ?

131

(Fieux, 2010)



la force de Coriolis  
dévie le courant vers la droite  
dans l'hémisphère nord

132

Les deux équilibres qui permettent de comprendre une grande partie de la circulation océanique et en particulier la **circulation de surface**

Cas de **l'équilibre d'Ekman (vent)** :

force de frottement = force de Coriolis

Cas de **l'équilibre géostrophique** : (en intensité)

force due au gradient de pression = force de Coriolis

La force de Coriolis est due à  
la rotation de la Terre qui dévie les mouvements  
Le paramètre de Coriolis  $f = 2\Omega \sin \phi$   
( $\Omega$  vitesse de rotation de la Terre et  $\phi$  la latitude)

133

Les deux équilibres qui permettent de comprendre une grande partie de la circulation océanique et en particulier la **circulation de surface**

Cas de **l'équilibre d'Ekman (vent)** :

force de frottement = force de Coriolis

Cas de **l'équilibre géostrophique** : (en intensité)

force due au gradient de pression = force de Coriolis

$$0 = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p + \rho \vec{g} - 2\vec{\Omega} \times \vec{v}$$

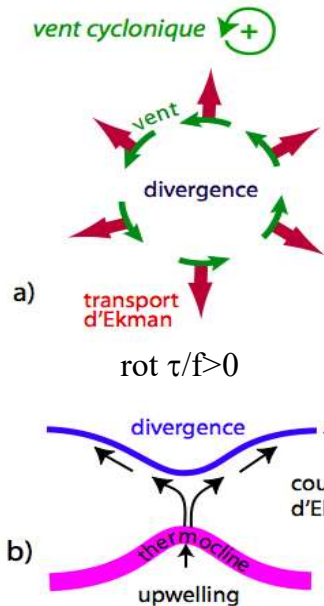
134

A l'horizontale:  $\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p = -2\vec{\Omega} \times \vec{v} = (fv, -fu)$  avec  $f$  facteur de Coriolis  $2\Omega \sin(\phi)$



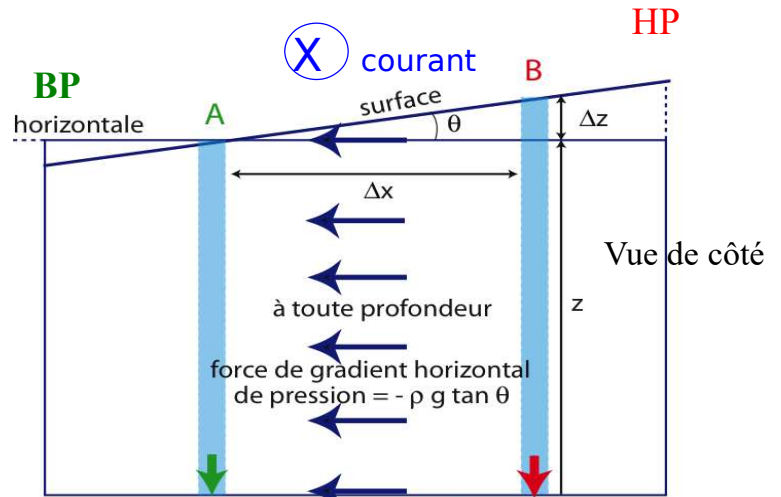
dans l'hémisphère nord

## COURANT GEOSTROPHIQUE



Vue de dessus

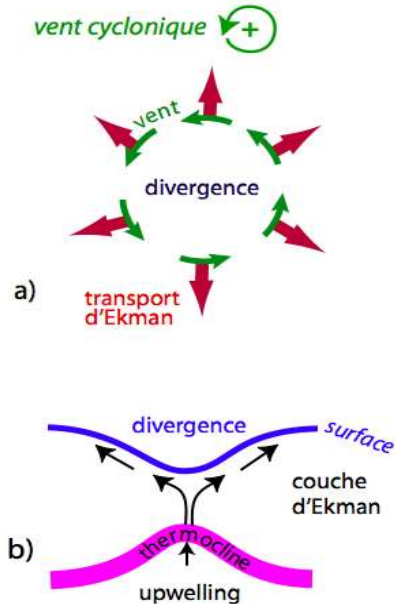
Vue de côté



la force de Coriolis  
dévie le courant vers la droite  
dans l'hémisphère nord

135

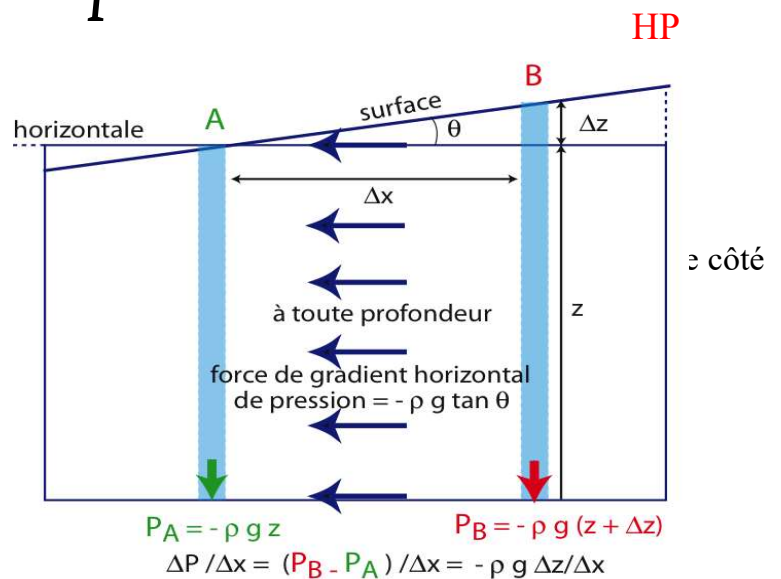
dans l'hémisphère nord



Vue de dessus

Vue de côté

$$\vec{F}_p + \vec{F}_c = \vec{0}$$

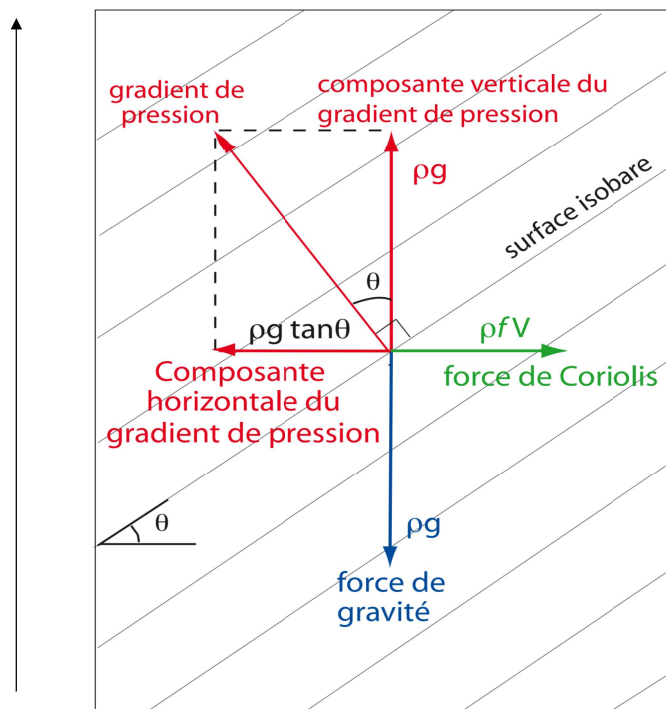


Sur l'axe x :  $F_p = -1/\rho \Delta P / \Delta x = -g |\Delta z| / \Delta x = -g \tan(\theta)$

136

Dans le cas de l'équilibre géostrophique : gradient de pression = Coriolis à l'horizontale

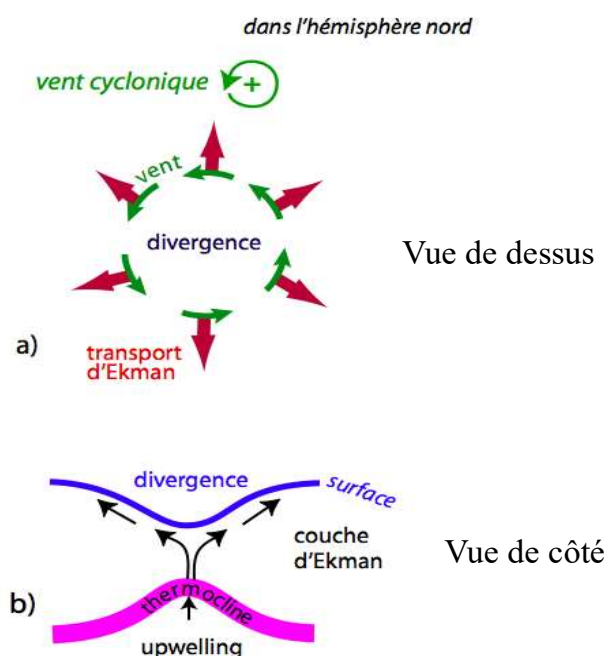
Z verticale



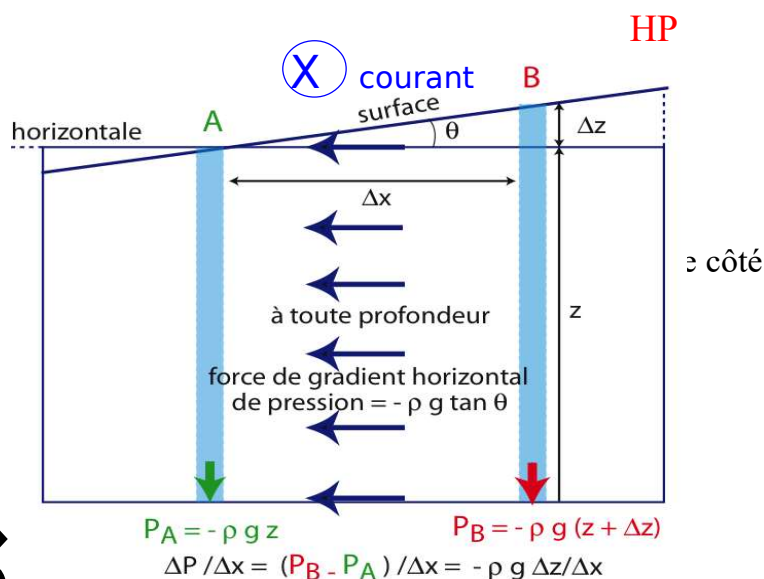
Décomposition du gradient de pression (perpendiculaire aux isobares)

- composante horizontale équilibrée par la **force de Coriolis**
- composante verticale équilibrée par la **force de gravité**
- Le **courant** est perpendiculaire au gradient de pression et à la force de Coriolis et donc parallèle aux surfaces isobares

137



## COURANT GEOSTROPHIQUE



$$\vec{F}_p + \vec{F}_c = \vec{0}$$

Sur l'axe x :  $F_p = -1/\rho \Delta P / \Delta x = -g|\Delta z|/\Delta x = -g \tan(\theta)$  et  $F_c = f v$  donc  $v = g/f \tan(\theta)$

138

La force de Coriolis est toujours perpendiculaire au courant

situation initiale

hémisphère nord

gradient de pression

courant

force de Coriolis

force de Coriolis

gradient de pression

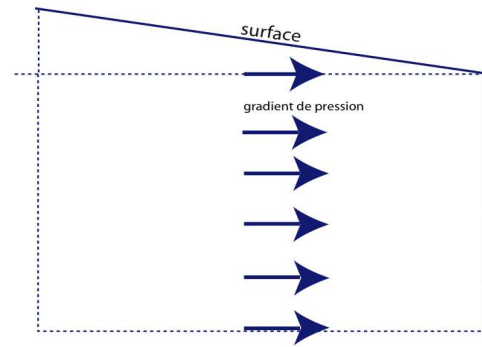
courant

situation finale

Vue de dessus

Gradient de pression

Vue de côté



Évolution du courant jusqu'à **équilibre géostrophique** en présence d'un gradient de pression :

la **force de Coriolis** dévie le courant vers la droite dans l'hémisphère nord (vers la gauche dans l'hémisphère sud) et le courant tourne autour du centre de pression // isobares

139

Le **courant** est perpendiculaire au gradient de pression (à droite, hémisphère nord) et parallèle aux isobares

situation initiale

hémisphère nord

gradient de pression

courant

force de Coriolis

force de Coriolis

gradient de pression

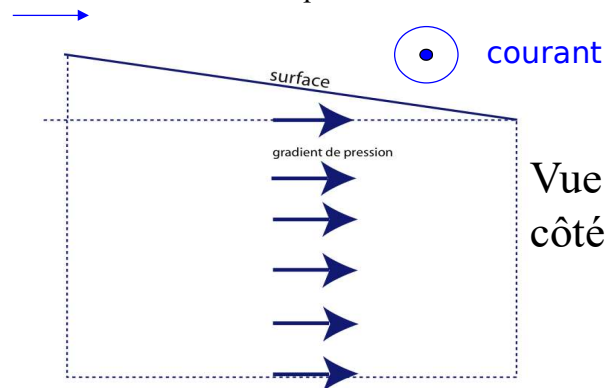
courant

situation finale

Vue de dessus

Gradient de pression

Vue de côté

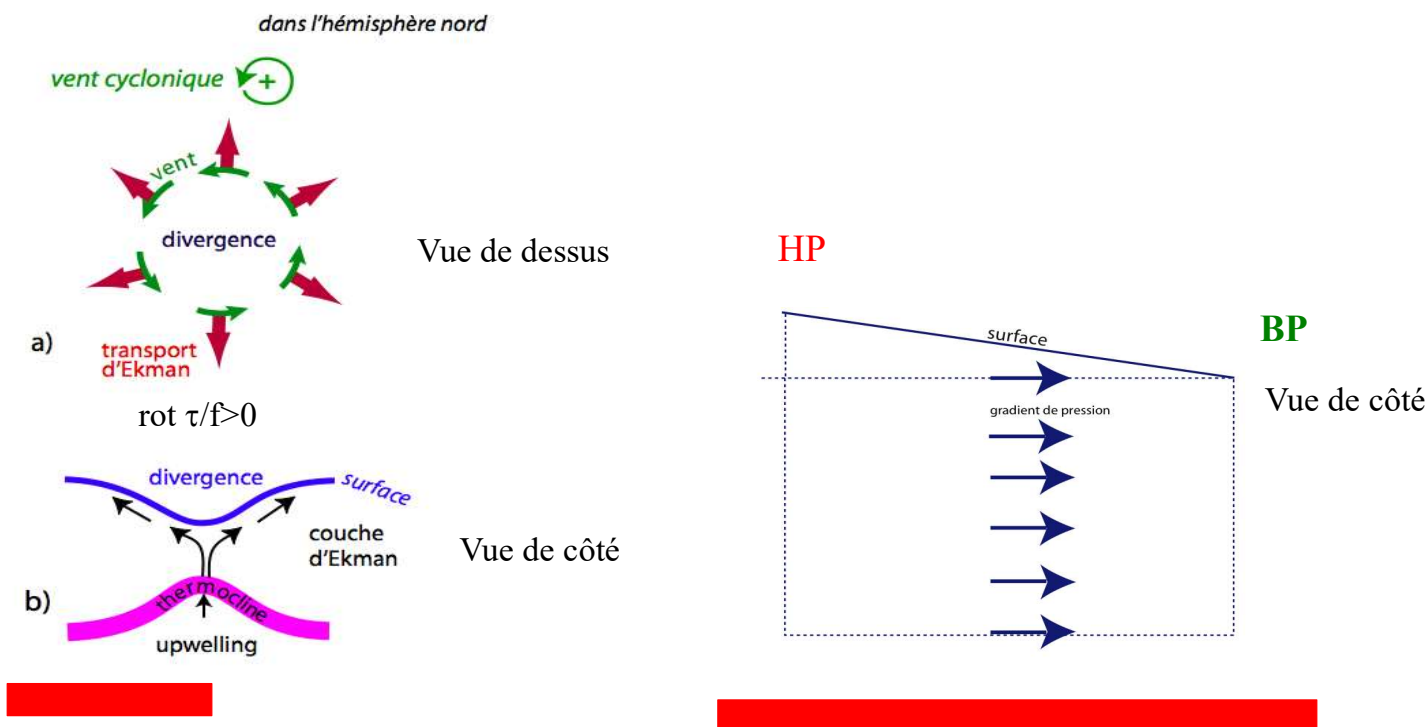


Évolution du courant en **équilibre géostrophique** en présence d'un gradient de pression :

la **force de Coriolis** dévie le courant vers la droite dans l'hémisphère nord (vers la gauche dans l'hémisphère sud) et le courant tourne autour du centre de pression // isobares

140

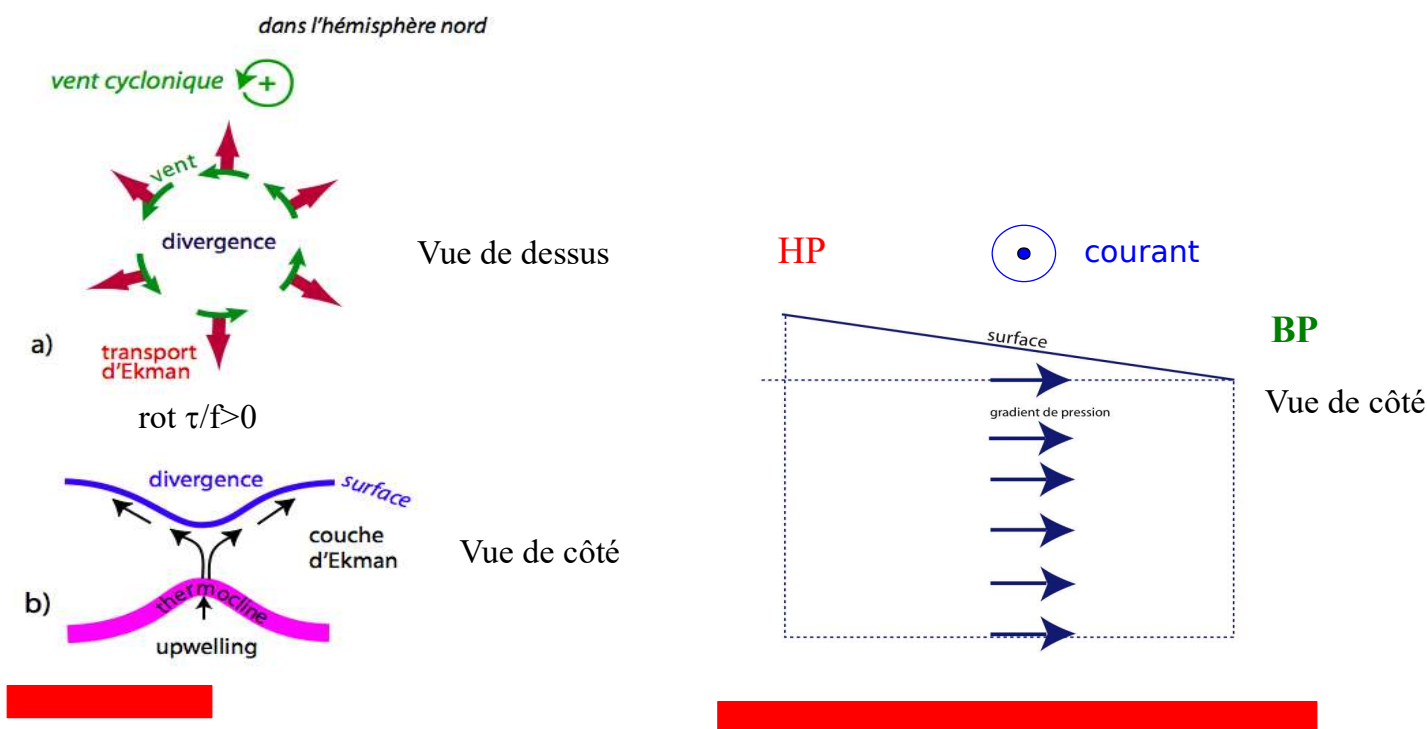




Dans quel sens va le courant géostrophique ?

141

(Fieux, 2010)



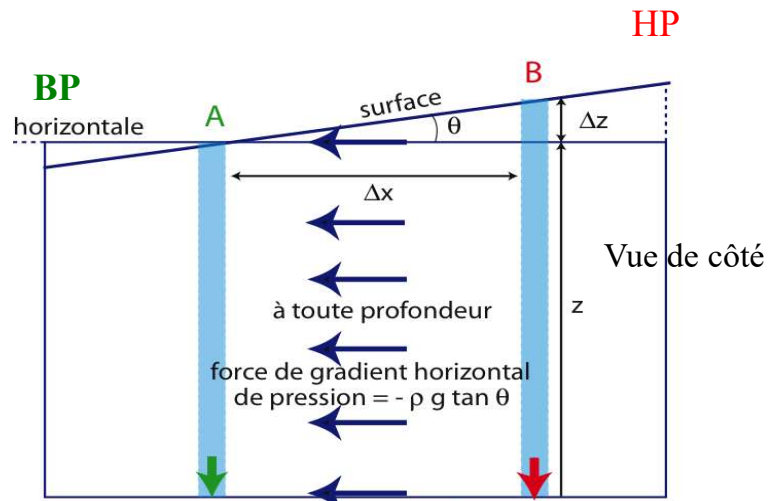
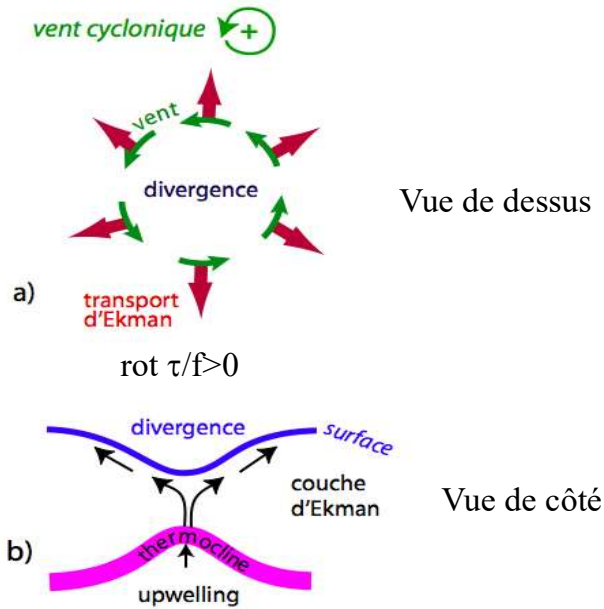
Sens du courant géostrophique

142

(Fieux, 2010)

dans l'hémisphère nord

## COURANT GEOSTROPHIQUE ?

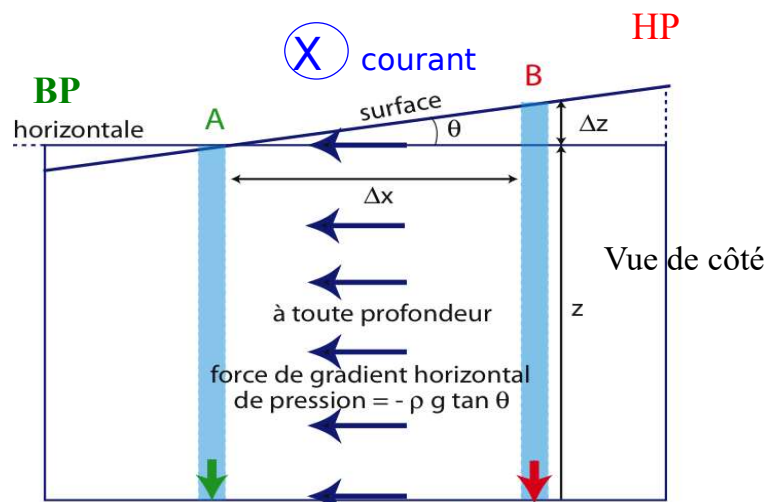
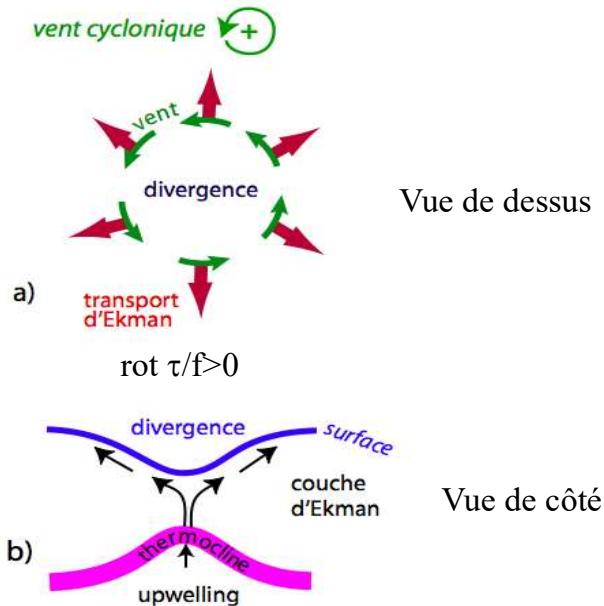


la force de Coriolis  
dévie le courant vers la droite  
dans l'hémisphère nord

143

dans l'hémisphère nord

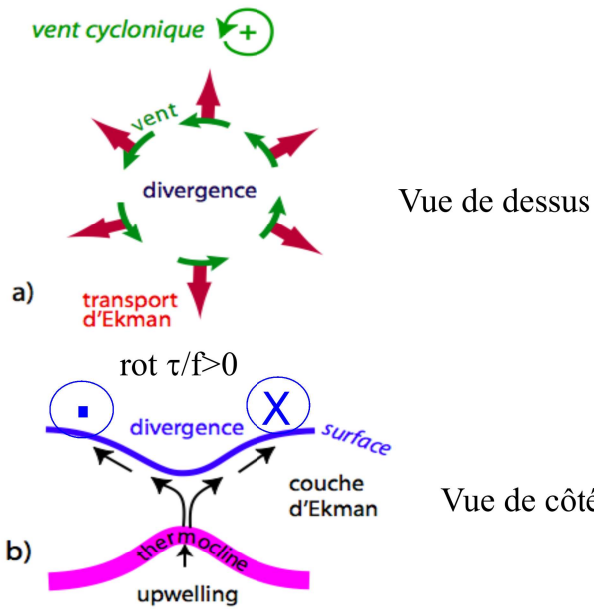
## COURANT GEOSTROPHIQUE



la force de Coriolis  
dévie le courant vers la droite  
dans l'hémisphère nord

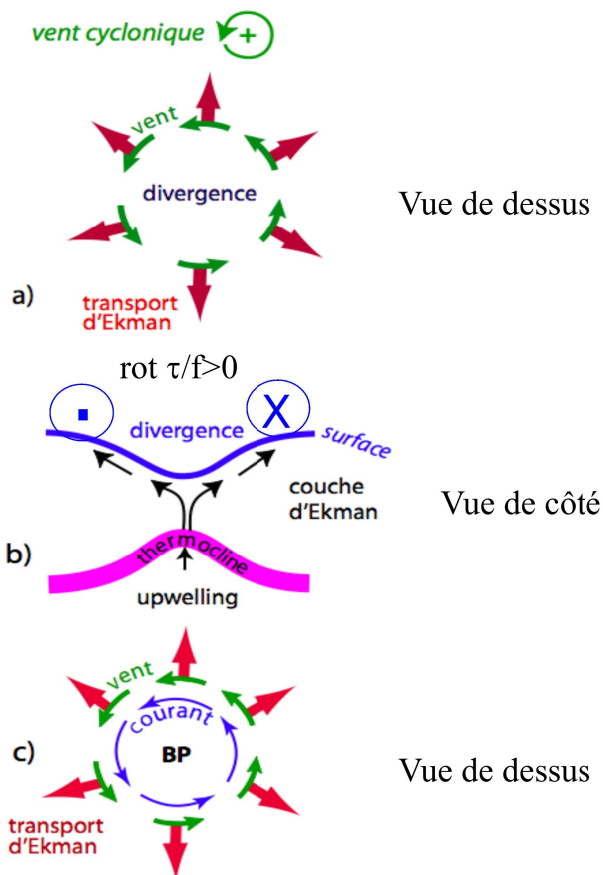
144

dans l'hémisphère nord



Dans les cas des gyres subpolaires  
ex Gyre subpolaire de l'Atlantique Nord

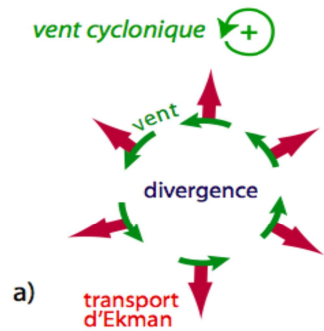
dans l'hémisphère nord



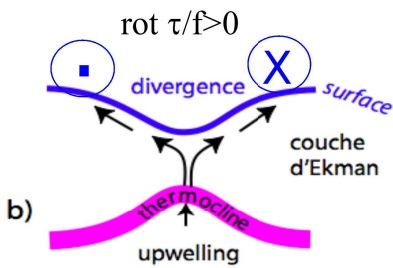
Dans les cas des gyres subpolaires  
ex Gyre subpolaire de l'Atlantique Nord



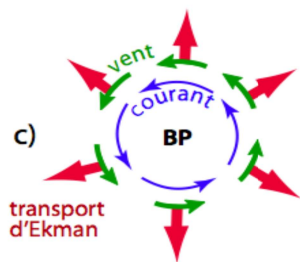
dans l'hémisphère nord



Vue de dessus

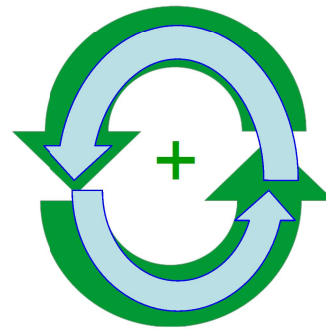


Vue de côté

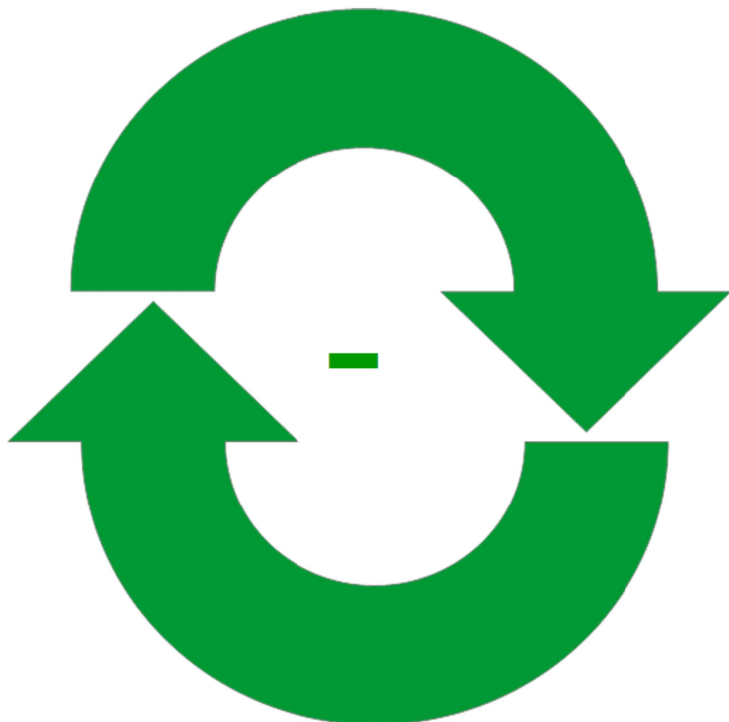


Vue de dessus

Dans les cas des gyres subpolaires  
ex Gyre subpolaire de l'Atlantique Nord



147

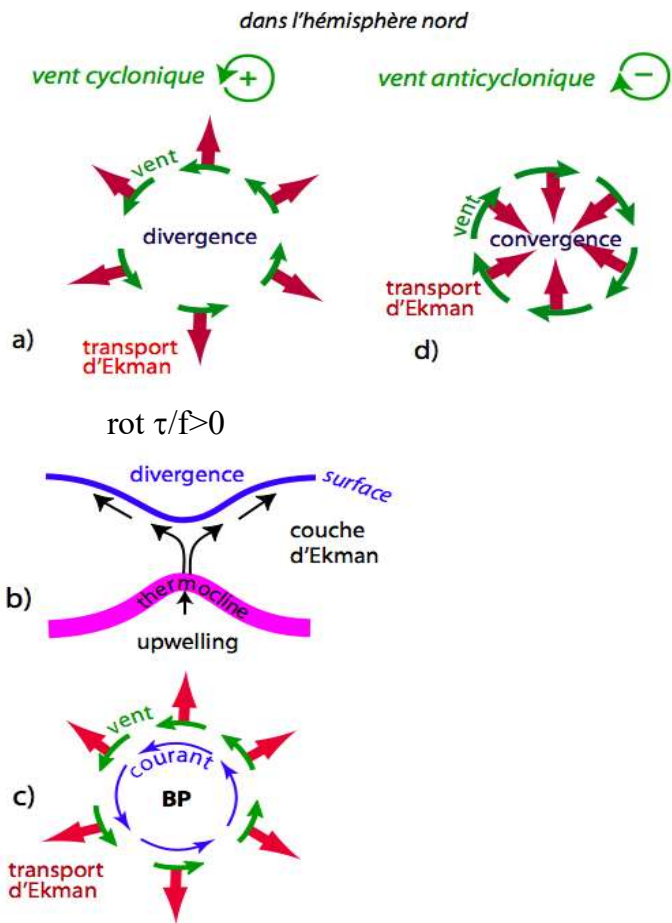


Vent vu de dessus

Dans les cas des HP (haute pression)  
ex Hautes pressions des Açores  
(au nord de l'équateur)

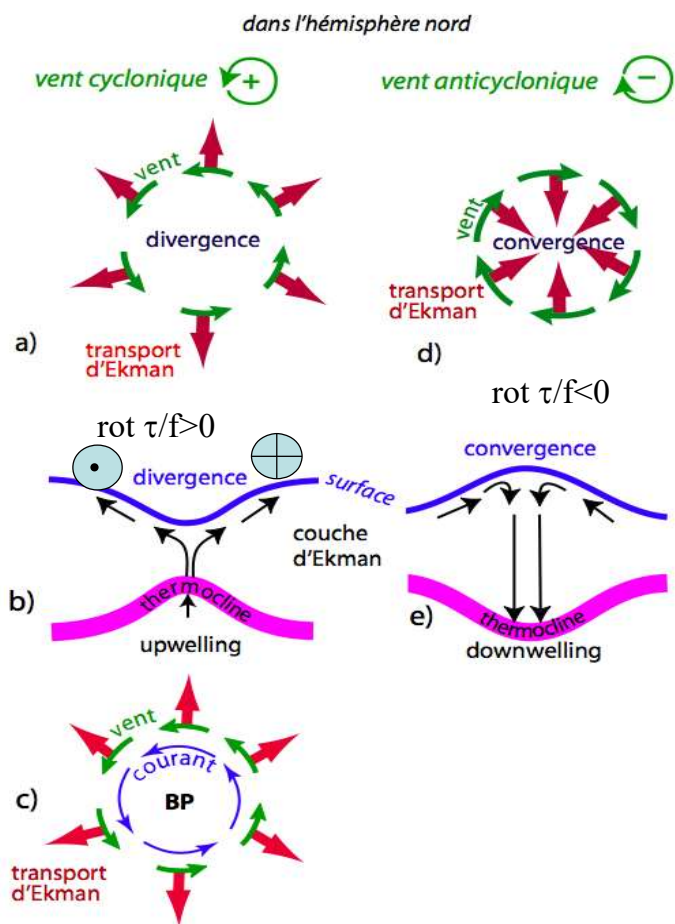


148



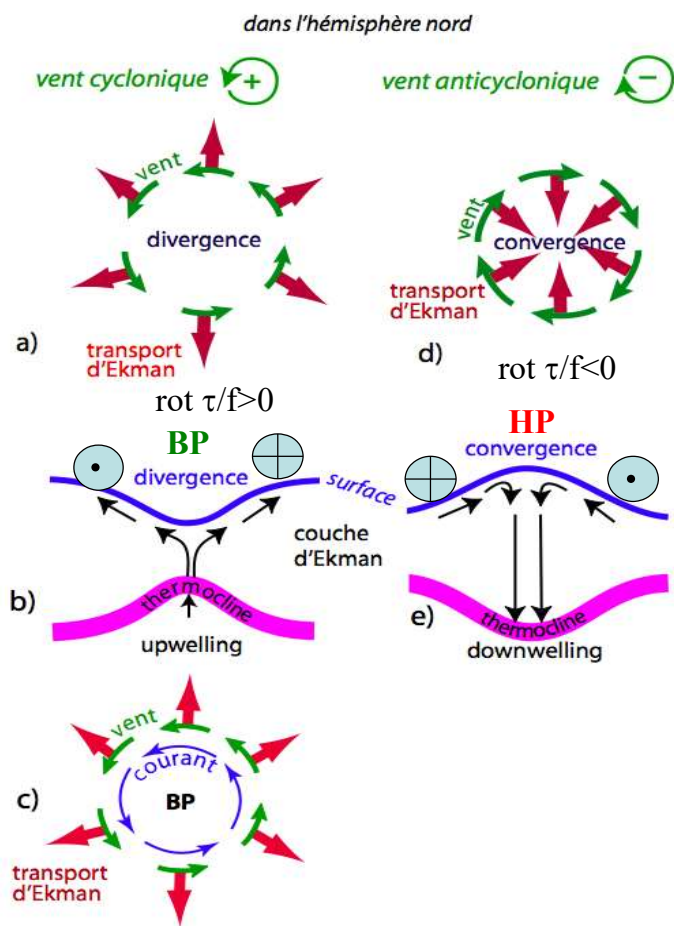
Dans les cas des HP (haute pression)  
ex Hautes pressions des Açores  
(au nord de l'équateur)

149



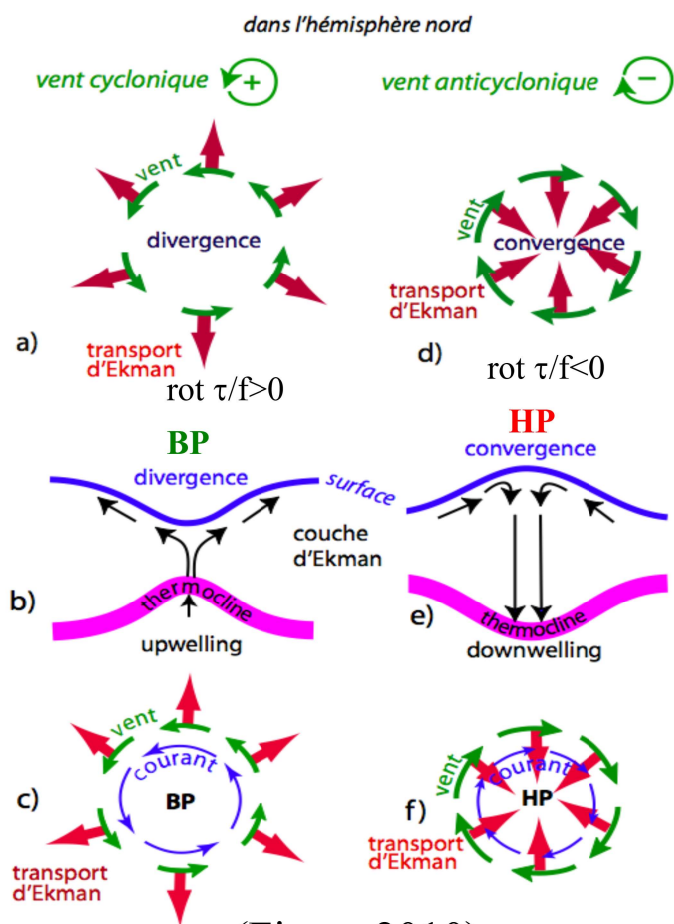
Dans les cas des gyres subtropicales  
ex Gyre subtropicale de l'Atlantique Nord  
(au nord de l'équateur)

150



Dans les cas des gyres subtropicales  
ex Gyre subtropicale de l'Atlantique Nord  
(au nord de l'équateur)

151



Dans les cas des gyres subtropicales  
ex Gyre subtropicale de l'Atlantique Nord  
(au nord de l'équateur)

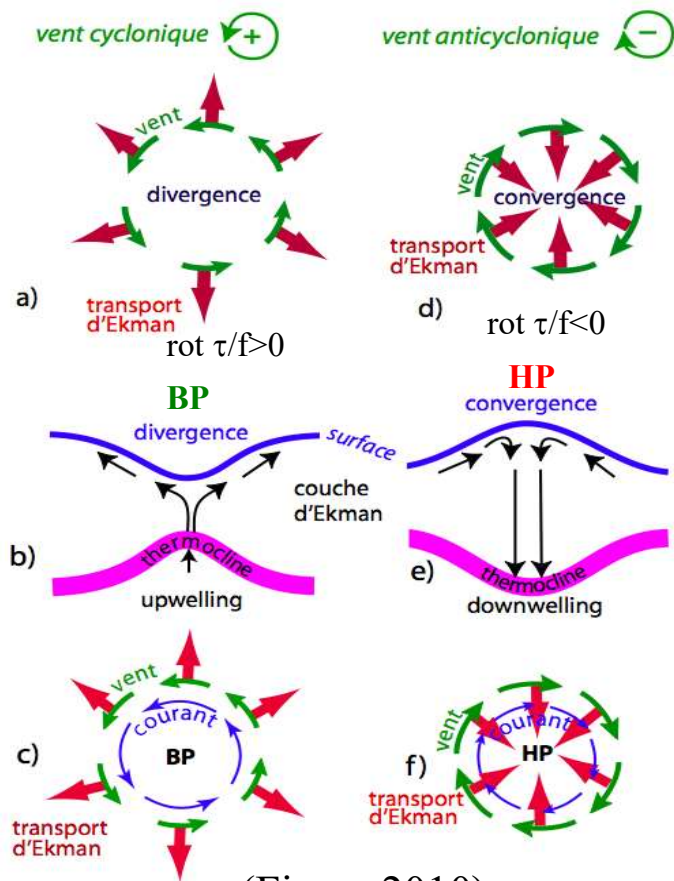


152

(Fieux, 2010)



dans l'hémisphère nord



(Fieux, 2010)

Dans les cas des gyres subpolaires  
&  
des gyres subtropicales  
de l'Atlantique Nord

BILAN FINAL

Ekman courant à droite du vent  
+ Géostrophie

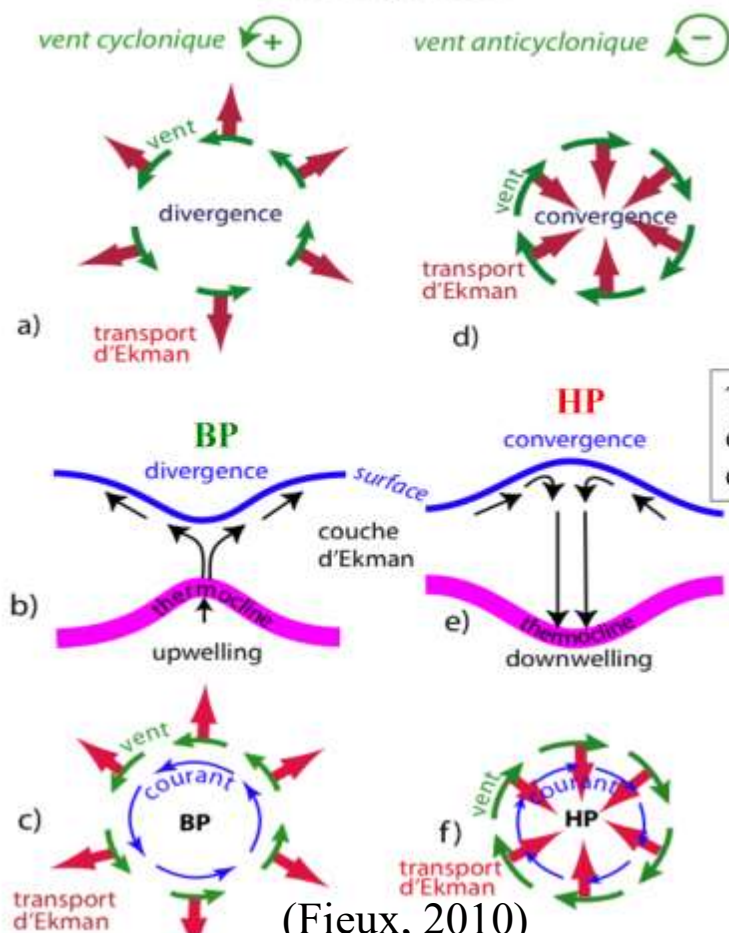
=

**COURANT** dans le même sens  
que le **VENT INITIAL**

Valable pour toutes les circulations  
à grande échelle  
(gyres subtropicales ou subpolaires)

153

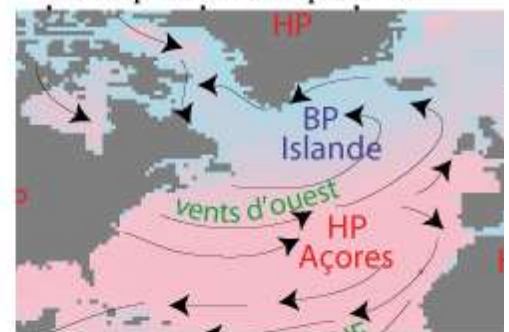
dans l'hémisphère nord



(Fieux, 2010)

Exemples Atlantique nord

Pressions  
et vents



Topographie  
de la surface  
et courants déduits

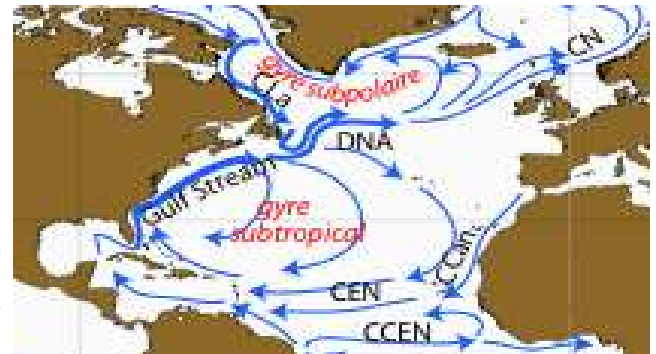
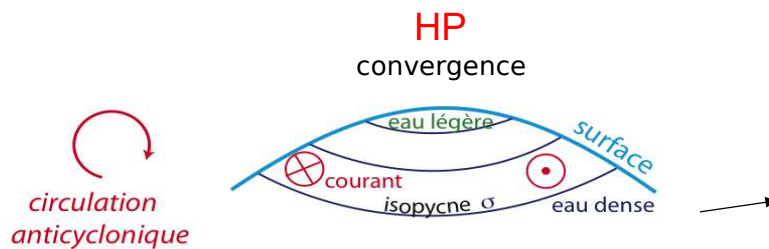


Schéma de  
la circulation



Distribution des densités  
et pente de la surface  
Pour l'hémisphère nord

La vitesse du courant est fonction de  
la pente des isopycnes



Le courant tourne autour du centre de pression

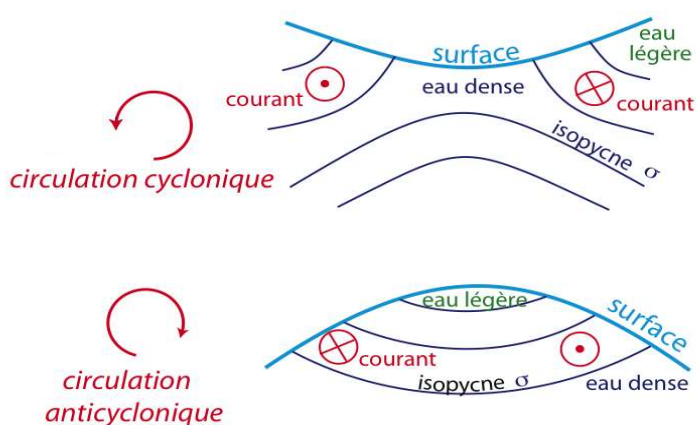
- vers la **droite** autour d'une **haute pression** dans l'hémisphère **nord**,
- et vers la **gauche** dans l'hémisphère **sud**

155

Distribution des densités  
et pente de la surface

La vitesse du courant est fonction de  
la pente des isopycnes

pour l'hémisphère Nord



Le courant tourne autour du centre de pression

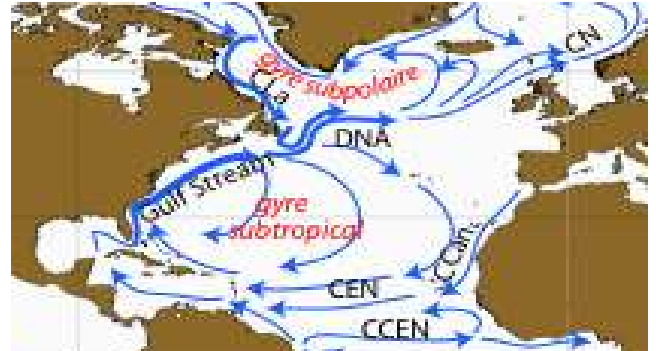
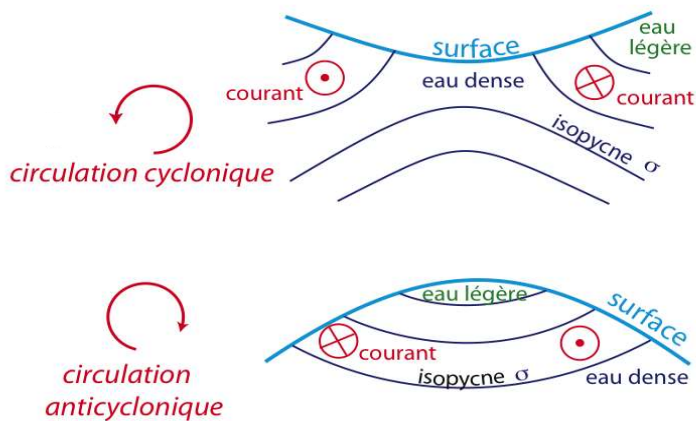
- vers la **droite** autour d'une **haute pression** dans l'hémisphère nord,
- vers la **gauche** autour d'une **basse pression** dans l'hémisphère nord
- et inversement dans l'hémisphère sud

156

Distribution des densités  
et pente de la surface

La vitesse du courant est fonction de  
la pente des isopycnes

pour l'hémisphère Nord



Le courant tourne autour du centre de pression

- vers la **droite** autour d'une **haute pression** dans l'hémisphère nord,
- vers la **gauche** autour d'une **basse pression** dans l'hémisphère nord
- et inversement dans l'hémisphère sud

157

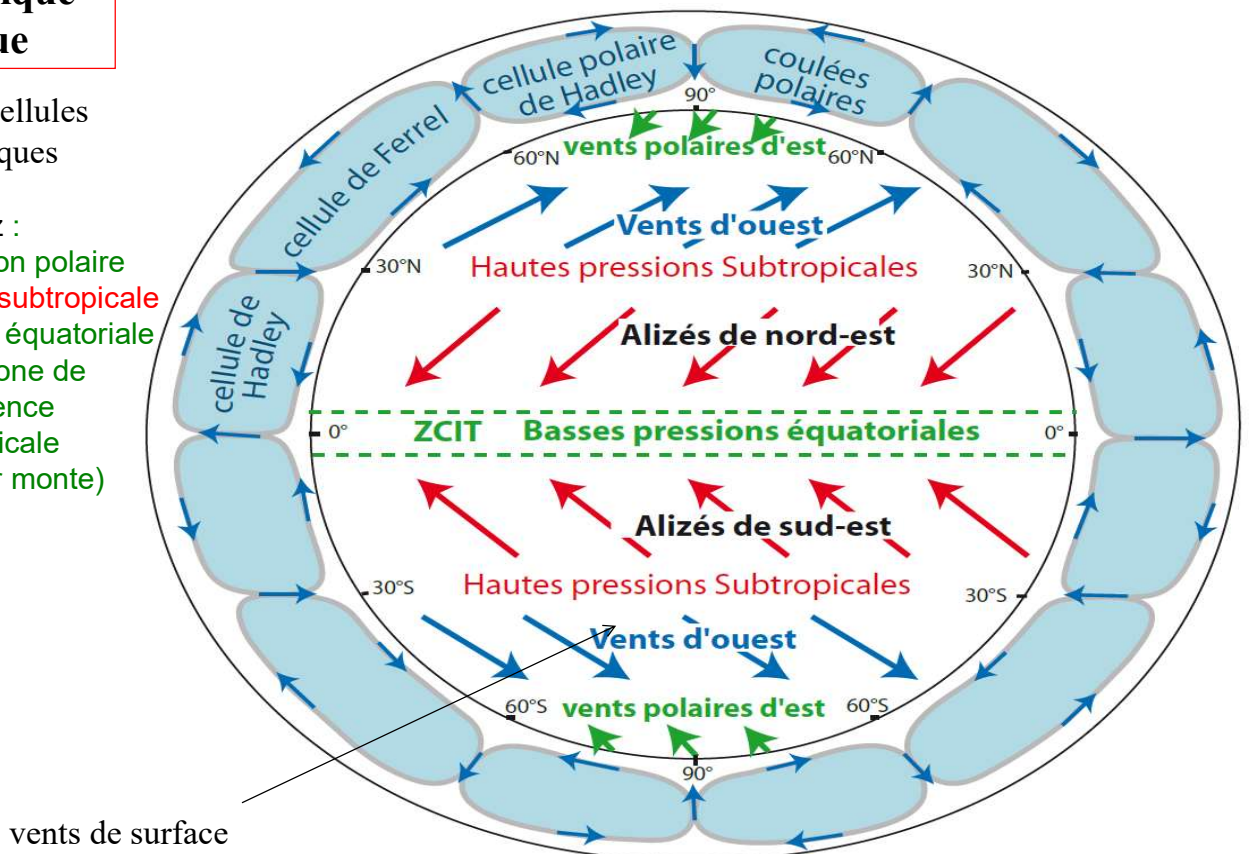
## circulation atmosphérique théorique

À cause des cellules  
atmosphériques

Notez :

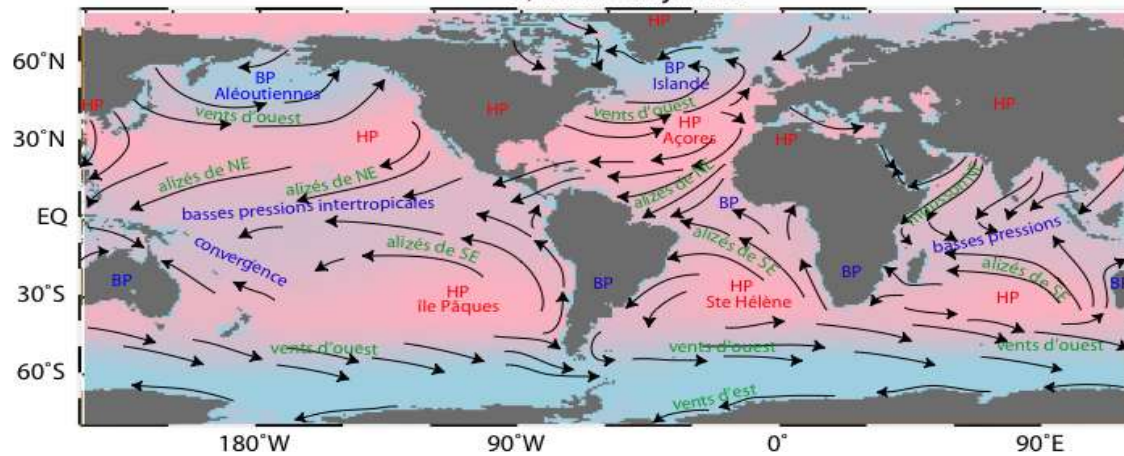
Basse pression polaire  
Haute pression subtropicale  
Basse pression équatoriale  
(=ZCIT = zone de  
convergence  
Intertropicale  
mais où l'air monte)

Schéma de circulation atmosphérique théorique **sans continent**





a) Vents en janvier



Principaux  
centres de  
pression  
atmosphérique

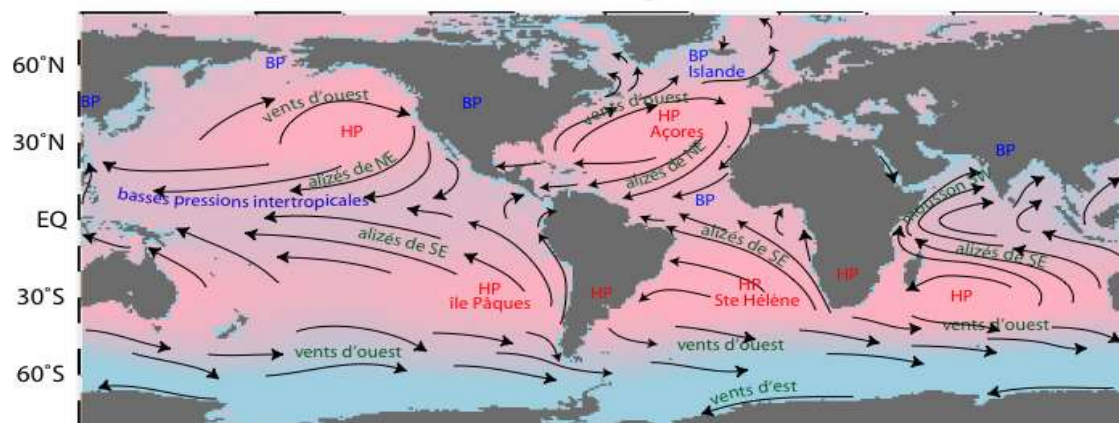
HP en rouge

BP en bleu

et vents  
de surface

Associés

b) Vents en juillet



Notez sur les  
continents

Hiver : HP

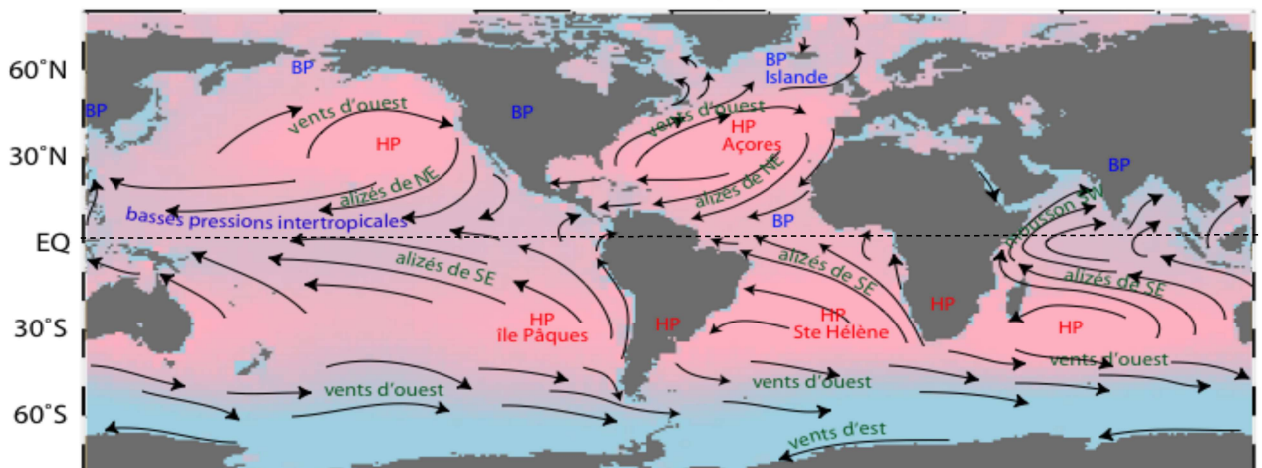
(air froid lourd)

Ete : BP

(air chaud léger)

159

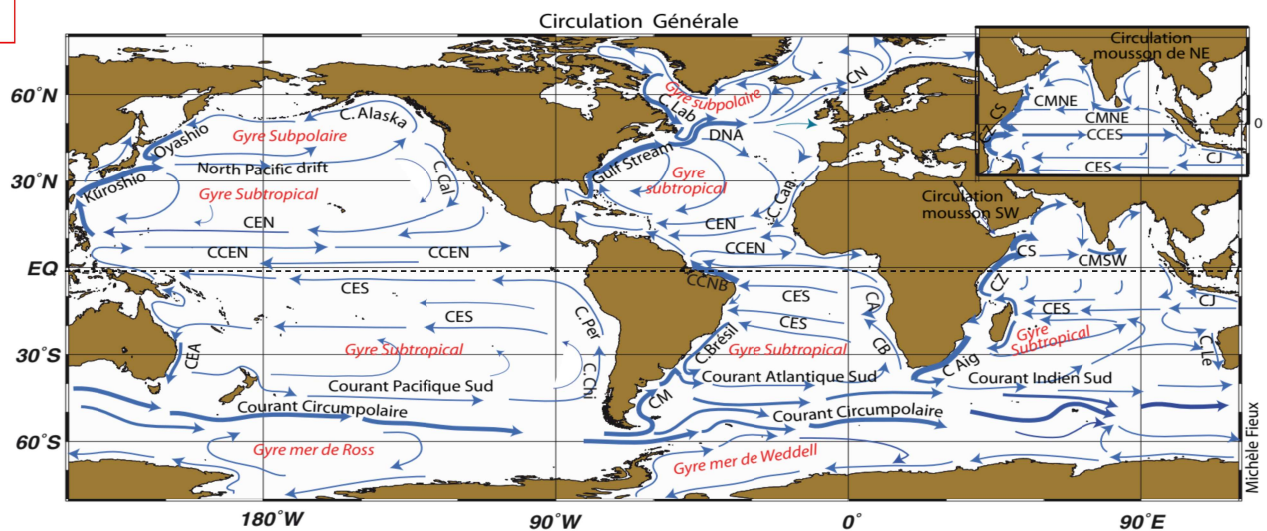
Vents  
(juillet)



comparaison

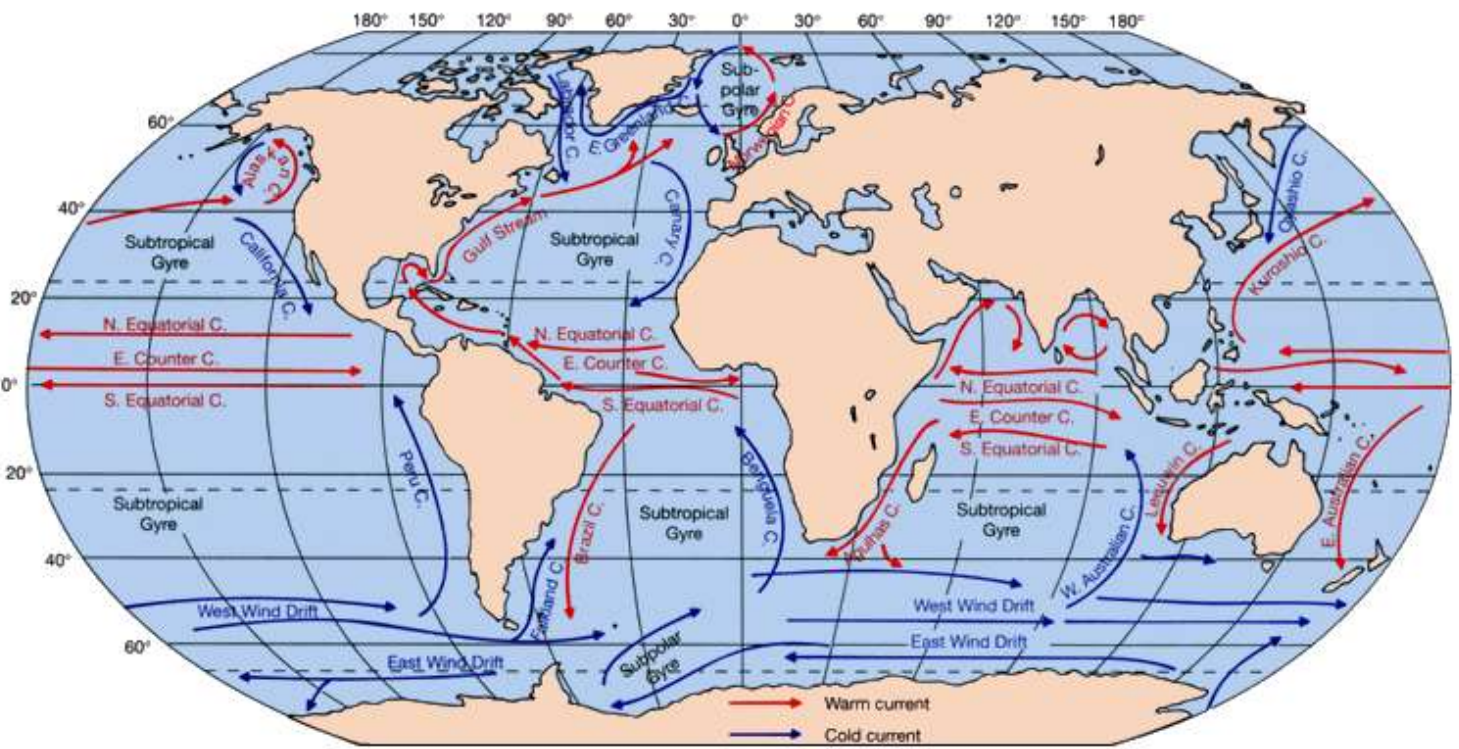
Courants  
Moyens  
(juillet)

Encart pour  
Indien nord  
en janvier



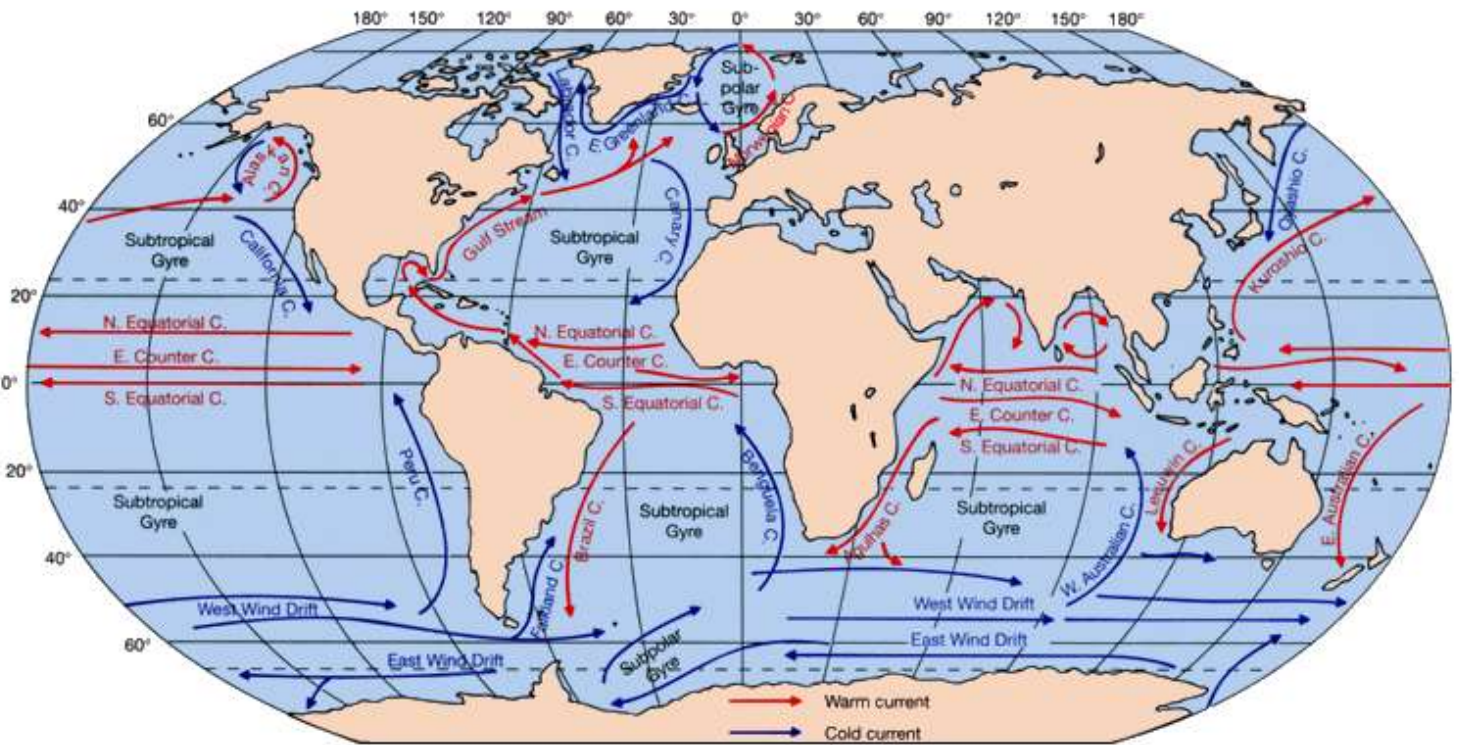


## Wind-Driven Surface Currents in February and March



© 1996 by Prentice-Hall, Inc.

161



© 1996 by Prentice-Hall, Inc.

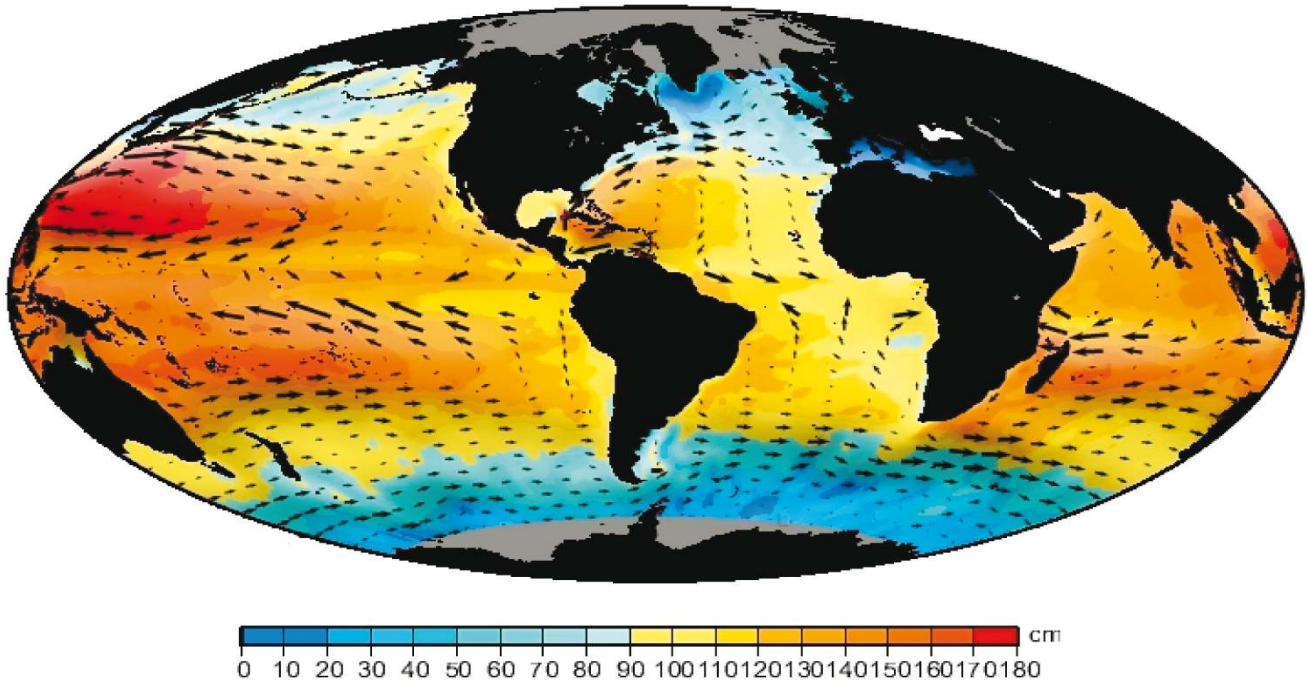
### Notez

Les courants rouges chauds : vont de l'équateur vers les pôles

Les courants bleux froids : vont des pôles vers l'équateur

162

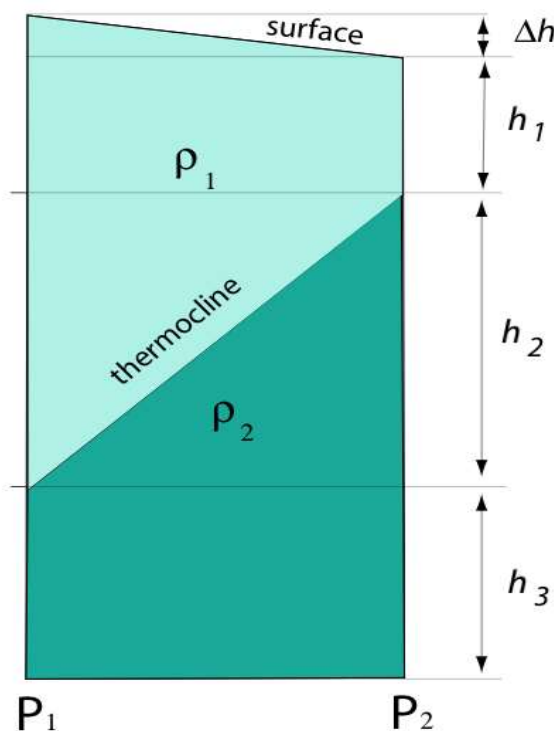
Topographie du niveau de la mer obtenue par altimétrie  
et courants déduits de cette topographie



La mesure de la déformation de la surface de la mer (ou topographie dynamique) par rapport au géoïde permet de calculer le courant de surface géostrophique

163

### QUESTION



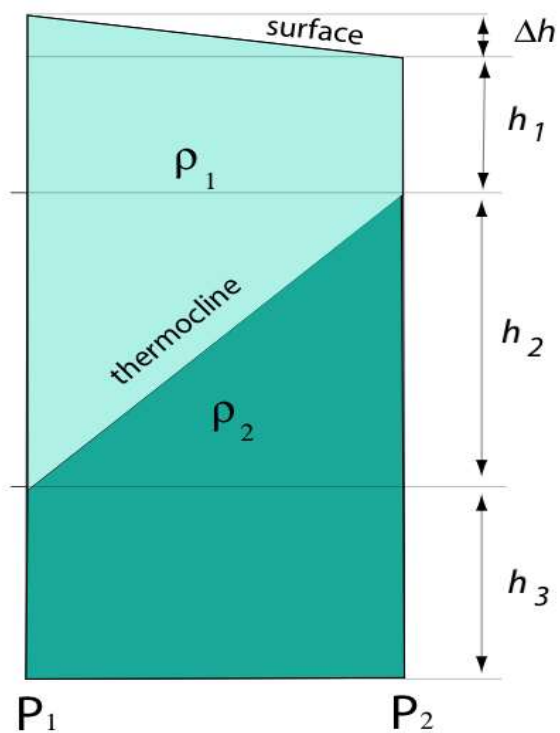
Calcul du rapport entre la pente de la surface et la pente de la thermocline ( sachant que  $p = \rho g h$  ).

Compensation en profondeur de la pente de la surface dans un océan à 2 couches de densité différentes: - les pressions  $P_1 = P_2$  en profondeur

- $h_2$  - la masse volumique  $\rho_1 = 1024 \text{ kg/m}^3$
- la masse volumique  $\rho_2 = 1026 \text{ kg/m}^3$
- $\Delta h$  = pente de la surface
- $h_2$  = pente de la thermocline

$h_3$  - *Calcul de  $h_2$  par rapport à  $\Delta h$*





Pression  $P = \rho gh$

$P_1 = P_2$

$$(\rho_1(h_1 + h_2 + \Delta h) + \rho_2 h_3)g = (\rho_1 h_1 + \rho_2(h_2 + h_3))g$$

$$\Delta h \rho_1 + \rho_1 h_2 = \rho_2 h_2$$

$$\Delta h \rho_1 = h_2(\rho_2 - \rho_1)$$

$$\Delta h \rho_1 / (\rho_2 - \rho_1) = h_2$$

A.N. Avec  $\rho_1 = 1024$  et  $\rho_2 = 1026$

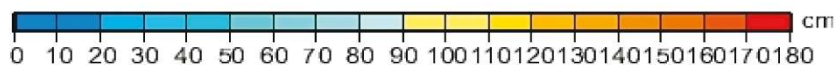
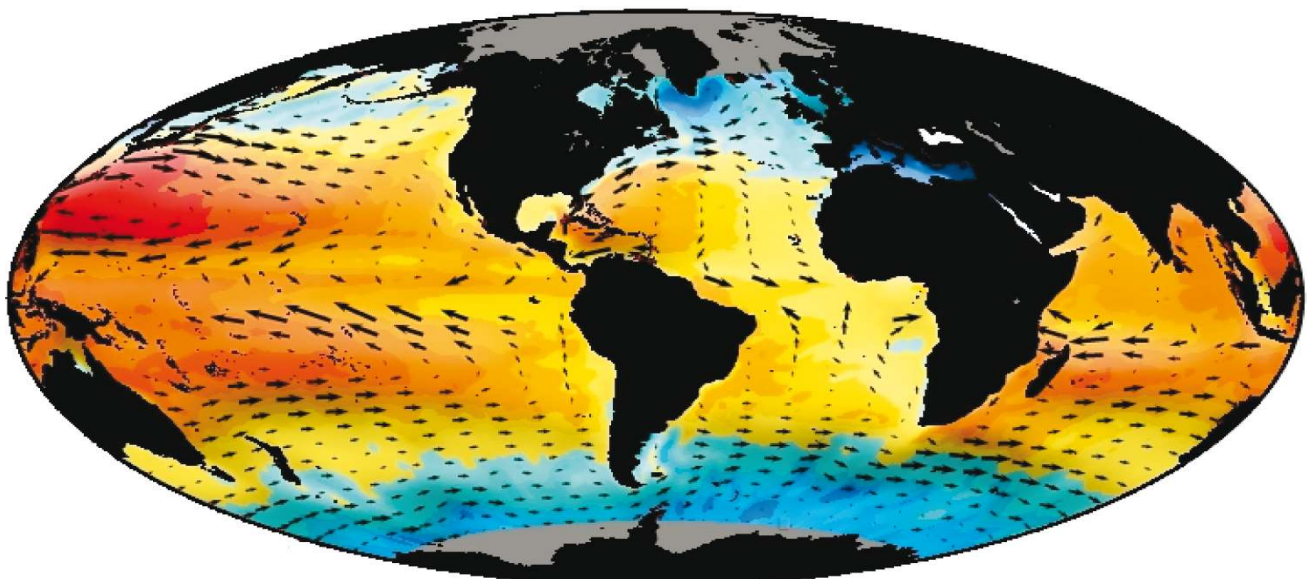
$h_2 = 1024/2 \Delta h$  soit environ  $500 \Delta h$

$h_2 = \text{environ } 500 \Delta h$

La pente de la thermocline est environ **500 fois** plus forte que la pente de la surface et donc mesurable plus facilement (attention: elle est en sens inverse de celle qui est vue par les satellites)

165

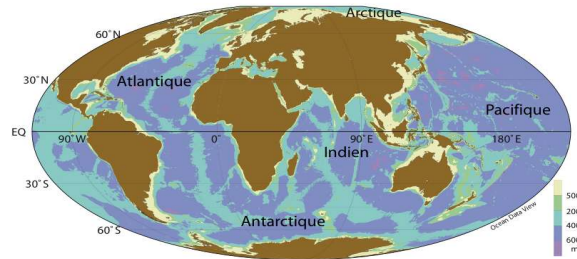
Topographie du niveau de la mer obtenue par altimétrie  
et **courants déduits** de cette topographie



La mesure de la déformation de la surface de la mer (ou topographie dynamique) par rapport au géoïde permet de calculer le courant de surface géostrophique

166

# COURS D'OCÉANOGRAPHIE RÉGIONALE



## INTRO (JLD 12)

### GÉNÉRALITÉS (AP 4)

- Caractéristiques de l'océan
- Échanges de chaleur et d'eau entre l'océan et l'atmosphère
- Masses d'eau - analyse hydrologique
- Circulation océanique
- **Rôle du vent près des côtes**
- Changement climatique (JLD 2)

### OCÉANS ANTARCTIQUE (JLD 4), ATLANTIQUE (AP 4), ARCTIQUE (AD 2), INDIEN (JLD 2), PACIFIQUE (AP 2), MEDITERRANEE (AD 6)

- Caractéristiques géographiques
- Climatologie : Pressions, régime des vents, précipitations
- Circulation de surface
- Hydrologie, masses d'eau

## RESUME (AD 2)

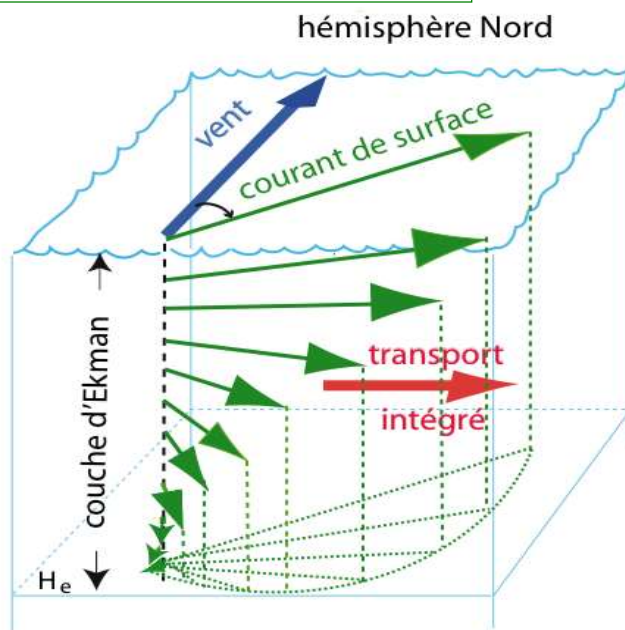
167

### Effets du vent local

**Tension du vent** ( $\tau$ )

+

**force de Coriolis**



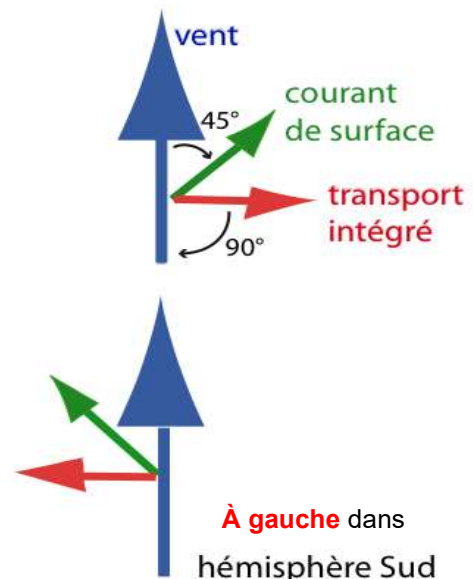
(a)

### Transport d'Ekman ( $\tau/\rho f$ )

$$(\tau = c_d \rho_a U^2, f = 2 \Omega \sin \phi)$$

est perpendiculaire au vent

**À droite** dans hémisphère Nord



(b)

**À gauche** dans hémisphère Sud

168

## Equations horizontales - Géostrophie et spirale d'Ekman

$$f v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left( A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) = 0$$

$$-f u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left( A_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) = 0$$

Soit, en considérant une masse volumique homogène :

$$f v - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial x} + F_x = 0$$

$$-f u - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial y} + F_y = 0$$

où  $F_x = \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \tau_x}{\partial z}$  et  $F_y = \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \tau_y}{\partial z}$  sont les composantes de la force de frottement du vent horizontale dont l'influence se répercute à l'intérieur de l'océan (selon la direction Oz) par viscosité turbulente, avec  $\tau_x$  et  $\tau_y$  les composantes horizontales de la tension de frottement (*stress ou tension de frottement*).

169

### Solution intégrée

On considère la solution du problème comme la somme des solutions de deux problèmes séparés.

On prend  $\vec{v} = \vec{v}_G + \vec{v}_E$ , avec  $\vec{v}_G$  vitesse géostrophique et  $\vec{v}_E$  vitesse due au forçage du vent, respectivement solutions des deux systèmes suivantes :

Équations géostrophiques	$-f v_G = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial x}$	Équations <u>d'Ekman</u>	$+f v_E = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \tau_x}{\partial z}$
	$+f u_G = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial y}$		$-f u_E = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \tau_y}{\partial z}$

En intégrant les équations d'Ekman d'une profondeur  $-z_E$  où l'effet du vent est négligeable, jusqu'à la surface on obtient

$$\begin{aligned} +f \int_{-z_E}^0 v_E dz &= -\frac{1}{\rho_o} \int_{-z_E}^0 \frac{\partial \tau_x}{\partial z} dz = -\frac{1}{\rho_o} [-\tau_x]_{-z_E}^0 = -\frac{1}{\rho_o} \tau_x(0) \\ -f \int_{-z_E}^0 u_E dz &= -\frac{1}{\rho_o} \int_{-z_E}^0 \frac{\partial \tau_y}{\partial z} dz = -\frac{1}{\rho_o} [-\tau_y]_{-z_E}^0 = -\frac{1}{\rho_o} \tau_y(0) \end{aligned}$$

avec  $(\tau_x(0), \tau_y(0))$  ou  $(\tau_{x0}, \tau_{y0})$  frottement du vent à la surface.

On écrit le résultat sous la forme :

$$M_x = \int_{-z_E}^0 u_E dz = \frac{\tau_{y0}}{\rho_o f}$$

$$M_y = \rho_o \int_{-z_E}^0 v_E dz = -\frac{\tau_{x0}}{\rho_o f}$$

$\vec{M} \equiv (M_x, M_y)$  s'appelle le transport d'Ekman, en unité de  $[L^2 T^{-1}]$ .

Note : Il peut aussi être calculé comme  $\vec{M} \equiv (\rho_o M_x, \rho_o M_y)$  en unité de  $[ML^{-1} T^{-1}]$ .



## Effets du vent local

**Force du vent (F)**  
équilibrée par  
**force de Coriolis**

## Transport d'Ekman

( $\tau = c_d \rho_{\text{air}} U^2$  ,  $f = 2 \Omega \sin \phi$ )  
est perpendiculaire au vent

**À droite** dans l'hémisphère nord

$$M_x = \frac{\tau_y(0)}{\rho f} \quad \text{et} \quad M_y = - \frac{\tau_x(0)}{\rho f}$$

$$\rho_{\text{air}} \simeq 1.2 \text{ kg m}^{-3}$$

$$C_D \simeq 10^{-3}$$

$$f_{35^\circ} = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$$

$$\rho_{\text{eau}} = 1028 \text{ kg/m}^3$$

HN si le vent souffle du Nord à 10m/s quel est le transport d'Ekman ?  
Et dans quelle direction ?

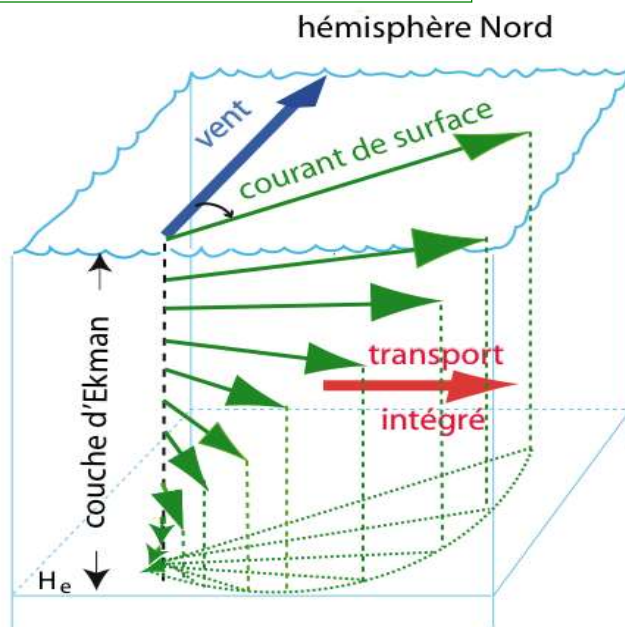
171

## Effets du vent local

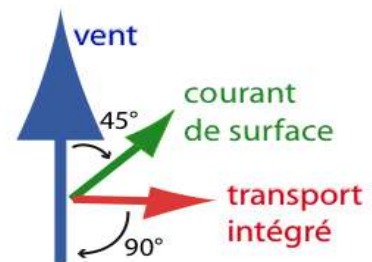
**Tension du vent ( $\tau$ )**  
équilibrée par  
**force de Coriolis ( $f$ )**

## Profondeur de la couche d'Ekman

**À droite** dans l'hémisphère Nord



(a)



## Adimensionalisation

[scaling]

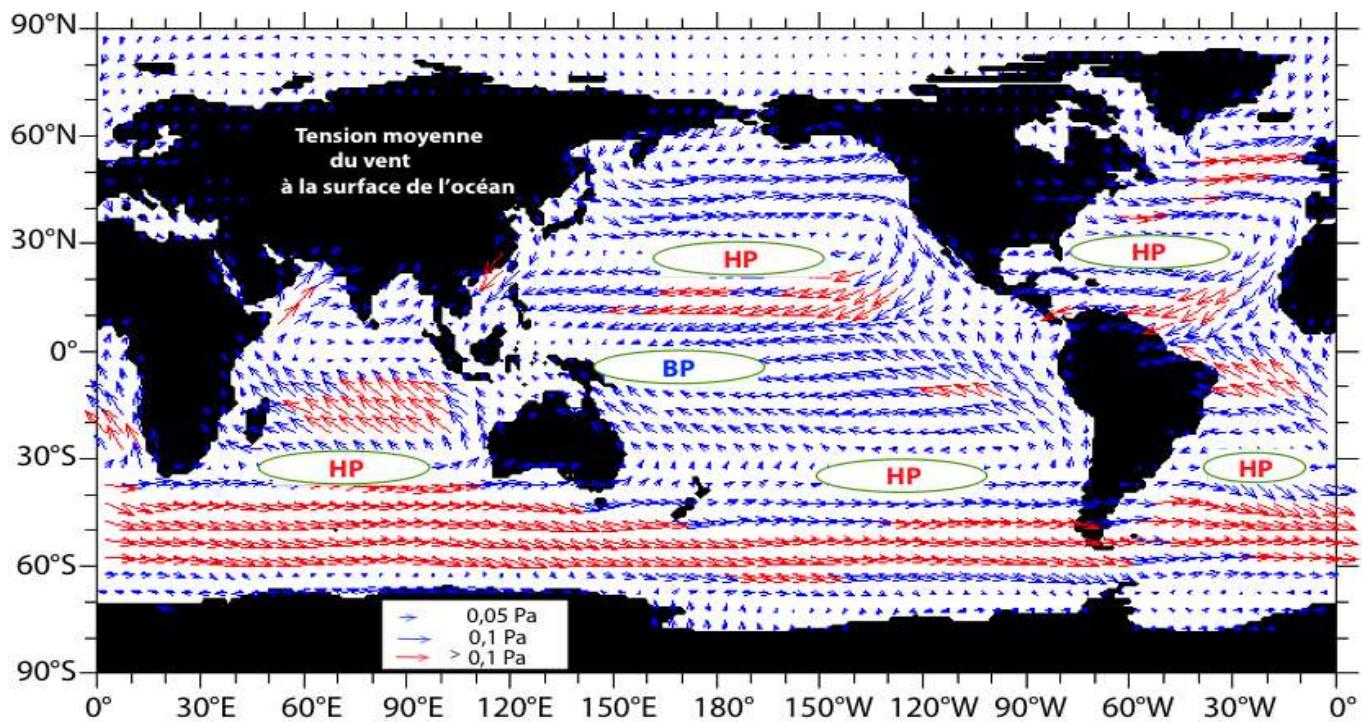
Profondeur de la couche d'Ekman

$$D \approx (Az/|f|)^{1/2}$$

AN si  $Az = 0,01 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  à  $45^\circ$

$$D \approx 10 \text{ m}$$

Attention, c'est un ordre de grandeur



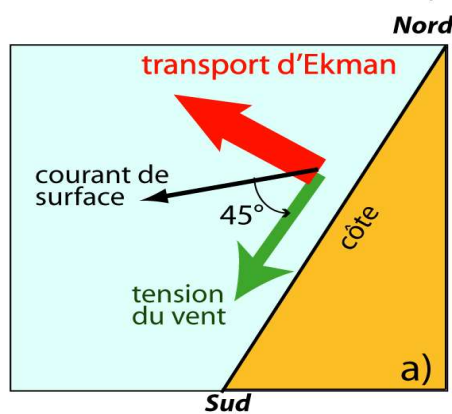
Moyenne annuelle de la **tension du vent** ( $\tau = c_d \rho U^2$ )

(valeurs **les plus fortes en rouge**)

173

Effet d'un vent soufflant parallèlement à une côte

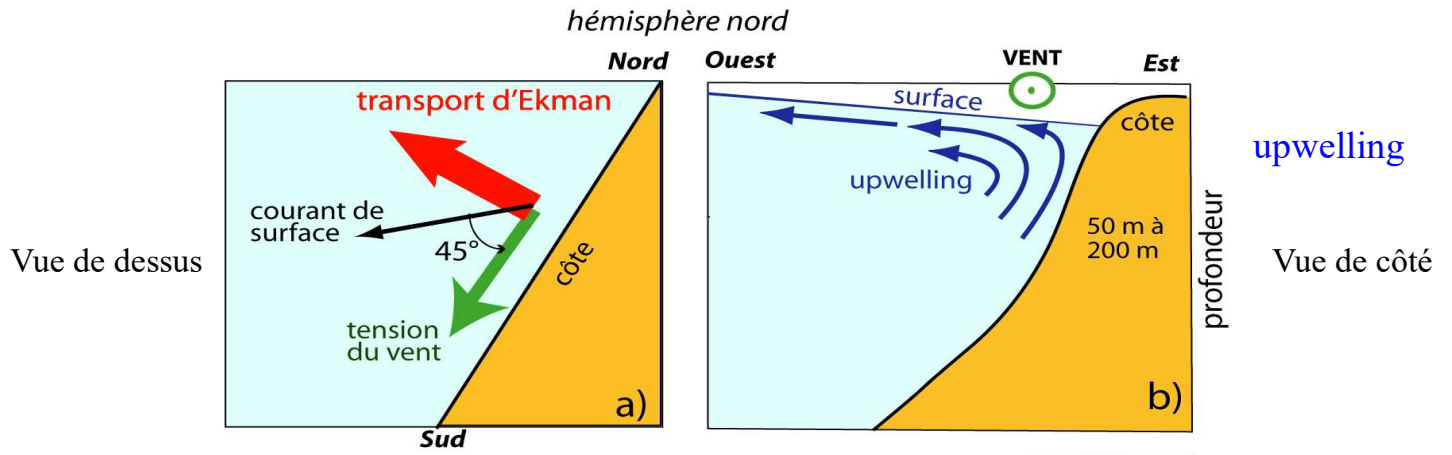
*hémisphère nord*



Vue de dessus

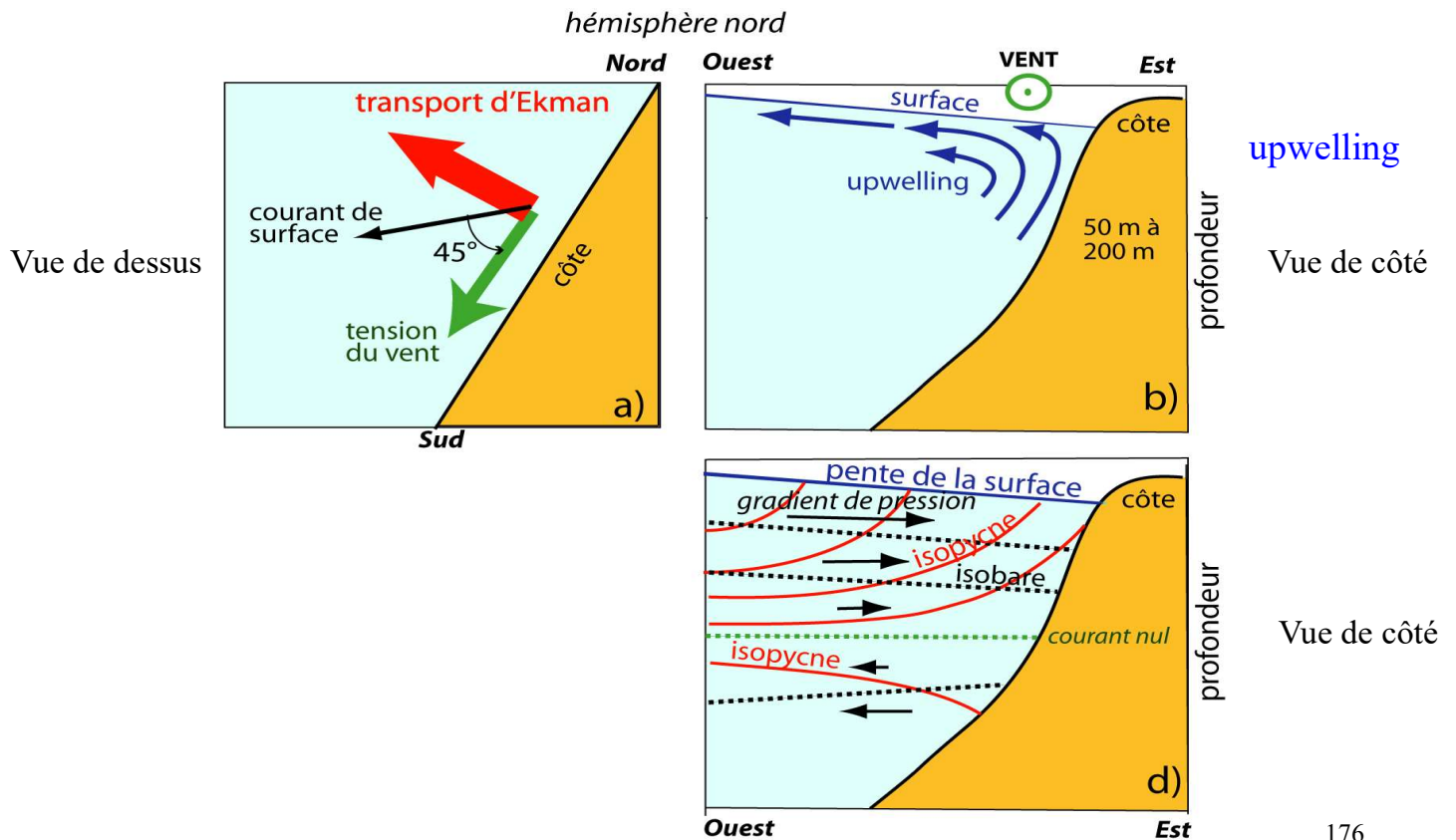
174

## Effet d'un vent soufflant parallèlement à une côte



175

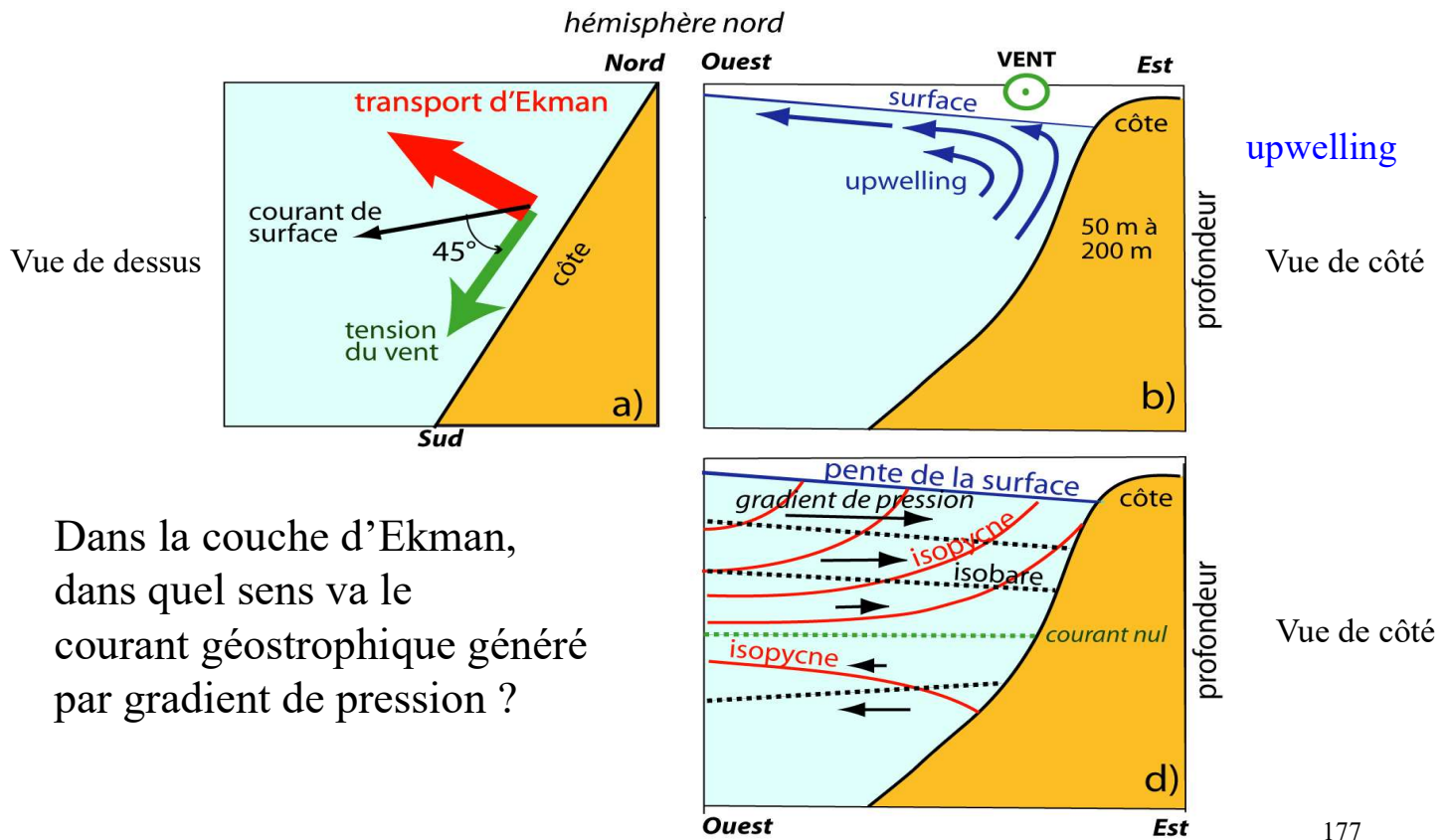
## Effet d'un vent soufflant parallèlement à une côte



176

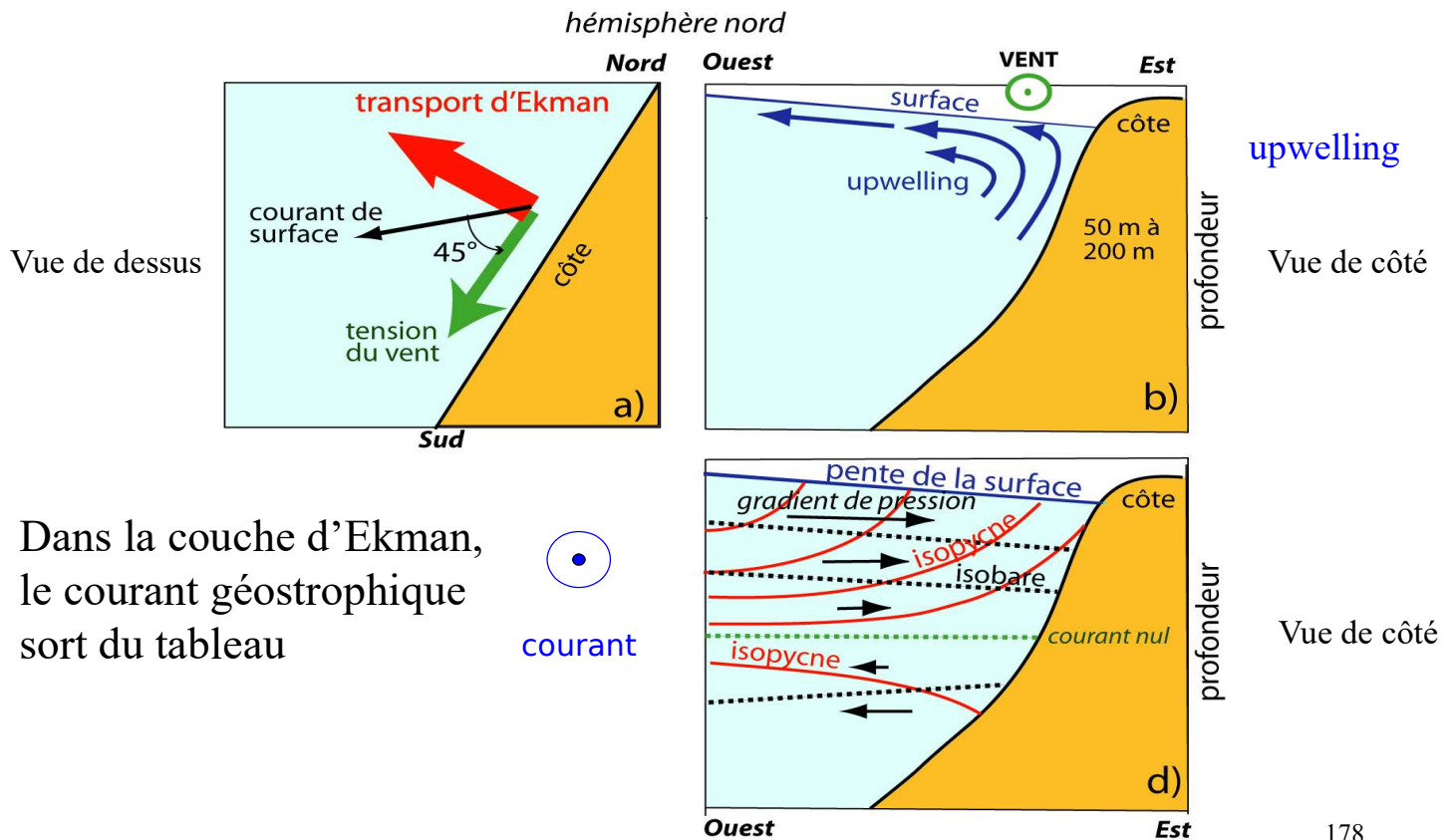


## Effet d'un vent soufflant parallèlement à une côte



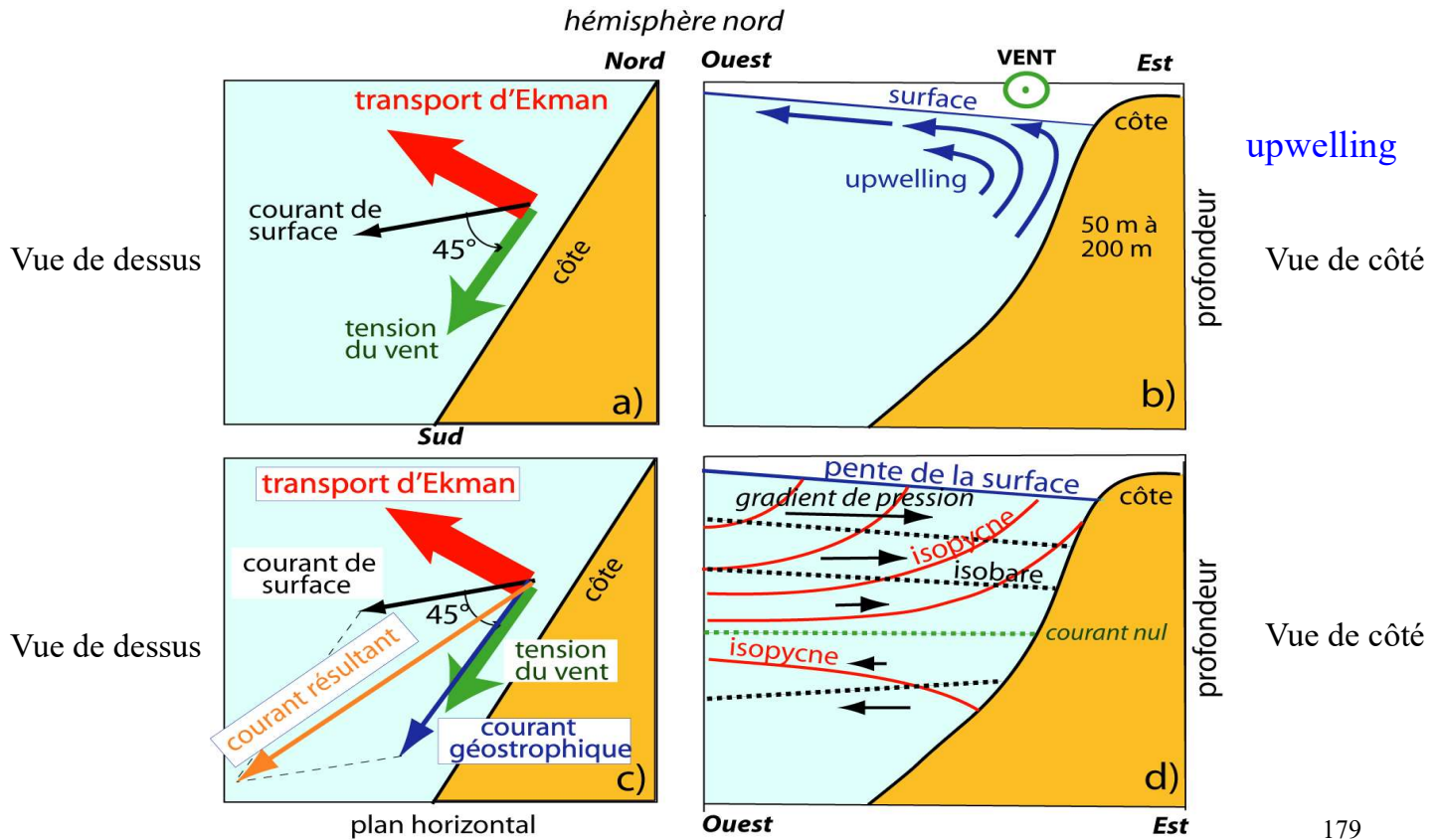
177

## Effet d'un vent soufflant parallèlement à une côte



178

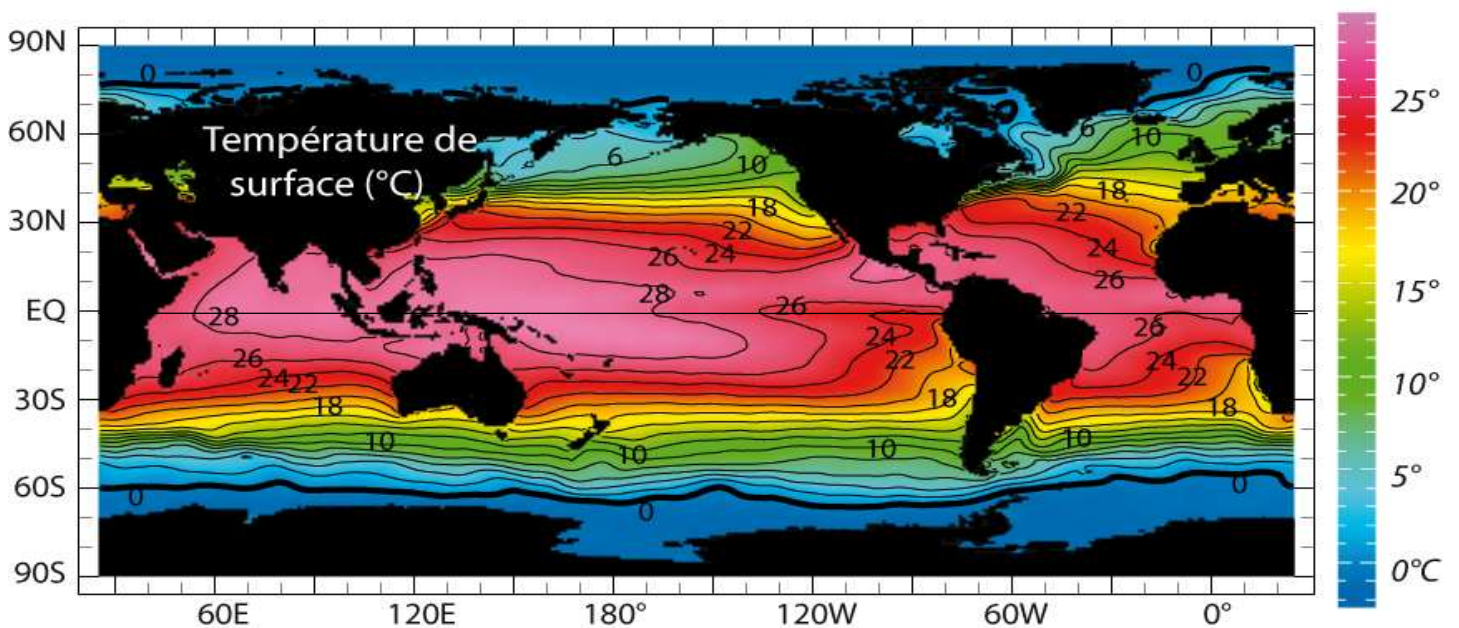
## Effet d'un vent soufflant parallèlement à une côte



179

RAPPEL

## Température de surface moyenne de l'océan



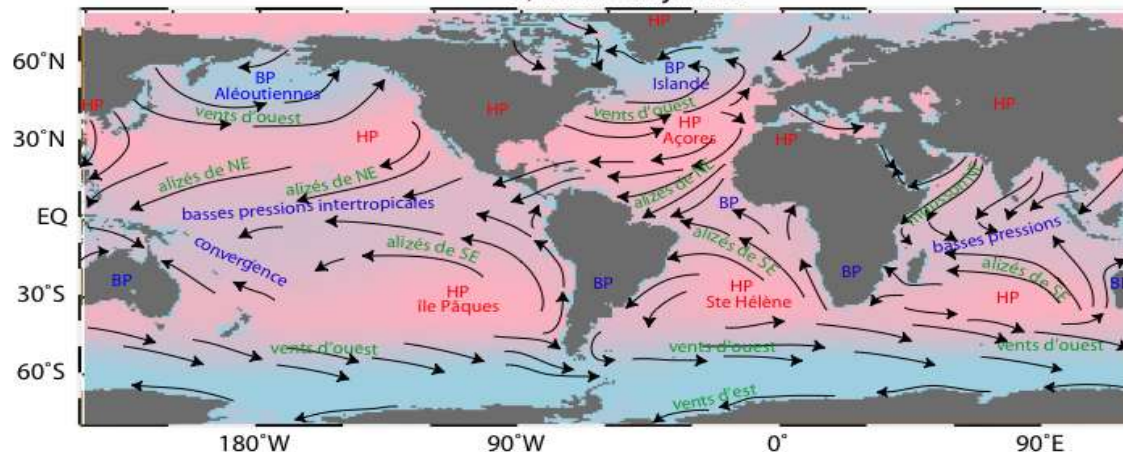
QUESTION

Voyez-vous des traces d'upwellings côtiers ?

180



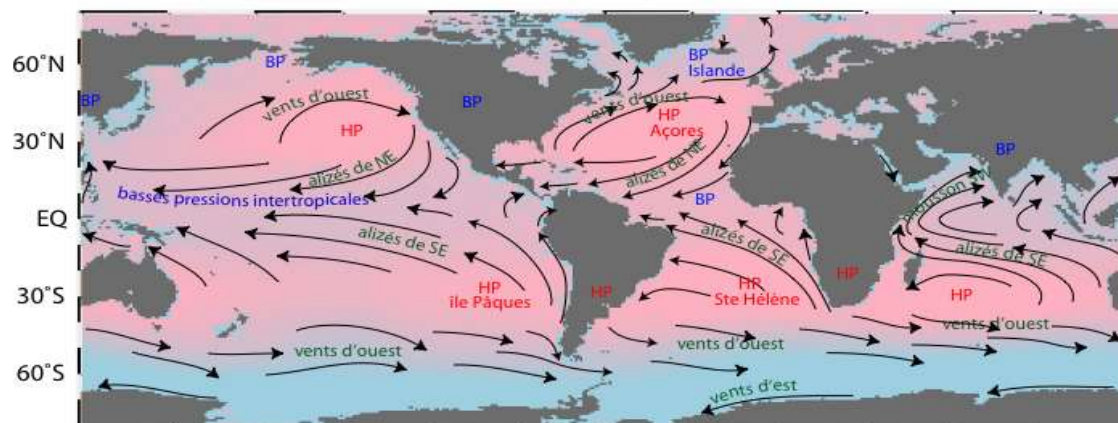
a) Vents en janvier



Principaux  
centres de  
pression  
atmosphérique  
HP en rouge BP  
en bleu

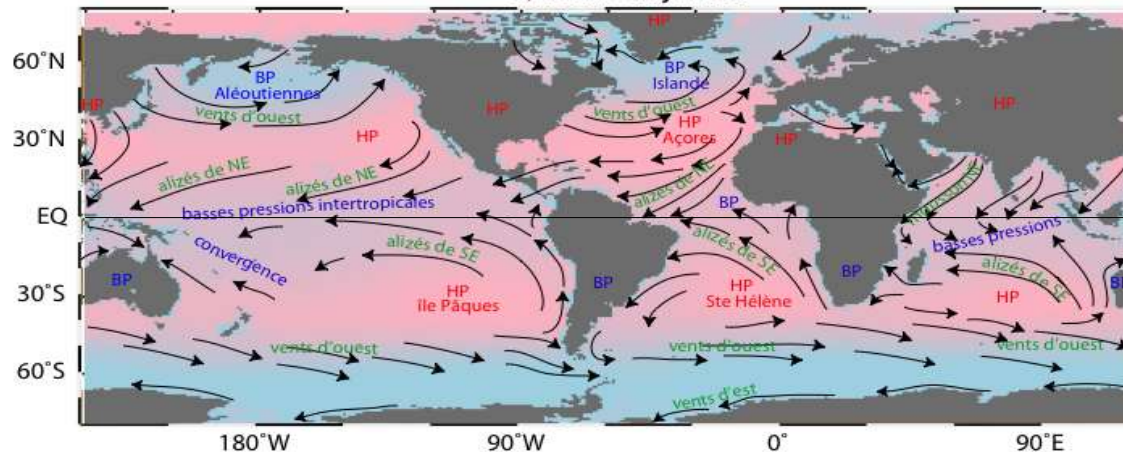
et vents  
de surface  
associés

b) Vents en juillet



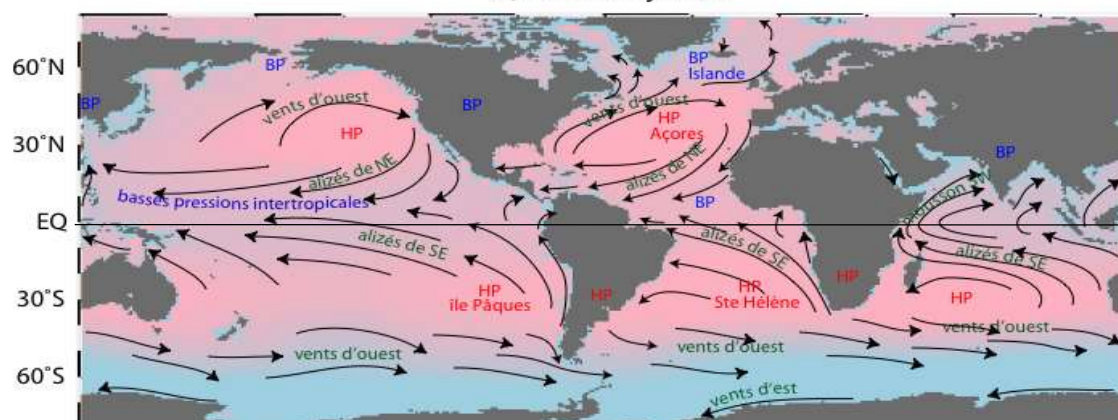
181

a) Vents en janvier



Principaux  
centres de  
pression  
atmosphérique  
HP en rouge BP  
en bleu  
et vents  
de surface  
associés

b) Vents en juillet

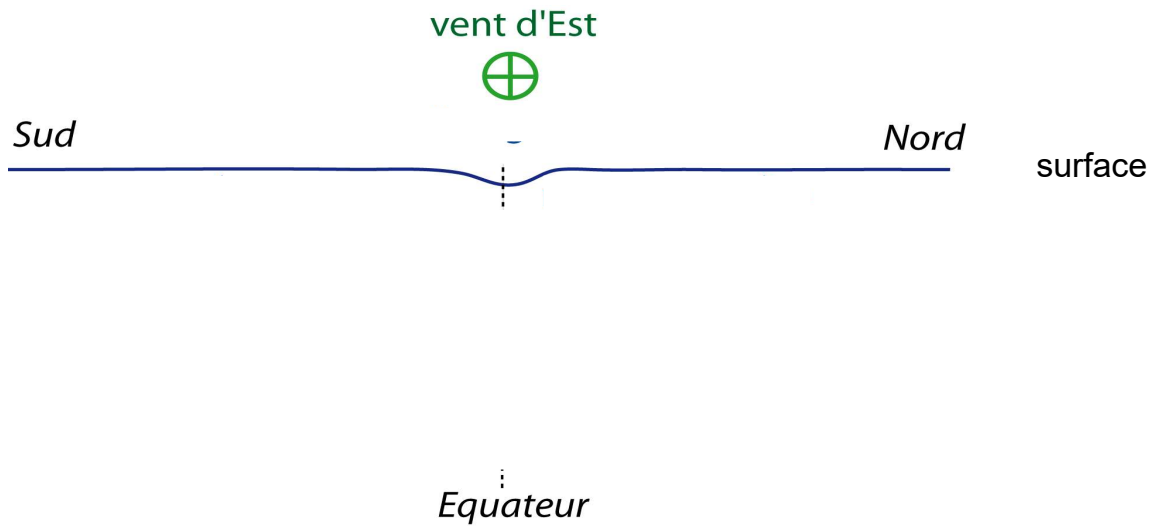


← vents à l'équateur

182



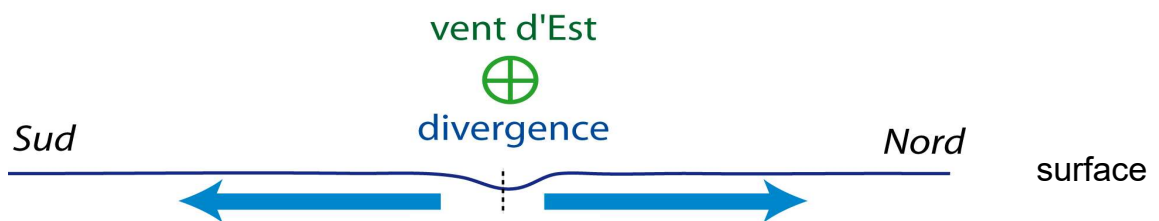
Schéma de la circulation à l'équateur sous un vent d'est



183

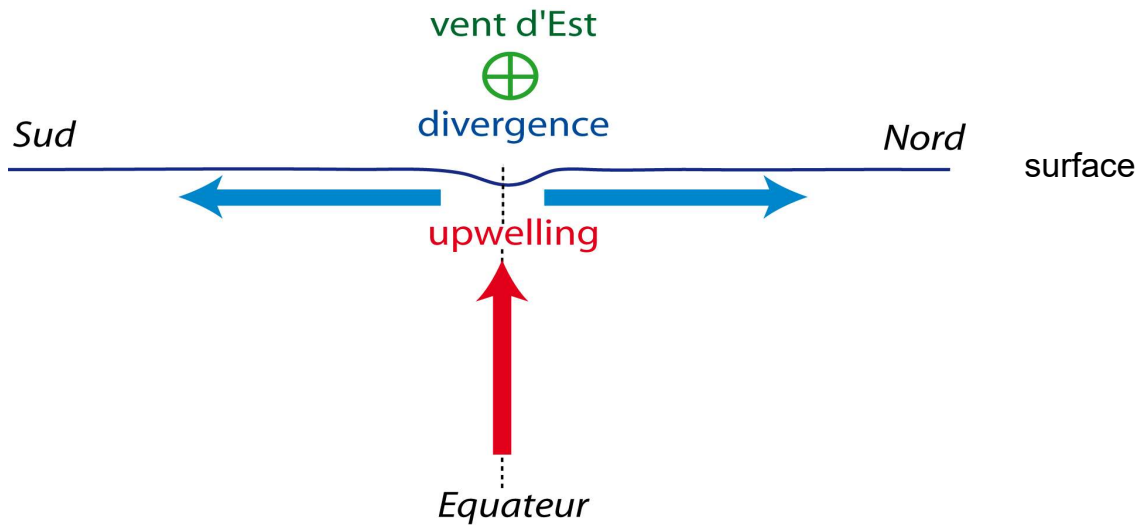
\*

Schéma de la circulation à l'équateur sous un vent d'est  
dans l'hémisphère nord déviation à droite du vent  
dans l'hémisphère sud déviation à gauche du vent  
ce qui entraîne une divergence à l'équateur



184

Schéma de la circulation à l'équateur sous un **vent d'est**  
la **divergence en surface** entraîne une remontée (**upwelling équatorial**) des eaux  
sous-jacentes à l'équateur



L'upwelling apporte en surface des eaux de subsurface **plus froides**  
(et plus riches en sels nutritifs)

185

Pompage d'Ekman  
induit une vitesse verticale d'Ekman de valeur:

$$w = -\frac{\tau_x}{\rho_{eau} |f| \Delta y}$$

Vue de côté

Exemple AN

$$\tau_x = -3 \cdot 10^{-2} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$$

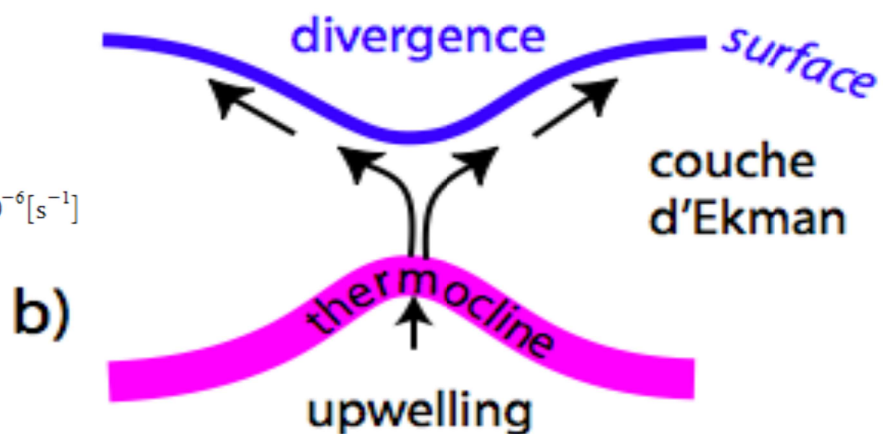
$$\Phi = 2.5^\circ \rightarrow f = 2\Omega \sin \Phi \approx 6 \cdot 10^{-6} [\text{s}^{-1}]$$

$$\Delta y = 5 \cdot 10^5 [\text{m}]$$

$$\rho_e \approx 10^3 [\text{kg m}^{-3}]$$

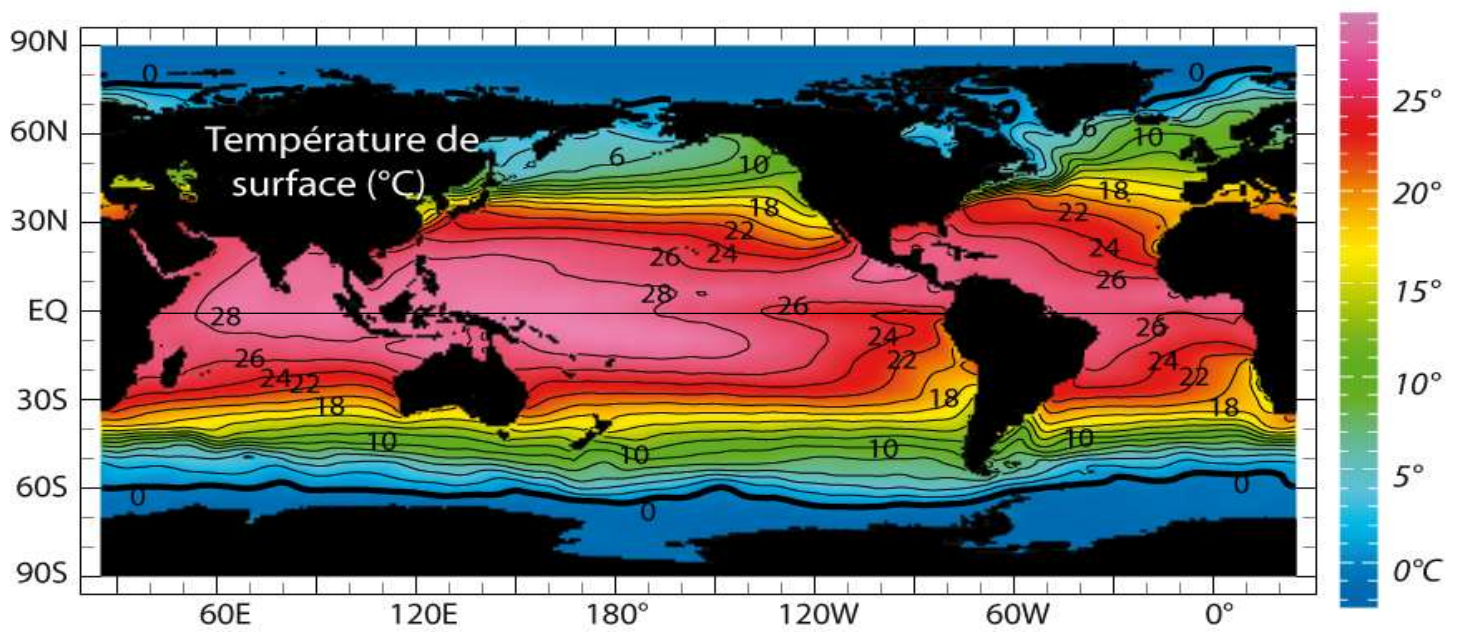
vitesse verticale d'Ekman  $w_e$  :

$$w_e \approx -\frac{-3 \cdot 10^{-4}}{10^3 \cdot 6 \cdot 10^{-6} \cdot 5 \cdot 10^5} \approx 10^{-5} \text{ m s}^{-1} \approx 1 \text{ m par jour}$$



Note dans cette formule simplifiée, seule la tension de vent a un signe (convention + vers l'est) 186

## Température de surface moyenne de l'océan

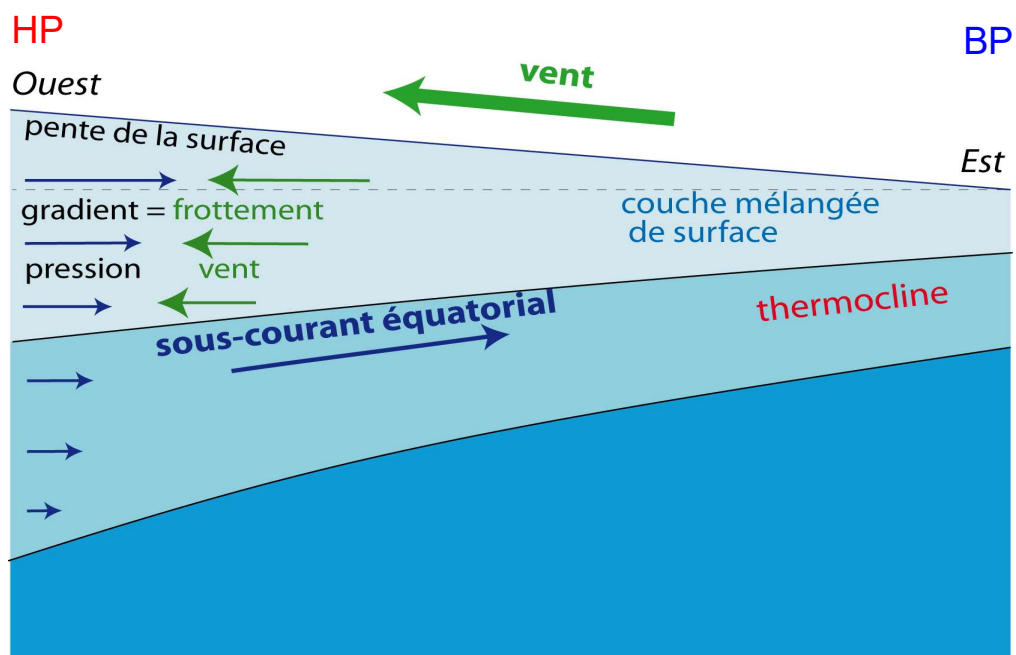


*Voyez-vous des traces d'upwelling équatorial ?*

187

A l'équateur même (  $f = 2\omega \sin \phi = 0$  ) la force de Coriolis est nulle ,  
le courant est dans le sens du vent

Structure équatoriale sous un **vent d'est** (alizés de SE)  
(valable pour les océans Pacifique et Atlantique)

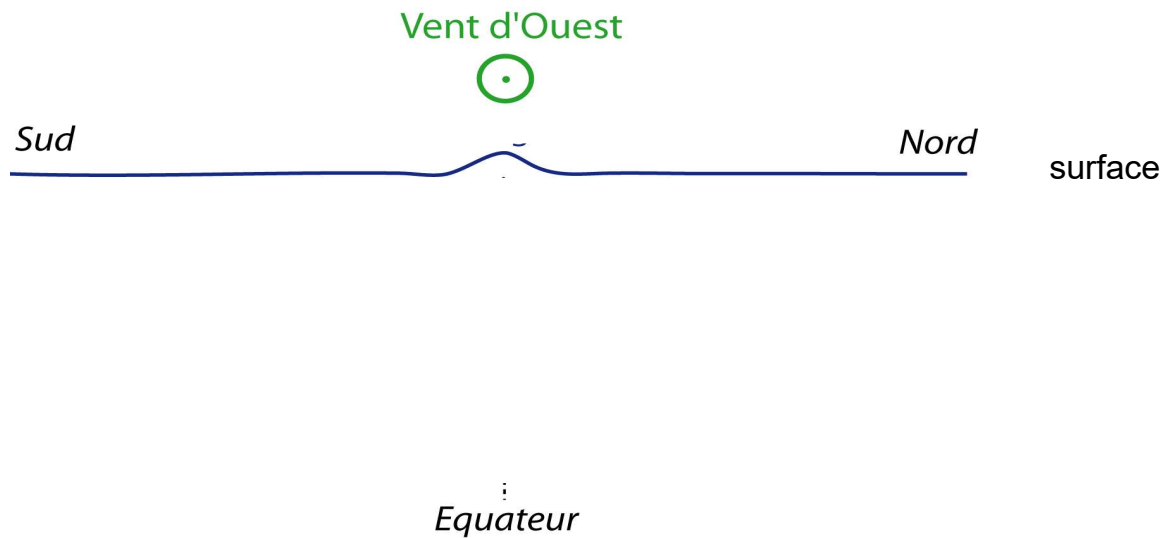


188



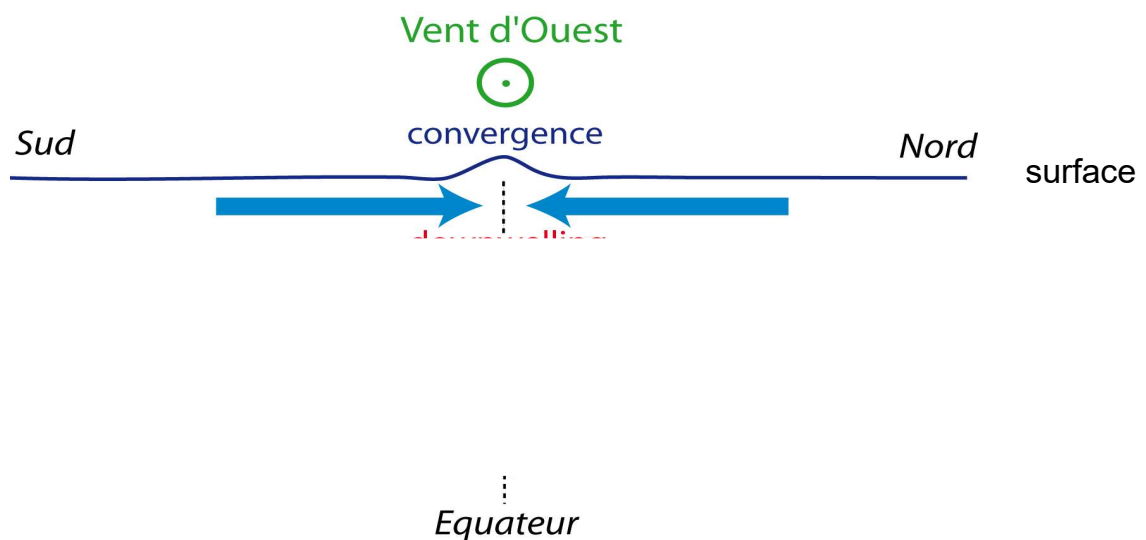
Schéma de la circulation à l'équateur sous un **vent d'ouest**

*y a-t-il divergence ou convergence à l'équateur ?*



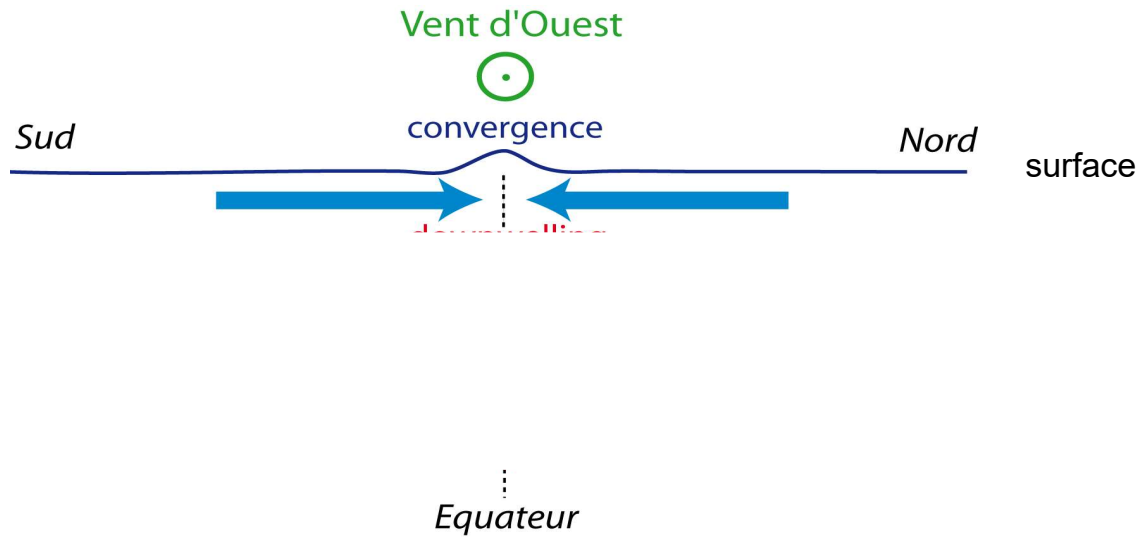
189 \*

Schéma de la circulation à l'équateur sous un **vent d'ouest**  
dans l'hémisphère **nord** déviation à **droite du vent**  
dans l'hémisphère **sud** déviation à **gauche du vent**  
ce qui entraîne une **convergence en surface** à l'équateur



190

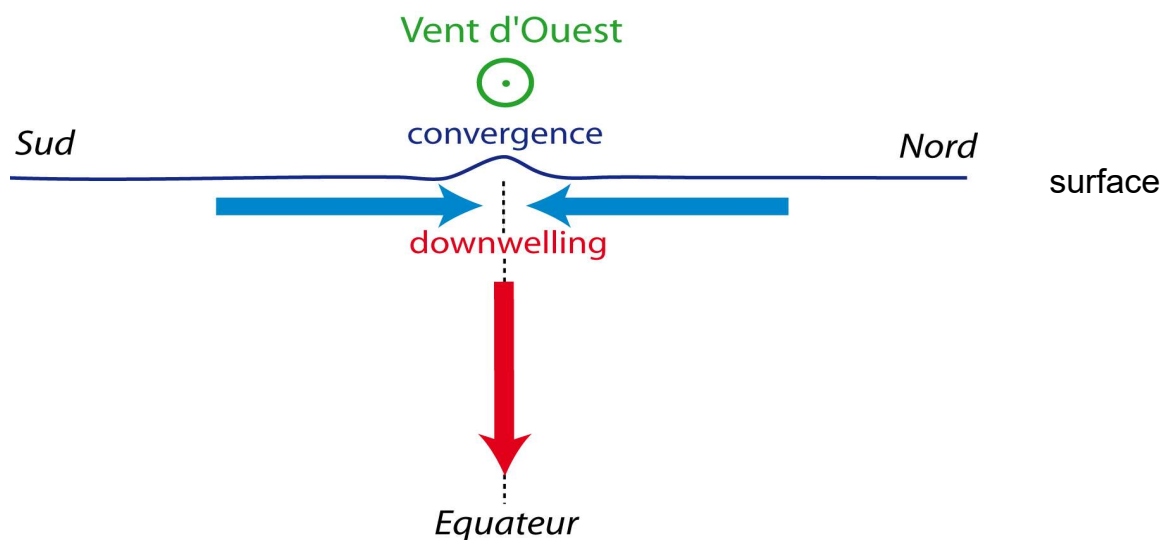
Schéma de la circulation à l'équateur sous un **vent d'ouest**  
 dans l'hémisphère **nord** déviation à **droite du vent**  
 dans l'hémisphère **sud** déviation à **gauche du vent**  
 ce qui entraîne une **convergence** à l'équateur



*Y a-t-il downwelling ou upwelling sous l'effet de la convergence à l'équateur ?*

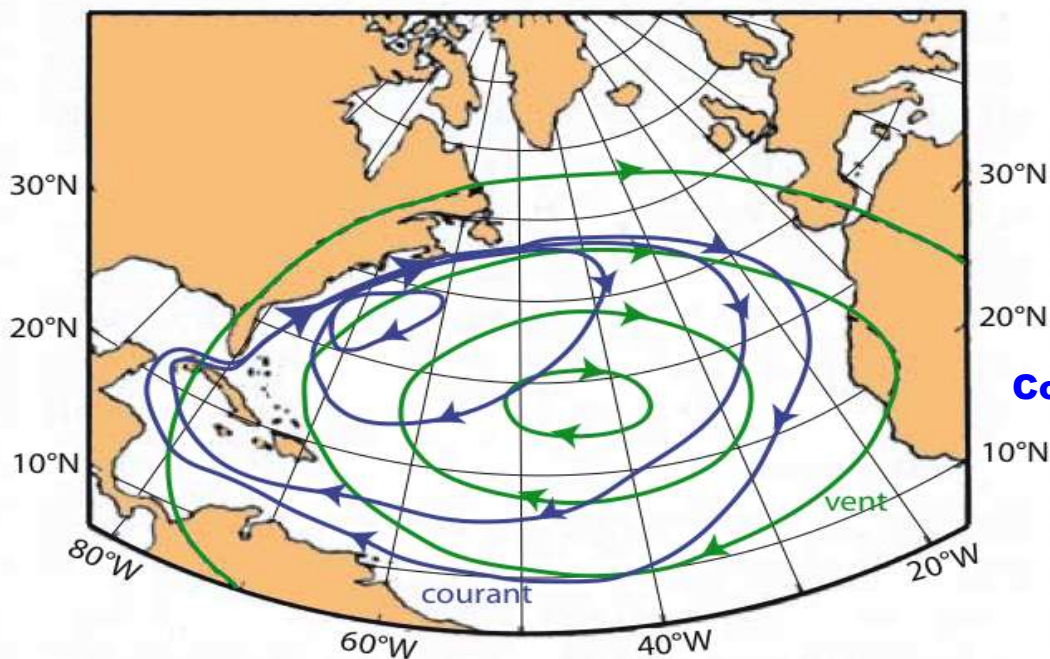
191

Schéma de la circulation à l'équateur sous un vent d'ouest  
 la **convergence** entraîne un **downwelling équatorial**



192

pour l'hémisphère Nord



**Vent en vert**  
relativement  
symétriques

**Courant en bleu**

**Intensification** des courants sur le **bord ouest** de l'océan

Schéma de « Stommel » (1948)

193

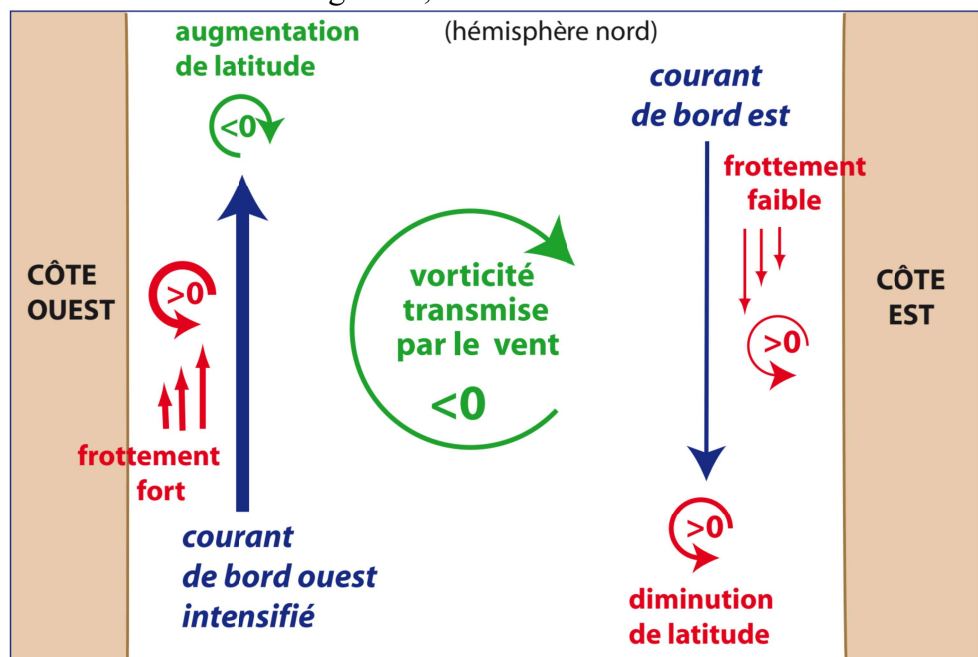
Explication de l'intensification du courant sur le bord ouest des océans  
par la **conservation de la vorticité potentielle** d'un élément fluide  
= conservation de son moment angulaire, en l'absence de frottement

Vorticité planétaire:  $f$   
 $f = 2 \omega \sin \phi$

Vorticité relative =  $\text{rot} V$   
dans le plan horizontal

Vorticité absolue =  
 $f + \text{rot} V$

**Vorticité potentielle** =  
Vorticité absolue/H =  
 **$(f + \text{rot} V) / H$**

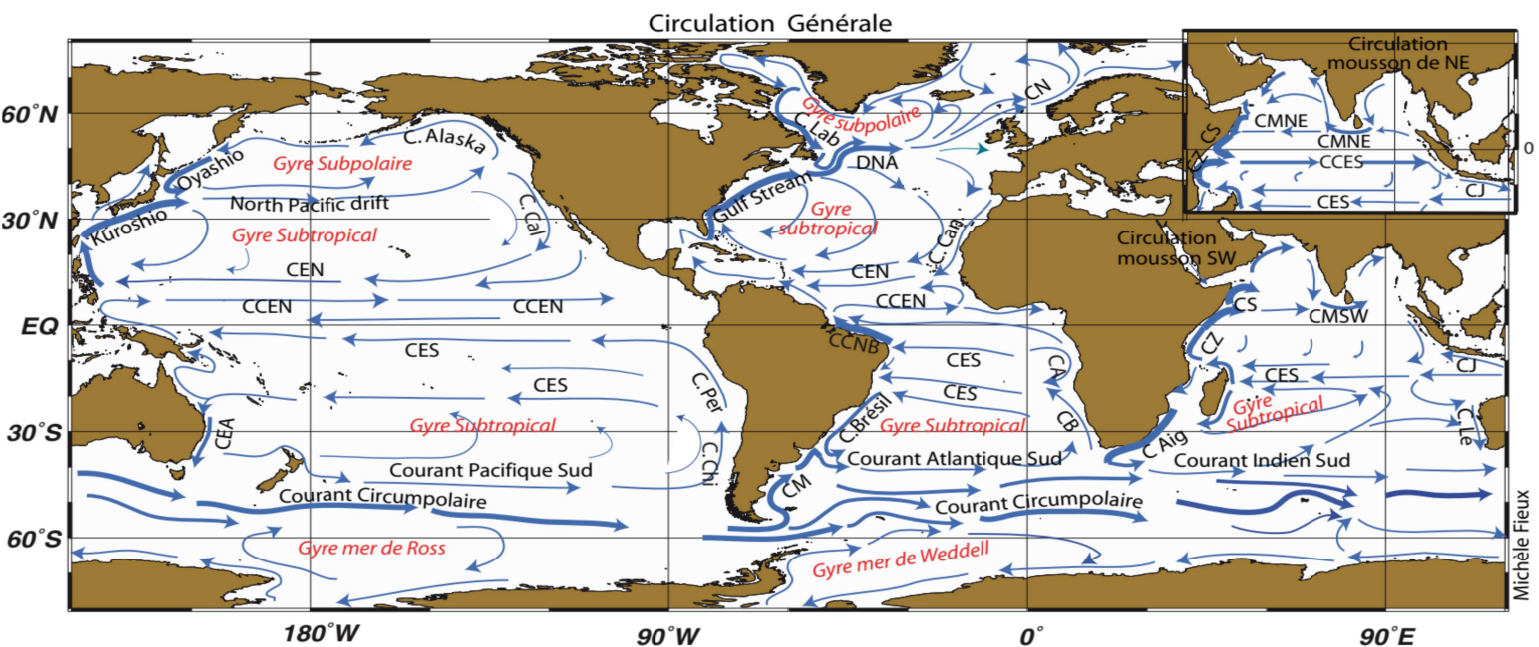


En augmentant de latitude,  $f$  augmente vers le nord. Pour conserver la vorticité potentielle il faut donc que le  $\text{rot} V$  diminue, si  $H$  reste constante.

Pour qu'il y ait équilibre entre la vorticité négative transmise par le vent, la vorticité négative due au changement de latitude, il faut que le frottement, qui transmet une vorticité positive soit fort, donc que le courant soit plus fort à l'ouest qu'à l'est.







Circulation générale de surface de l'océan  
(situation d'été boréal, juillet)  
et encart pour le nord de l'océan Indien (moussons) en janvier

197

## Références Bibliographiques

cours OCE101  
Océanographie Régionale

**L'océan planétaire**, Michèle Fieux, ENSTA, 2010, réédité en 2020 (+ traduit en anglais)

**Regional Oceanography: an Introduction**. M. Tomczak and J.S. Godfrey, Pergamon, 1994.

**Ocean Circulation**. The Open University, Pergamon Press, 1989.

et d'autres lectures en français

**Le Gulf Stream**, B. Voituriez, Editions de l'UNESCO, 2006

**Portrait du Gulf Stream**, Eric Orsenna, Ed. Points, 2006

**Océan et Climat**, J. Merle, Editions de l'IRD, 2006

**La Machine-Océan**, J. F. Minster, Editions Flammarion, 1997

198